

Н. Я. Дядькина, М. П. Орлов

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЛОГОПИТА



Министерство геологии СССР
Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский
геологический институт

И. Я. Дядькина, М. П. Орлова

Месторождения флогопита

(Закономерности размещения и условия образования)

4874



ЛЕНИНГРАД
«Н Е Д Р А»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1976



Дядькина И. Я., Орлова М. П. Месторождения флогопита (Закономерности размещения и условия образования). Л., «Недра», 1976. 216 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т).

В монографии проанализированы и обобщены данные по геологии и минералогии месторождений флогопита двух формационных типов: 1) приуроченных к комплексам докембрийских высокомагнезиальных метаморфических пород с аляскиновыми гранитами и 2) залегающих в сложных интрузивах ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов.

Описаны главнейшие флогопитоносные провинции и месторождения каждого формационного типа. Показано геологоструктурное положение месторождений, дано описание слюдосодержащих пород, морфологии слюдоносных тел, парагенетических ассоциаций флогопита, его состава и свойств. Самостоятельная часть посвящена разбору региональных и локальных факторов размещения месторождений: тектонического, возрастного, литологического, петрохимического, метаморфического.

В заключительных разделах монографии рассмотрены условия образования флогопитовых месторождений и дана перспективная оценка территории СССР в отношении обнаружения крупных концентраций высокомагнезиальных слюд и сопутствующего комплекса полезных ископаемых. Предложены поисковые критерии на флогопит и даны рекомендации по дальнейшему расширению его сырьевой базы.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Табл. 19, ил. 61, список лит. 204 назв.

Предисловие

В последнее десятилетие интерес отечественной промышленности к месторождениям высокомагнезиальных слюд неуклонно растет в связи с расширением ассортимента электроизоляционных изделий, с одной стороны, возможностью использования полезных ископаемых как комплексного минерального сырья — с другой.

В данной монографии охарактеризованы флогопитовые месторождения двух главнейших в практическом отношении формационных типов: 1) докембрийских высокомагнезиальных метаморфических пород с аляскитовыми гранитами (месторождения Снежное, Эмельджак, Слюдянские), являющихся в настоящее время главным поставщиком высококачественного флогопита для промышленности, и 2) щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов, с которыми связаны месторождения высокомагнезиальных слюд типа Ковдорского, перспективная оценка которого всесторонне освещена В. И. Терновым [141] и коллективом геологов СЗТУ, а флогопит имеет относительно высокую железистость и большое число первичных дефектов.

Характерной чертой флогопитоносных провинций и соответственно флогопитовых месторождений, независимо от их геологического положения и генезиса, является комплексность оруденения. Наряду с концентрациями слюды флогопитовые месторождения (или массивы, к которым они приурочены) содержат железные руды и апатит, а ряд месторождений метаморфических комплексов — и лазурит, месторождения же второго типа специализированы также в отношении редкометальной, редкоземельной минерализации и в отдельных случаях медного и флюоритового оруденения.

Предлагаемая вниманию читателей монография состоит из восьми глав. В первой, вводной, рассматриваются главнейшие формационные типы месторождений флогопита, а в последующих (II и IV) охарактеризованы типовые слюдоносные провинции и флогопитовые месторождения Советского Союза двух ведущих в практическом отношении типов. Для сравнения с ними

приведены краткие сведения по флогопитоносным провинциям зарубежных стран и месторождениям гетерогенных, полиформационных комплексов (типа Инагли).

Основные выводы из этого материала суммированы в гл. III и V, где отражены региональные и локальные закономерности размещения флогопитовых месторождений по формационным типам. В зависимости от геолого-структурного положения флогопитоносных провинций первого типа и щелочно-ультраосновных, карбонатитовых комплексов (и отдельных массивов) второго формационного типа показана металлогеническая специализация их в отношении ведущего полезного ископаемого.

В заключительных разделах монографии проведено сопоставление генетических особенностей месторождений флогопита, охарактеризована сопутствующая минерализация провинций обоих формационных типов и даны состояние минерально-сырьевой базы СССР и перспективная оценка отдельных регионов на флогопит.

Не все затронутые в монографии вопросы освещены с необходимой полнотой, что может быть восполнено за счет многочисленных публикаций по этой интереснейшей проблеме, активно углубляемой как советскими, так и зарубежными исследователями; тем не менее авторы монографии полагают, что приведенные материалы по всем флогопитоносным провинциям Советского Союза и зарубежных стран и сопоставление их по двум, контрастным в генетическом отношении, формационным типам представляют интерес для познания закономерностей формирования месторождений и дальнейшего развития геологопоисковых работ на высокомагнезиальные слюды и связанные с ними полезные ископаемые.

Работа между авторами распределена следующим образом. М. П. Орловой охарактеризованы щелочно-ультраосновные, карбонатитовые и гетерогенные ультраосновные, щелочные комплексы и связанные с ними месторождения и изложены региональные и локальные закономерности их размещения (гл. IV и V, частично I); остальные разделы написаны И. Я. Дядькиной. Авторы монографии особо признательны З. Ф. Алексеевой, Е. В. Поповой, Г. М. Волковой, оказавшим большую помощь при подготовке рукописи к печати, а также Д. В. Рундквисту, Ю. Е. Рыцку и В. И. Терновому, чье активное обсуждение научных вопросов способствовало завершению этой работы.

Необходимо подчеркнуть, что вдохновителем и организатором работ по изучению отечественных месторождений железомagneзиальных слюд и продуктов их гидратации во ВСЕГЕИ на протяжении многих лет был П. П. Боровиков. Его научные работы и большая энергия куратора способствовали открытию ряда слюдяных месторождений. Авторы настоящей монографии пытаются продолжить начатые совместно с П. П. Боровиковым исследования месторождений высокомагнезиальных слюд, помня его доброжелательную критику и советы.

Главнейшие формационные типы месторождений флогопита

Как известно, в литературе имеются значительные расхождения в определении и принципах выделения геологических формаций вообще и рудных в особенности. Рассмотрение и сопоставление большинства из наиболее широко известных определений [16, 69, 77, 78, 125, 157, 158, 164], позволяют следовать развиваемому в последнее время вещественно-структурному направлению, в соответствии с которым под рудной формацией понимается естественная ассоциация минеральных парагенезисов с определенным видом структурных связей, в которой те или иные компоненты содержатся в промышленном количестве.

На месторождениях железомagneзиальных слюд отчетливее, чем на многих других, выступает связь с определенными магматическими и метаморфическими формациями. Она в значительной степени определяет как структурное положение отдельных формационных типов этих месторождений, так и их практическую ценность, зависящую от состава слюд, наличия в них примесей и включений, размера кристаллов, запасов полезного компонента и т. д. Поэтому в определение выделяемых формационных типов наряду с названием главного компонента включены наименования геологических формаций, к которым приурочены рудные. Вместе с тем этот признак не является единственным, поскольку с одной геологической формацией оказываются связанными «изоморфные ряды» рудных формаций, различающихся в одних случаях преобладающим ценным компонентом (флогопит, железо, апатит, медь, редкие металлы и т. д.), в других — принципиально важными качественными особенностями слюд и масштабам их проявления.

Как показывает опыт изучения месторождений железомagneзиальных слюд, состав флогопита в значительной мере предопределяется характером вмещающей среды, а также закономерно изменяется в процессе рудообразования.

В связи со сказанным, на месторождениях одного формационного типа в зависимости от состава вмещающих пород и стадии процесса минералообразования выделяется серия слудоносных тел, различающихся по минеральным парагенезисам, качеству, а следовательно, и промышленной ценности сырья. Необходимо

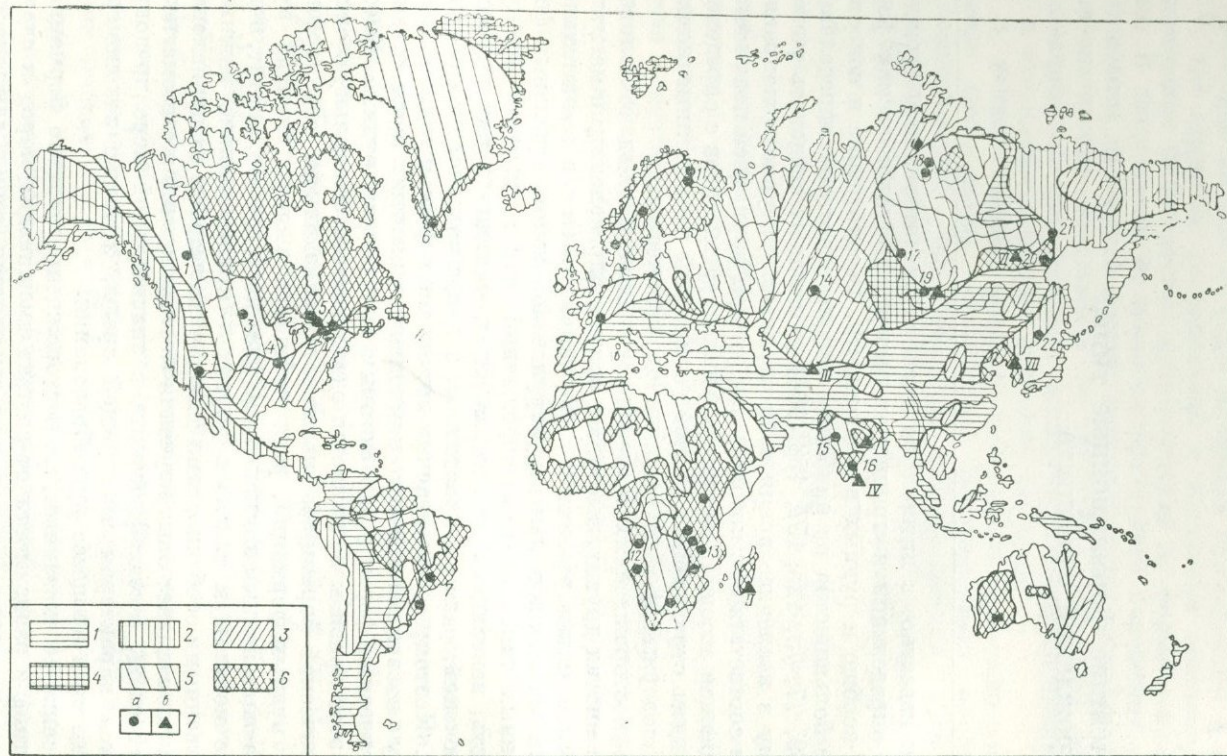


Рис. 1. Схема размещения провинций комплексных месторождений и рудопроявлений, связанных с массивами ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов и докембрийскими магнезиальными метаморфическими толщами (тектоническая основа В. В. Белоусова),

1 — альпийские передовые прогибы, парагоссиноклинали и синклинали; 2 — области преимущественно мезозойской складчатости в альпийских геосинклиналях; 3 — герцииды; 4 — каледониды; 5 — альпийские платформы на докембрийском основании; 6 — шиты в современных границах; 7, а — провинции ультраосновных, щелочных пород и карбонатов с комплексной минерализацией (цифры на карте); 1 — Западно-Канадская [TR₂O₃, (Nb, Ta)₂O₅, BaSO₄, P₂O₅, CaF₂, ThO₂, SnO₂]; 2 — Калифорнийская (P₂O₅, TR₂O₃); 3 — Центрально-Монганская (BaSO₄, флюорит); 4 — Арканзасская (Nb₂O₅, TiO₂, TR₂O₃, MoO₃); 5 — Восточно-Канадская (Nb₂O₅, Ta₂O₅, TR₂O₃, TiO₂, U₃O₈, железоз); 6 — Грениландская (TR₂O₃, Nb₂O₅, Ta₂O₅, ZrO₂); 7 — Бразильская (P₂O₅, Nb₂O₅, ThO₂, U₃O₈, TR₂O₃); 8 — Рейнская (нет данных); 9 — 10 — Скандинавская (Nb, Ta)₂O₅; P₂O₅, BaSO₄, железоз); 11 — Карело-Кольская (P₂O₅, ZrO₂, флогопит, железоз, вермикулит, форстерит, Al₂O₃); 12 — Западно-Африканская [P₂O₅, (Ta, Nb)₂O₅, железоз,

флюорит], 13 — Восточно-Африканская [P₂O₅, (Ta, Nb)₂O₅, TR₂O₃, ZrO₂, BaSO₄, TiO₂, U₃O₈, мель, железоз, вермикулит]; 14 — Кокчетавская (P₂O₅, вермикулит); 15 — Западно-Индийская (нет данных); 16 — Восточно-Индийская (нет данных); 17 — Енисейская (P₂O₅); 18 — Северо-Сибирская (P₂O₅, железоз, флогопит); 19 — Восточно-Саянская (P₂O₅, железоз); 20 — Восточно-Алтайская (P₂O₅, железоз, флогопит); 21 — Южно-Верхоянская (P₂O₅); 22 — Сихотэ-Алинская (железо, TiO₂, P₂O₅); 7, б — провинция месторождений флогопита комплексов докембрийских метаморфических пород с сопутствующей минерализацией (цифры на карте): 1 — канадская (флогопит, железоз, P₂O₅); 11 — Мадагаскарская (флогопит, P₂O₅); 111 — Памирская (флогопит, лазурит); 114 — Восточно-Индийская (флогопит, вермикулит); 115 — Прибайкальская (флогопит, P₂O₅, лазурит); 116 — Алданская (флогопит, железоз); 117 — Северо-Корейская (флогопит, P₂O₅).

отметить, что месторождения каждого конкретного формационного типа отличаются своим диапазоном колебания минеральных парагенезисов и структур.

Как уже отмечалось, связь отдельных слюдоносных формаций с теми или иными магматическими и метаморфическими формациями определяет их наиболее общую структурную позицию: приуроченность к щитам, платформам, срединным массивам и внутригеосинклинальным поднятиям, а в их пределах — к зонам глубинных разломов или крупным пликативным структурам и т. д. На основании этих признаков устанавливаются региональные закономерности размещения месторождений различных формационных типов.

С другой стороны, месторождения каждого формационного типа, отличаясь своими особенностями вещественного состава (иными парагенетическими ассоциациями минералов), характеризуются своеобразным структурным положением в пределах конкретных магматических, метаморфических комплексов и массивов, различной формой рудных зон и тел, специфическим распределением в них полезных компонентов и т. д. Большая часть этих особенностей сказывается на закономерностях размещения локального порядка, хотя, несомненно, часть из них имеет и региональное значение.

В настоящее время все известные месторождения флогопита могут быть объединены в два формационных типа: 1) месторождения высокомагнезиальных докембрийских метаморфических пород с аляскитовыми гранитами; 2) месторождения комплексов ультраосновных, щелочных пород и карбонатов. Другие известные проявления флогопитовой минерализации практической ценности не представляют.

Флогопитовая формация высокоглиноземистых докембрийских метаморфических пород

Слюданосные провинции данного формационного типа приурочены к блокам древних архейских или протерозойских пород (щиты, срединные массивы, внутригеосинклинальные поднятия), залегающих среди более молодых, различных по возрасту складчатых областей (рис. 1). Развитие флогопитовой минерализации происходило под воздействием гранитоидов повышенной щелочности (аляскитовых) поздних этапов формирования древнейших

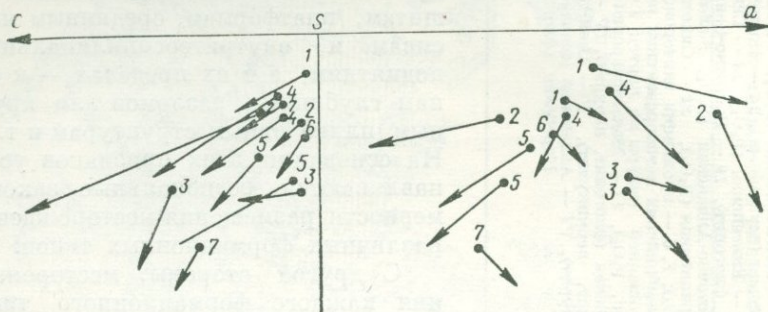


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма состава аляскитовых гранитов.

Граниты: 1 — Слюдянского района Прибайкальской провинции, 2—5 — Алданской провинции (2 — Эмельджакской, 3 — Куронахской, 4 — Тимптонской групп; 5 — хрусталоносных месторождений); 6 — щелочные граниты, по Р. О. Дэли; 7 — гранодиорит, по Р. О. Дэли.

геосинклинальных областей, проявляющихся среди высокомагнетизальных алюмосиликатных (пироксеновые сланцы, пироксеновые амфиболиты) и карбонатных пород.

Как известно [64], аляскитовые граниты являются самостоятельной магматической формацией, возникающей в относительно спокойной обстановке, в условиях развития радиальных блоковых движений консолидационной стадии того или иного магматического цикла. В петрографическом отношении они представляют собой крупно-, средне- или мелкозернистые породы, вполне однородные по составу. Для них характерны резкое преобладание калия над натрием и пересыщенность глиноземом. Глубина формирования данных пород составляет 1—1,5 км. Наиболее распространены аляскитовые граниты докембрийского и позднепалеозойского (пермского) возраста.

В докембрийских толщах формирование аляскитовых гранитов теснейшим образом связано с явлениями ультраметаморфизма, гранитизации и палингенеза. Их возраст колеблется в интервале от 2600—2200 (Алданский щит, Мадагаскар) [66, 124, 143] до 1000—800 млн. лет (Канадский щит, Прибайкалье) [143, 155, 164]. Характерно, что средние составы древних аляскитовых гранитов в различных провинциях мира весьма близки между собой (рис. 2).

Металлогеническая специализация докембрийских аляскитовых гранитов определяется связью с ними крупных месторождений флогопита и почти полным отсутствием редкоземельной минерализации. Помимо флогопитовых в комплексах древних метаморфических пород в связи с гранитоидами аляскитового состава могут возникать месторождения следующих рудных формаций: 1) магнетитовой, 2) апатитовой, 3) лазуритовой, 4) энстатит-шпинелевой.

Месторождения этих формационных типов чаще всего пространственно разобщены, что определяется их связью с различными литологическими горизонтами метаморфических пород. В палеозое образование аляскитовых гранитов носило интрузивный характер и сопровождалось развитием сопутствующей вольфрам-молибденовой минерализации, а также формированием пегматитовых тел, содержащих тантал и ниобий.

Среди месторождений флогопита комплексов докембрийских высокомагнезиальных метаморфических пород в зависимости от их геолого-структурной позиции следует различать два подтипа: 1) месторождения, залегающие в пределах щитов, и 2) месторождения, приуроченные к срединным массивам и периферическим частям палеоподнятий — срединным массивам и внутригеосинклинальным поднятиям.

Для месторождений первого подтипа характерно интенсивное проявление процессов ультраметаморфизма и гранитизации, что выражается в широком развитии здесь пород гранулитовой фации метаморфизма, гранито-гнейсов и мигматитов. Из гранитоидов наряду с аляскитами весьма часто встречаются чарнокиты. Слюдоносные провинции, заключающие месторождения этого подтипа, занимают большие площади (до 2000 км²). При этом запасы флогопита в них могут составлять более 2 млн. т. Однако флогопит имеет относительно высокую железистость ($F_{\text{общ}} = 10 \div \div 12\%$) и характеризуется присутствием значительного числа дефектов. Сопутствующая минерализация может быть представлена железными (магнетитовыми) рудами и апатитом.

Месторождения второго подтипа приурочены к породам высокотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма со слабым проявлением гранитизации. Чарнокиты для таких районов не характерны. Присутствующие тела щелочных гранитов носят интрузивный характер. Провинции имеют незначительные запасы флогопита (первые десятки тысяч тонн), однако последний отличается весьма высоким качеством, а его железистость не превышает 6—7%. Сопутствующая минерализация представлена апатитом и лазуритом.

Флогопитоносные породы на месторождениях, залегающих в комплексах высокомагнезиальных метаморфических пород, весьма многообразны и широко распространены. В самом общем виде все слюдоносные тела могут быть подразделены на два типа: метасоматические и жилы выполнения [42, 62]; и те и другие

образования имеют четко выраженную зональность. Ведущими минеральными парагенезисами слюдоносных тел являются: ортоклаз — скаполит — диопсид — паргасит — флогопит, форстерит — шпинель — диопсид — флогопит — кальцит, скаполит — диопсид — флогопит — кальцит.

Метасоматические тела характеризуются неправильными контурами, нередко постепенными переходами к вмещающим породам, наличием реликтовых включений последних (рис. 3). Слагающие их минералы, в том числе флогопит, нередко имеют



Рис. 3. Метасоматические скаполит-пироксен-флогопитовые тела. Месторождение Эмельджак, Алданская провинция.

скелетные формы роста и содержат большое число посторонних включений (рис. 4). Такие тела встречаются среди довольно разнообразных пород, развитых в пределах слюдоносных полей и в зависимости от их состава подразделяются на ряд разновидностей, отличающихся по характеру зональности, минеральным парагенезисам, химизму слагающих минералов, а в конечном счете и по их промышленной значимости.

Жилы выполнения обычно имеют более резкие контакты, чем метасоматические тела (рис. 5), и занимают секущее положение по отношению к согласным залежам метасоматических пород, последние могут иметь смещения вдоль контактов жил. Это свидетельствует о более позднем образовании жил по отношению к метасоматическим телам. В центре жил нередко имеется свободное пространство. Флогопит в жилах отличается идиоморфными очертаниями и малым количеством включений.

При сравнении флогопитоносных метасоматических тел и жил выполнения выявляются как общие черты, так и отличия. Для

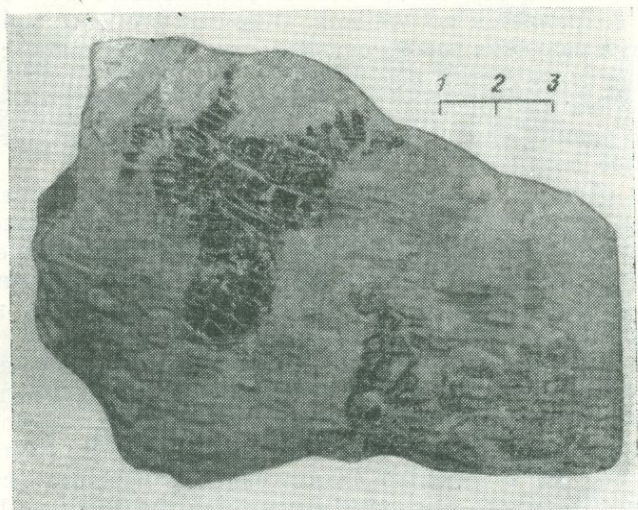


Рис. 4. Скелетные формы роста кристаллов флюорита в скаполит-диопсидовой породе. Месторождение Эмельджак, Алданская провинция.



Рис. 5. Флюорит-кальцитовые жилы выполнения в амфибол-диопсидовых сланцах. Слюдянский район, Прибайкальская провинция. Фото С. П. Мурзаева.

тех и других типичны одинаковые минеральные парагенезисы, а последовательность смены зон в направлении от контакта к центру сохраняется постоянной. С другой стороны, имеющиеся между ними различия весьма существенны и заключаются: 1) в неодинаковой структурной позиции, 2) в различной степени зависимости состава слюдоносных тел от состава окружающей среды, 3) в смене ранних минеральных парагенезисов в метасоматических телах более поздними в жилах выполнения.

Таким образом, в целом для процесса флогопитообразования в древних метаморфических породах характерна закономерная и постепенная смена метасоматических явлений отложением вещества в открытых полостях с одновременной заменой ранних минеральных парагенезисов более поздними и ослаблением влияния вмещающих пород на состав образующихся тел.

На протяжении всей истории изучения месторождений рассматриваемой формации исключительное значение придавалось магнезиальным карбонатным породам, которые рассматривались и рассматриваются в настоящее время большинством исследователей [71, 85, 98] в качестве единственно возможного источника магния, необходимого для кристаллизации флогопита. В связи с этим данные месторождения до сих пор описываются в качестве типичных представителей магнезиальных скарнов. Если на ранних этапах изучения месторождений считалось, что процесс является биметасоматическим, развивающимся лишь исключительно в зоне контакта алюмосиликатных и карбонатных пород, то позднее было обращено внимание на тот факт, что основная масса слюдоносных тел залегает непосредственно среди алюмосиликатных пород, на значительном удалении от этих контактов, а зачастую и без видимой связи с ними. В соответствии с этим было сделано допущение о возможной подвижности магния, и главная роль в образовании флогопитоносных тел стала отводиться инфльтрационным метасоматическим процессам.

Анализ закономерностей размещения флогопитоносных жил в различных слюдоносных провинциях свидетельствует об их закономерной связи с горизонтами высокомагнезиальных алюмосиликатных пород (пироксеновые гнейсы и сланцы, пироксеновые амфиболиты), которые являются материнскими для большинства известных промышленных тел. На тех участках продуктивных свит, где устанавливается присутствие пластов высокомагнезиальных мраморов, а пироксенсодержащие гнейсы и сланцы отсутствуют, крупнокристаллический флогопит не получил широкого распространения. Примером могут служить районы Малобыстринского месторождения в Прибайкалье и Кухилалского месторождения благородной шпинели на Памире (рис. 6). В широко развитых здесь метасоматических зонах, прослеживающихся вдоль контакта магнезиальных мраморов и алюмосиликатных пород или на некотором удалении от него, флогопит встречается лишь в виде мелкокристаллических агрегатов жемчужного цвета,

отличающихся от флогопита промышленных тел большим содержанием окиси магния и весьма низким коэффициентом железистости (табл. 1).

Исходя из известных определений [54, 72, 162], к магнезиальным скарнам следует относить метасоматические породы, сложенные высокотемпературными магнезиальными минералами (среди которых типоморфны форстерит, диопсид, шпинель, фло-

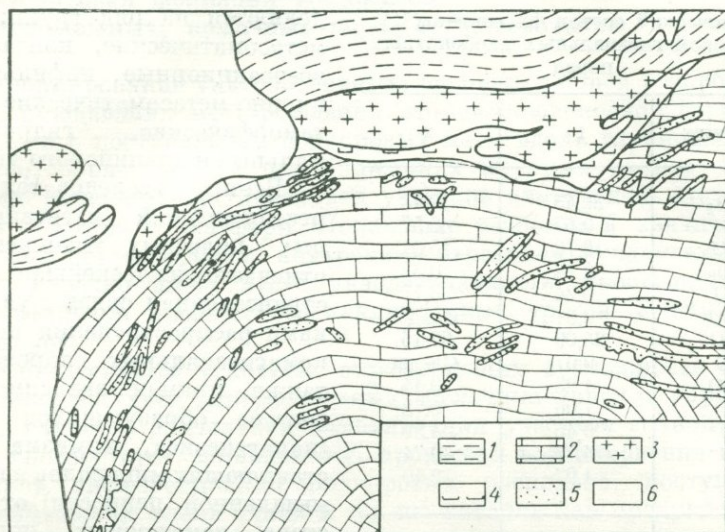


Рис. 6. Схема геологического строения Первого участка месторождения Кухидал, по Л. С. Зильберфарбу и В. И. Киселеву.

Горанская свита: 1 — мигматизированные биотитовые гнейсы, 2 — магнезиальные мраморы, магнезиты; 3 — гранитоиды, 4 — флогопит-анстатит-амфиболовые породы; 5 — шпинель-форстеритовые породы; 6 — делювиальные отложения.

гопит), возникшими в зоне контактового ореола интрузий в результате реакционного взаимодействия доломитов или других магнезиальных карбонатных пород с магмой или алюмосиликатными породами при наличии магматогенных растворов. Сопоставляя данное определение с особенностями размещения, состава и строения флогопитоносных тел различных типов, к магнезиальным скарнам можно отнести лишь тела форстерит-шпинель-диопсид-флогопит-кальцитового и полевошпат-скаполит-диопсид-флогопитового состава, развитые в области контакта гранитоидов и мраморов.

Несмотря на имеющиеся существенные отличия (по степени метаморфизма вмещающих пород, составу гранитоидов), намечается некоторая аналогия между месторождениями флогопита комплексов древних метаморфических пород в связи с гранитоидами аляскинского состава и месторождениями других

магнезиальных неметаллических полезных ископаемых, например асбеста и талька.

Последние так же, как и месторождения флогопита, образуются в результате воздействия постмагматических гранитоидных растворов на магнезиальные породы, среди которых присутствуют как алюмосиликатные, так и карбонатные разновидности [4,

Таблица 1

Химический состав флогопита (%)
из высокомагнезиальных карбонатных пород

Компонент	1	2
SiO ₂	39,43	39,43
TiO ₂	0,67	0,57
Al ₂ O ₃	16,79	15,61
Fe ₂ O ₃	0,24	0,32
FeO	0,24	0,77
MnO	0,01	Следы
MgO	28,09	27,45
CaO	0,07	Следы
Na ₂ O	1,25	0,44
K ₂ O	7,06	9,73
H ₂ O ⁺	0,45	4,39
H ₂ O ⁻	4,77	0,74
F	1,97	2,40
Σ	101,34	101,25
-O=2F	0,83	1,01
Σ с погр. на F	100,51	100,24
F _{общ}	1	1

Примечание. 1 — месторождение благородной шпинели Кухилал; 2 — месторождение лазурита Ляджвардара (Юго-Западный Памир). Анализы выполнены А. Н. Аксельрод во ВСЕГЕИ.

ний (в состав входит до 20% Al₂O₃), ограничивает возможность его развития в магнезиальных карбонатных породах, в то время как, например, крупные концентрации талька, содержащего от 0,5 до 2% Al₂O₃, в них хорошо известны.

В целом месторождения древних метаморфических пород, широко распространенные на Алданском, Канадском щитах, в пределах Байкальского внутригеосинклинального поднятия и других районов, разрабатываются уже на протяжении многих десятилетий, но они не утратили своего значения и в настоящее время. Их недостатком является относительно высокая себестои-

разнообразия этих полезных ископаемых подразделяются на ряд групп: би-метасоматические, контакто-во-реакционные, инфильтрационно-метасоматические, метаморфические, гидротермальные и альпийского типа.

Всеми исследователями месторождений магнезиальных полезных ископаемых отмечается их теснейшая пространственная связь с участками распространения высокомагнезиальных пород, а также прямая зависимость состава образующихся тел (парагенезиса, химизма составляющих минералов и промышленной ценности) от состава замещаемых пород. Представляется очевидным, что описанные нами типы метасоматических флогопитоносных тел характеризуются подобными же особенностями.

Следует отметить, что присутствие в кристаллической решетке флогопита, наряду с магнием, такого малоподвижного компонента, как алюми-

мость сырья, определяемая тем, что флогопит обычно распределен среди довольно мелких месторождений (с запасами до 500 тыс. т), однако он полностью компенсируется высоким качеством полезного ископаемого, пригодного для различного рода электроизоляционных изделий, в том числе и для слюдопласта.

Флогопитовая формация комплексов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов

Формирование ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, вмещающих месторождения второй слюдоносной формации, связано с поступлением подкоровых магм вдоль глубинных разломов, образующихся при движениях крупных блоков земной коры, вызванных активизацией участков длительной стабилизации — щитов и платформ. Положение разломов в значительной степени предопределено внутренним строением фундамента. При этом нередко имеет место унаследованность пространственной ориентировки древних геосинклинальных трогов и глубинных разломов.

Обязательным условием, определяющим возможность формирования массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, является длительная стабилизация участков земной коры, что способствует, по-видимому, процессам возникновения и глубинной дифференциации подкоровых расплавов, поступлению и совмещению вдоль одних и тех же каналов как продуктов дифференциации исходной магмы (от ультрабазитов до ийолит-мельтейгитов и щелочных сиенитов), так и сопровождающих их флюидов и растворов. В таких условиях образуются сложные, часто концентрически-зональные массивы, в строении которых наряду с интрузивными породами широко представлены метасоматические образования [61, 94, 144].

Сказанное подтверждается приуроченностью щелочно-ультраосновных массивов к щитам, платформам, срединным массивам и складчатым областям длительной консолидации. В их пределах положение массивов может контролироваться, как это показано Ю. М. Шейнманном [165, 166, 168], следующими структурными элементами: зонами сквозьструктурных разломов типа линеймента и рифтов и связанными с ними более мелкими расколами, разделяющими блоки земной коры с различным глубинным строением или тектоническим режимом; глубинными разломами — структурными швами в краевых частях платформ, зонами глубинных разломов, отделяющих платформы от сопредельных складчатых областей или пересекающих срединные массивы (см. рис. 1).

Возраст интрузий имеет значительные колебания (от докембрийского, послепалеозойского, до современного). Большинство же из них возникло в каледонский, герцинский и киммерийский этапы орогенеза. При этом период стабилизации областей

с массивами ультраосновных, щелочных пород, нередко достигал целых геологических эпох. Разрыв во времени формирования ранних ультраосновных и более поздних щелочных дифференциатов составляет около 100 млн. лет, в отдельных случаях достигает 200—250 млн. лет [61, 68, 80, 94, 168].

Наиболее близки в генетическом отношении к породам ультраосновной щелочной формации кимберлиты. Большое сходство состава породообразующих силикатов (маложелезистые оливины, магнезиальные слюды, высококальциевые пироксены), однотипность некоторых акцессорных минералов, большое сходство химического состава пород (недосыщенность кремнекислотой, высокая магнезиальность пород), а также пространственная связь щелочно-ультраосновных комплексов с кимберлитами и наличие переходных в петрографическом отношении типов пород (мелилитовые базальты, альнеиты и др.) дают возможность ряду исследователей [18, 129, 168] относить их к различным субформациям единой магматической формации.

Однако имеющиеся четкие различия в геологической позиции тех и других образований [129], петрохимические и геохимические особенности пород (существенно калиевые кимберлиты с типоморфными элементами-примесями — хромом, никелем, кобальтом), преимущественно натриевый состав интрузивных ранних членов петрографических серий щелочно-ультраосновных комплексов с характерными элементами-примесями (ниобием, танталом, торием, церием) и, наконец, металлогенетическая специализация кимберлитов (алмазы) и щелочно-ультраосновных, карбонатитовых комплексов (флогопит, железо, титан, апатит, редкие элементы) позволяют рассматривать их в качестве самостоятельных формаций в едином генетическом ряду, как это сделано Ю. А. Кузнецовым [78] и авторами «Карты магматических формаций СССР» [64]. Генетическое родство образований обеих формаций, являющихся производными подкоровых ультраосновных расплавов, объясняет региональную пространственную сопряженность кимберлитов со щелочно-ультраосновными породами. И те и другие приурочены главным образом к щитам и древним платформам и непосредственно ассоциируют в зонах рифтов (Восточно- и Южно-Африканская провинции). При детальном рассмотрении условий локализации тех и других выявляются резкие различия в локальных факторах размещения щелочно-ультраосновных интрузий и кимберлитовых трубок [129] при четкой ассоциации щелочно-ультраосновных комплексов с неалмазонасными трубками и пикритовыми порфиритами [43, 129]. Помимо кимберлитов ультраосновные, щелочные комплексы и карбонатиты пространственно связаны с формацией щелочных габброидов и базальтоидов калиевого и натрового рядов [107, 168].

Интрузии ультраосновного, щелочного комплекса образуют многофазные массивы, сложенные породами последовательно образующихся серий: а) ультраосновной (оливиниты, дуниты, перидо-

титы, пироксениты, якупирангиты), б) щелочно-габброидной (мельтейгиты, ийолиты, уртиты, шонкиниты и малиньиты), в) щелочноземельной, существенно кальциевой (мелилитовые и монтичеллитовые, форстерит-магнетит-апатитовые породы и различного состава карбонатиты), г) щелочно-сиенитовой (нефелиновые и щелочные сиениты).

Дайковая фация представлена ийолит-пегматитами, малиньитами, нефелиновыми и канкринитовыми сиенитами, альбититами, лампрофирами, эффузивная фация — щелочными базальтоидами, пикритовыми порфиритами, трахибазальтами и туфами.

Для большинства массивов характерны четко выраженные горизонтальная и вертикальная зональности [11, 28, 61, 101, 107, 149]. Горизонтальная зональность может быть как прямой (ультраосновные, более древние породы, в центре; щелочные, более молодые, на периферии), так и обратной (щелочные породы в центре, ультраосновные на периферии). Вертикальная зональность во всех массивах одинакова: ультраосновные породы тяготеют к нижним, а щелочные — к верхним срезам интрузивных тел.

В целом породы ультраосновной — щелочной формации характеризуются следующими петрохимическими и геохимическими особенностями.

1. Резкой недосыщенностью окисью кремния в составе как ранних дифференциатов (оливиниты, рудные пироксениты, мельтейгит-ийолиты), так и более поздних членов интрузивных серий и автотасоматитов (мелилитовые породы, нефелиновые сиениты, форстерит-магнетит-апатитовые руды, карбонатиты).

2. Высоким содержанием магния в ранних дифференциатах (оливинитах, оливин-пироксеновых и существенно мелилитовых породах), постмагматических пневматолито-гидротермальных рудах (апатит-форстерит-магнетитовых) и относительно низкотемпературных членах карбонатитовой серии (доломит-кальцитовых и доломитовых карбонатитах).

3. Высоким содержанием щелочей во всех членах петрографических серий с преобладанием натрия на ранних, интрузивных, стадиях формирования массивов с резко возрастающей ролью калия на всех стадиях автотасоматоза, и особенно в связи с кристаллизацией пород щелочных (мельтейгит-ийолитовой и щелочно-сиенитовой) серий.

4. Обогащенностью Ca, Fe и Ti на ранних стадиях (рудные разновидности ультрабазитов, существенно диоксидовый состав пироксенов во всех членах серий, появление мелилита, монтичеллита, апатита в качестве породообразующих минералов пород и руд) и в постмагматический этап формирования (апатит-форстерит-магнетитовые руды).

5. Высоким содержанием летучих компонентов (F, Cl, H₂O, SO₃, CO₂, P₂O₅ и др.), проявляющихся в связи с внедрением и кристаллизацией обогащенных щелочами порций расплавов, от ранних фаз (нефелиновые пироксениты — крайние дифференциаты

щелочно-ультраосновных расплавов, мельтейгиты, ийолиты, уртиты) к поздним (нефелиновые и щелочные сиениты), и играющих особенно важную роль в постмагматический этап становления комплексов (флогопитовые слюдиты, существенно апатитовые руды, флюоритовая минерализация и карбонатиты).

6. Относительно низкими содержаниями Cr, Ni, Co и платиноидов в составе ультраосновной серии пород при повышенном содержании Nb, Ta, Zr, Hf, TR, P, Ba и других элементов, являющихся сквозными элементами-примесями почти во всех членах интрузивных и постинтрузивных серий.

При рассмотрении средних составов пород по комплексам выявляются провинциальные особенности: повышенная титаносодержимость в Карело-Кольской провинции [94, 105], породы ее также отличаются повышенным содержанием редких элементов, в то время как в Северо-Сибирской провинции при более низких содержаниях Ti они характеризуются и пониженными содержаниями Nb, Ta, Zr и Hf, а дуниты Гулинского плутона отличаются повышенными содержаниями Cr, приближающими их к дунитам нормального ряда [14]. Породы Кокчетавской, Восточно-Саянской и Сихотэ-Алинской провинций отличаются повышенной калиеисодержимостью и сокращенными наборами пород петрографических серий.

С комплексами ультраосновных, щелочных пород кроме флогопитовой связан ряд эндогенных рудных формаций [27, 28, 61, 80, 94, 109, 110, 115, 149, 150, 152]: 1) титаномагнетитовая (ильменит-титаномагнетитовая), 2) апатит-нефелиновая, 3) флогопитовая, 4) форстерит-apatит-магнетитовая, 5) апатит-пироклоровая (в связи со щелочными силикатными породами), 6) полиминеральная карбонатитовая, включающая в себя четыре субформации: а) пироклоровую, б) паразит-бастнезитовую (с баритом, целестином, стронцианитом), в) флюоритовую, г) халькопирит-борнитовую.

Указанные рудные формации перечислены в порядке от более высокотемпературных и глубинных к более низкотемпературным.

Зональности строения массивов, как правило, соответствует зональность в распределении оруденения. С породами ультраосновного состава связаны руды титана, фосфора, а также высокомагнезиальные слюдиты. Щелочные серии пород благоприятны для нахождения нефелина — источника окиси алюминия, а также титановой, ниобиевой и циркониевой минерализации.

Карбонатиты, несущие ряд ценных полезных ископаемых, играют особую роль в щелочно-ультраосновных массивах. Имеется ряд комплексов и отдельных массивов, в строении которых преобладают карбонатиты при небольшой роли щелочных пород. Согласно многочисленным публикациям, посвященным генезису карбонатитов [12, 18, 28, 46, 47, 50, 61, 96, 151], они формируются при внедрении карбонатитовых расплавов или расплавов-флюидов, а также при кристаллизации растворов в открытых полостях и путем метасоматического замещения ультрабазитов

и ийолитов. Их формирование осуществлялось в несколько стадий, каждая из которых рассматривается как единая температурная фация [11, 109]. Изменение температуры является одним из факторов, обуславливающих смену минеральных парагенезисов. Направленность процесса во всех случаях сохраняется постоянной: карбонатиты кальцитовые → доломитовые → анкеритовые.

Карбонатитовые тела, так же как и массивы ультраосновных щелочных пород в целом, имеют зональное строение, которое в общем случае характеризуется сменой снизу вверх и от центра к периферии более высокотемпературных кальцитовых разновидностей низкотемпературными доломитовыми и анкеритовыми. В ряде случаев карбонатиты различного состава контролируются системами трещин принципиально разной ориентировки, что подчеркивалось всеми исследователями карбонатитов Восточно-Саянской провинции [109, 112, 151].

С кальцитовыми карбонатитами (широко распространенными на глубине от 1—3 до 5 км) связаны руды ниобия, тантала и фосфора. С доломитовыми и анкеритовыми карбонатитами, встречающимися в верхних частях массивов (до глубины 1 км), ассоциируют редкие земли, флюорит, сульфиды меди, свинца и цинка. Магнетит и апатит являются «сквозными» минералами и встречаются во всех рудных формациях «при максимуме развития» магнетита в перовскит-титаномагнетитовой и форстерит-apatит-магнетитовой, а апатита — в апатит-нефелиновой, форстерит-apatит-магнетитовой и карбонатитовой формациях.

Флогопитовая формация представляет собой один из наиболее ранних членов в общем ряду постмагматического процесса рудообразования. Формирование слюдоносных тел обусловлено воздействием щелочных постийолитовых калий- и алюминийсодержащих растворов на высокомагнезиальные силикатные породы. Процесс носил контактово-реакционный или инфильтрационный метасоматический характер и сопровождался последующей перекристаллизацией вещества [1, 82, 106, 107, 112, 138, 146].

Согласно данным В. И. Тернового, Б. В. Афанасьева и Б. И. Сулимова, в течение ряда лет изучавших Ковдорский массив на Кольском полуострове, формирование флогопитоносных промышленных тел осуществлялось здесь многоэтапно в результате закономерной и последовательной смены следующих процессов [138, 140].

1. Развитие флогопитоносных пироксеновых пород, происходившее одновременно с внедрением интрузий ийолит-уртитов на фронте магматического замещения ультрабазитов.

2. Образование по измененным ультрабазитам и мелилитолитам автореакционных (амфибол-гранат-монтичеллитовых, амфибол-монтичеллитовых, амфибол-гранатовых) скарнов.

3. Возникновение так называемого «флогопитового комплекса», содержащего промышленные концентрации слюды, за счет

мелилитовых, слюдяно-пироксеновых пород, гранатовых скарнов и в различной степени измененных оливинитов.

Образование крупно- и гигантокристаллического флогопита вызвано мощными процессами перекристаллизации пород, сопровождавшимися дифференциацией вещества.

Литературные данные по ряду других отечественных и зарубежных провинций ультраосновных, щелочных пород полностью подтверждают возможность образования крупных концентраций флогопита за счет пород довольно пестрого состава: как ультраосновных, так и щелочных. Естественно, что такое многообразие материнских пород не могло не оказать существенного влияния на состав возникающих минеральных парагенезисов, размер, качество и количество кристаллов флогопита.

1. К зонам контакта оливинитов, обычно измененных (пироксенизированных, мелилитизированных), и пород ийолит-мельтейгитового состава приурочены тела, содержащие маложелезистый крупнокристаллический флогопит (Ковдорский массив Карело-Кольской провинции, Кугда и Бор-Урях Маймеча-Котуйской провинции). Характерным парагенезисом минералов слюдяноносных тел является форстерит — диопсид — флогопит. Постоянно присутствуют апатит, магнетит, клиногумит.

2. Среди пироксенитов залегают тела более высокожелезистого флогопита (Вуориярви и Себлявр Карело-Кольской провинции). Их парагенезис: пироксен — флогопит. Присутствуют нефелин, апатит, титаномагнетит.

3. В турьянтах, гулитах и других мелилитсодержащих, а также монтичеллитовых породах содержится флогопит, по своей железистости сходный с флогопитом из пироксенитов (Ковдорский массив, Турий полуостров Карело-Кольской провинции, Гулинский массив Маймеча-Котуйской провинции). Парагенезис тел: пироксен — мелилит — монтичеллит — флогопит; присутствуют меланит, нефелин, апатит, юанит, цеболлит, канкринит. Близки по составу тела, залегающие среди амфибол-гранат-монтичеллитовых и кальцит-амфибол-диопсидовых пород.

4. Среди мельтейгитов, мельтейгит-уртитов, сиенитов, щелочных пегматитов обычно находятся слюды высокой железистости, чаще всего биотит в ассоциации с нефелином, меланитом, эгириндиопсидом (массивы Ковдорский, Озерная варака Карело-Кольской провинции).

Флогопитоносные тела перечисленных выше типов встречаются совместно в пределах одного массива и зачастую связаны постепенными переходами. Однако ведущая роль обычно принадлежит какому-то одному из них, что определяется преобладанием материнских пород в составе комплексов.

Помимо рассмотренной формации флогопит в том или ином количестве встречается среди пород перовскит-титаномагнетитовой, форстерит-apatит-магнетитовой и полиминеральной карбонатитовой формаций. Однако в них он не образует промышленных

концентраций. В отличие от темно-зеленого промышленно ценного флогопита слюды перовскит-титаномагнетитовой формации имеют ярко-зеленую травяную, а карбонатитовой — буровато-красную окраску. Особенность состава и свойств перечисленных разновидностей флогопита детально освещены в ряде специальных работ [76, 103, 117].

В случае пространственного совмещения пород, принадлежащих к различным формационным типам, имеет место обрастание флогопита ранних разновидностей более поздними.

Промышленные скопления флогопита в комплексах ультраосновных, щелочных пород впервые были открыты в Советском Союзе около пятнадцати лет назад. Однако несмотря на относительно низкое качество сырья (высокая железистость, большое количество посторонних включений), уже сейчас этот тип минерализации приобрел значительную роль в слюдяной промышленности. Наиболее характерной особенностью таких месторождений является присутствие весьма крупных концентраций слюды на малой площади и ассоциация флогопита с апатитом, железными рудами и др.

Характеристика типовых слюдоносных провинций и месторождений флогопита, связанных с высокоглиноземистыми докембрийскими метаморфическими породами

Месторождения флогопита рассматриваемого типа распространены ограниченно в земной коре. В настоящее время известно семь таких провинций, три из которых находятся в Советском Союзе (рис. 1,7, табл. 2). По масштабу проявления флогопитовой минерализации данные провинции не равноценны. К наиболее крупным относятся Алданская, Восточно-Канадская, Мадагаскарская, Северо-Корейская, более мелкими являются Прибайкальская, Восточно-Индийская, Памирская. Установлены проявления флогопитовой минерализации в пределах Анабарского щита, в Антарктиде, на Цейлоне, в Австралии и др.

Поскольку геолого-структурная позиция провинций в значительной мере определяет характер геологического строения месторождений флогопита и особенности их минерализации, вначале приводится описание всех месторождений, располагающихся в пределах щитов, а затем залегающих в срединных массивах или во внутригеосинклинальных поднятиях.

Алданская провинция

Расположена в центральной части Алданского щита, где на площади около 1100 км² известно более сотни месторождений и проявлений крупнокристаллического флогопита. В ряде случаев с ними связано магнетитовое оруденение. Анализ условий образования и закономерностей размещения флогопитоносных зон посвящены работы Д. С. Коржинского [70, 71], Н. В. Фроловой и И. Ф. Клековкина [153, 154], В. А. Галюка [22], М. А. Лицарева [85, 86], Б. М. Шмакина [196, 170], Н. Г. Судовикова, Л. К. Климова и Д. А. Михайлова [137], С. П. Мурзаева [97, 98], Б. М. Роненсона, Ф. М. Ройзенманна [121] и многих других исследователей.

Алданский щит, как известно [9, 126], является выступом древнего складчатого фундамента Сибирской платформы. В его строении принимают участие складчатые образования архея и протерозоя. На севере и востоке породы Алданского щита погру-

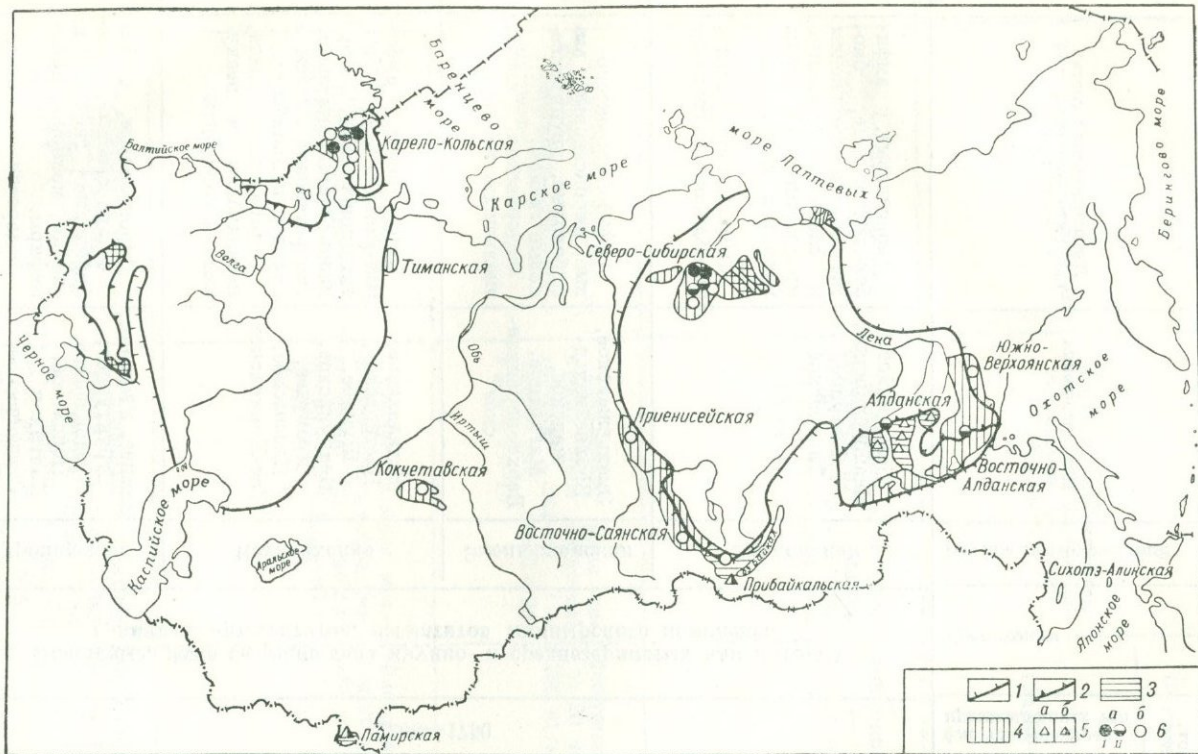


Рис. 7. Схема размещения флогопитоносных провинций и месторождений в комплексах докембрийских метаморфических пород и массивах щелочно-ультраосновной формации на территории СССР.

1 — границы платформ; 2 — границы щитов; 3 — флогопитоносные провинции в комплексах докембрийских метаморфических пород; 4 — провинции с комплексной минерализацией в массивах щелочно-ультраосновной формации; 5 — месторождения флогопита и сопутствующей минерализации в комплексах докембрийских метаморфических пород: а — флогопит ($F_{\text{общ}} < 10\%$), железные руды; б — флогопит ($F_{\text{общ}} > 10\%$), апатит, лазурит; 6 — комплексные месторождения в массивах щелочно-ультраосновной формации: а — флогопит [$F_{\text{общ}} < 15\%$ (I); $F_{\text{общ}} > 15\%$ (II)], железные руды, апатит и др.; б — железные руды, апатит и др.

Характеристика месторождений флогопита и желез

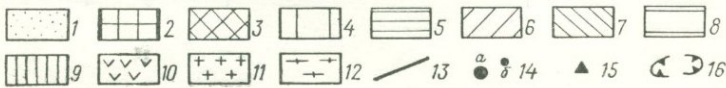
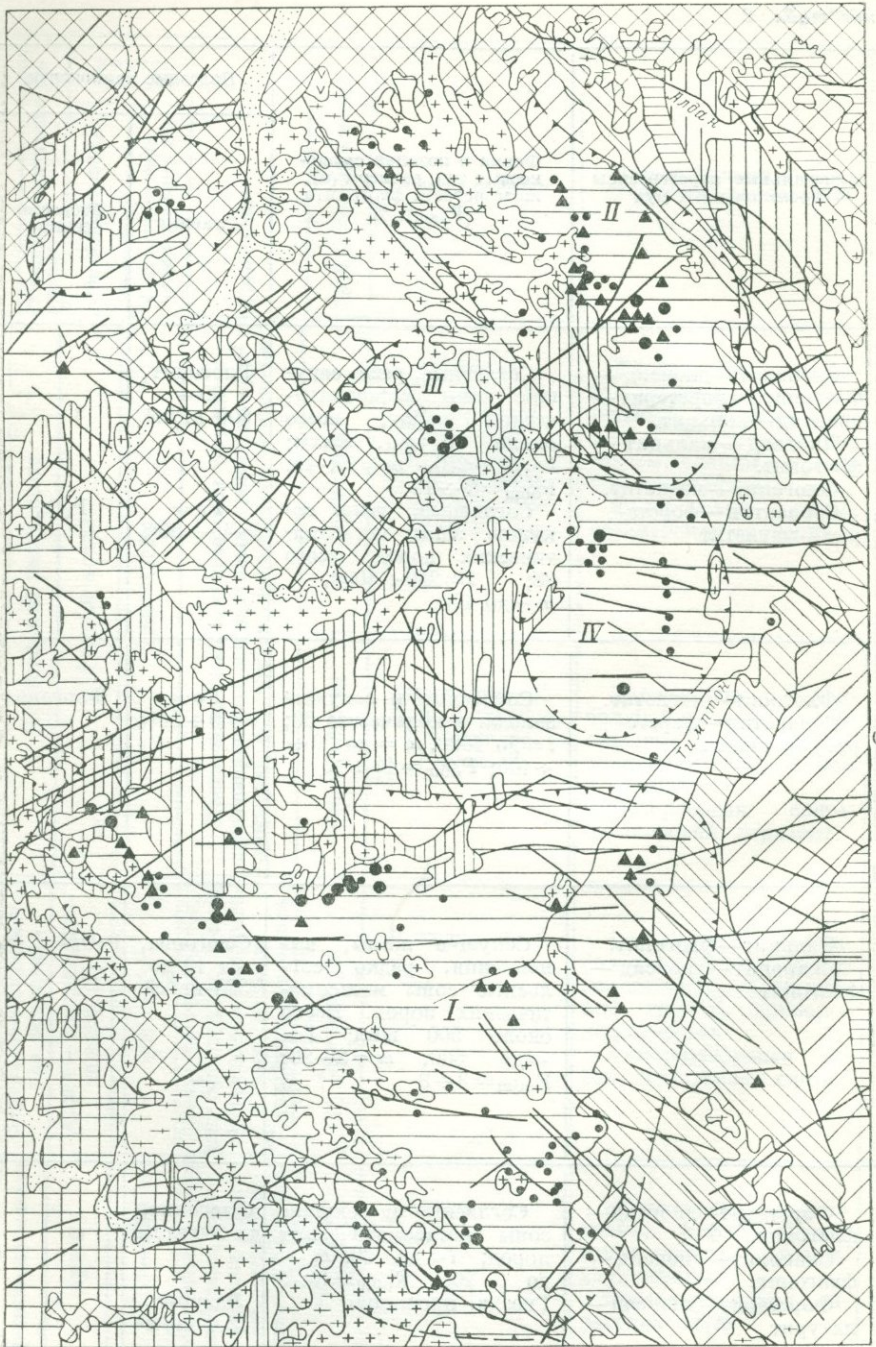
Провинция	Геолого-структурная позиция	Возраст, млн. лет		Гранитоиды	Группа месторождений	Месторождения	Литологический состав продуктивного горизонта	
		вмещающих пород	флогопитоносных промышленных тел					
Алданская	Центральная часть щита	Ранний архей	2200—1750		Платовые, реже секущие тела крупно- и среднезернистых аллюкитовых гранитов, ортогекситов, пегматитов нимырского комплекса	Эльконская	Безымянное, Велибердинское, Северное, Эльконское	Диопсидовые, амфибол-диопсидовые, биотит-диопсидовые гнейсы и сланцы. Отдельные пропластки и линзы мраморов и кальцифиров. Федоровская свита, эмельджакский горизонт
						Эмельджакская	Эмельджакское, Верхнеэмельджакское, Магнитное, Верхнекербианское	Амфибол-пироксеновые, пироксеновые, амфиболовые, двупироксеновые гнейсы. Федоровская свита, эмельджакский горизонт
						Каталахская	Каталахское, Цветковское, Шумное, Неакуинское, Дремучее, Плесовское, Тас-Хонкинское	Диопсидовые, амфибол-диопсидовые, биотит-диопсидовые, кордиерит-силлиманитовые, гиперстеновые гнейсы и сланцы, кальцифиров. Федоровская свита, каталахский и неакуинский горизонты
						Кураонахская	Зимнее, Угольное, Структурное, Предвиденное, Поисковое, Колтыкон I, II, Студенческое, Тунгусское, Трудное и др.	Пироксеновые, амфибол-пироксеновые, амфиболовые гнейсы и сланцы, мраморы, кальцифиров. Федоровская свита, кербианский горизонт

ных руд в комплексах древних метаморфических пород

Минеральные парагенезисы промышленных руд	Форма и позиция слюдоносных тел, размеры (м), железистость флогопита ($F_{\text{общ}}$), %	Полезные компоненты	
		Главные	Второстепенные
Скаполит — диопсид — флогопит	Согласные зоны метасоматических пород, l — до 240; m — до 100. Глубина по падению — 130; $F_{\text{общ}} = 7 \div 15$	Флогопит, 35—100 кг/м ³	Fe = 45%
Скаполит — диопсид — флогопит Флогопит — диопсид — магнетит	Согласные, реже секущие зоны метасоматических пород, $l = 40 \div 130$; $m = 8 \div 20$; $F_{\text{общ}} = 7 \div 15$	Флогопит, от 20 до 260 кг/м ³	Fe = 45 ÷ ÷ 49%
Скаполит — диопсид — флогопит Шпинель — диопсид — флогопит	Согласные зоны метасоматических пород, всего около 34; l — до 220, m — до 20—40; $F_{\text{общ}} = 7 \div 10$	Флогопит, от 20 до 600 кг/м ³	—
Форстерит — диопсид — кальцит — флогопит Скаполит — диопсид — флогопит	Согласные и секущие залежи метасоматических пород, гнезда, линзы, жилы; l — до 50, m — до 2—3; $F_{\text{общ}} = 4 \div 10\%$	Флогопит, 30—50 кг/м ³	—

Южно-Памирская	Средний массив	Архей	1750—1600	Согласные и секущие тела ортоклазовых гранитов, ортогнейсов, пегматитов	Лиджардаринская	Участки 1—4	Биотитовые, амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы, мраморы, кальцифиры. Ваханская серия, горанская свита	Группа месторождений	Месторождения	Литологический состав продуктивного горизонта	Провинция	Геолого-структурная позиция		Возраст, млн. лет		Гранитонды		
												вмещающих пород	флогопитоносных промышленных тел	вмещающих пород	флогопитоносных промышленных тел			
Прибайкальская	Внутригеосинклинальное поднятие	Архей — средний протерозой (?)	930—610	Преимущественно секущие тела крупно- и среднезернистых аляскинских гранитов Саянского комплекса	Слюдянская	Рудники 1, 2	Амфиболовые, амфибол-диопсидовые, биотит-диопсидовые, диопсидовые гнейсы, мраморы, кальцифиры. Хамар-дабанская серия, култукская свита	Сивагинская	Сивагинское, Комсомольское, Пионерское, Десовское	Диопсидовые, амфибол-диопсидовые, гиперстеновые, биотитовые; силлиманитовые гнейсы и сланцы. Федоровская свита, леглиерский горизонт	Алданская	Центральная часть щита	Ранний архей	2200—1750	Пластовые, реже секущие тела крупно- и среднезернистых аляскинских гранитов, ортогнейсов, пегматитов нимырского комплекса	Тимгонская	Снежное, Федоровское, Леглиерское, Таежнинское, Медведевское, Николкинское, Любкакайское, Оюмракское	Диопсидовые, амфибол-диопсидовые, биотитовые, двуспироксеновые, силлиманитовые гнейсы, сланцы, мраморы, кальцифиры. Федоровская свита, леглиерский горизонт
Алданская	Центральная часть щита	Ранний архей	2200—1750	Пластовые, реже секущие тела крупно- и среднезернистых аляскинских гранитов, ортогнейсов, пегматитов нимырского комплекса	Тимгонская	Снежное, Федоровское, Леглиерское, Таежнинское, Медведевское, Николкинское, Любкакайское, Оюмракское	Диопсидовые, амфибол-диопсидовые, биотитовые, двуспироксеновые, силлиманитовые гнейсы, сланцы, мраморы, кальцифиры. Федоровская свита, леглиерский горизонт											

Минеральные парагенезисы промышленных руд	Форма и позиция слюдоносных тел, размеры (м), железистость флогопита (F _{общ}), %	Полезные компоненты	
		Главные	Второстепенные
Скаполит—диопсид—флогопит, форстерит—диопсид—кальцит. Диопсид—кальцит—флогопит. Флогопит—магнетит. Серпентин—форстерит—магнетит	Согласные, реже секущие зоны метасоматических пород, всего около 40 зон, жилы; l=50÷250, m=2÷40; F _{общ} =7÷12 Согласные, реже секущие зоны метасоматических пород, всего 38; l=250÷1000, m—до 100	Флогопит, 30—600 кг/м ³ Fe=45÷50%	P ₂ O ₅
Флогопит—магнетит. Серпентин—форстерит—магнетит	Согласные и секущие залежи в количестве 30; l=до 1000, m=до 20÷÷100; F _{общ} =10÷15	Fe=40÷50%	Флогопит
Кальцит—флогопит. Скаполит—диопсид—флогопит	Секущие жилы, выполнения, редко согласные зоны метасоматических пород. Всего около 500 жил; l=до 500, m=2—20; F _{общ} =3÷8	Флогопит, от 10 до 330 кг/м ³	P ₂ O ₅ =5,4%
Форстерит—диопсид—флогопит. Скаполит—диопсид—флогопит. Форстерит—диопсид—лазурит	Согласные и секущие зоны метасоматических пород; l—до 60, m—до 20; F _{общ} =3÷5 Гнезда, прожилки	Флогопит, до 360 кг/м ³ Лазулит, 18,4 кг/м ³	— —



жаются под осадочный покров Сибирской платформы, западной границей служит зона развития байкалид, южной — Монголо-Охотская складчатая область.

Флогопитовая и магнетитовая минерализация проявлены в области развития архейской складчатости. Археиды представляют собой глубоко метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций осадки [9, 122, 126]. Несмотря на интенсивный метаморфизм пород, довольно отчетливо устанавливаются следы первично-осадочных карбонатно-мергелистых и вулканогенных образований, характеризующихся ритмичным чередованием [119, 121, 154]. Все месторождения флогопита в данной провинции имеют отчетливую связь со средней частью иенгрской серии (Федоровская свита), залегающей в низах алданского докембрия и относящейся к раннему архею [рис. 8]. Продуктивная свита сложена амфиболитами, амфиболовыми, пироксеновыми, двупироксеновыми гнейсами и сланцами, содержащими пласты мраморов и доломитов. Имеются отдельные прослои силлиманит-кордиеритовых гнейсов и кварцитов. Подстилающие и перекрывающие отложения представлены главным образом высокоглиноземистыми и глиноземистыми гнейсами и кристаллическими сланцами [рис. 9]. Наряду с породами гранулитовой фации метаморфизма широко распространены породы амфиболитовой фации.

Эволюция магматических процессов в данной провинции характеризуется обычной сменой основных магм (гипербазитов и габброидов), явлениями гранитизации, приводящими к образованию метасоматических, палингенных и анатектических гранитоидов. Согласно В. А. Руднику [122, 123], в Алданской флогопитоносной провинции могут быть выделены четыре этапа гранитизации пород. Флогопитовая минерализация имеет пространственную и генетическую связь с гранитоидами третьего этапа, наиболее полно проявленного в породах иенгрской серии. В этот период возникали метасоматические и палингенные гранитоиды среднего,

Рис. 8. Схема геологического строения Алданской флогопитоносной провинции, по Т. В. Билибиной и другим.

1 — четвертичные и современные отложения, нерасчлененные; 2 — юрские отложения; южтинская свита (песчаники, конгломераты, алевролиты); 3 — кембрийские отложения, нерасчлененные (доломиты, известняки, углистые сланцы, кварцитовидные песчаники); архей: 4 — джелтулинская серия, сутамская свита, нижняя подсвита (биотит-гранатовые, диопсидовые гнейсы и сланцы с прослоями мраморов), 5—7 — тимптонская серия [5 — юриканская свита, нерасчлененная (двупироксеновые, гиперстеновые, биотит-гранатовые кристаллические сланцы и гнейсы), 6 — сунагинская свита (гиперстеновые, двупироксеновые, диопсидовые гнейсы и сланцы, амфиболиты), 7 — улунчинская свита (биотит-гранатовые гнейсы с прослоями гиперстеновых и двупироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев)], 8—9 — иенгрская серия [8 — Федоровская свита (диопсидовые, амфиболовые, биотит-амфиболовые, биотитовые, биотит-силлиманитовые гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями мраморов и зонами диопсидовых метасоматитов), 9 — верхнеалданская свита, верхняя подсвита (биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-силлиманит-кордиеритовые и гиперстеновые гнейсы с прослоями кварцитов)]; 10 — сиениты, мондониты, трахиты, фонолиты; 11 — нимырский комплекс: аляскинские, биотитовые, биотит-амфиболовые, гиперстеновые граниты и мигматиты; 12 — палингенные мигматиты и плаггиограниты; 13 — разрывные нарушения; 14 — месторождения (а) и проявления (б) флогопита; 15 — месторождения и проявления железных руд; 16 — слюдоносные поля: I — Тимптонское, II — Эмельджакское, Эльконское, III, IV — Катадахское, V — Куранахское.

кислого и щелочного состава. Однако наиболее характерными являются аляскитовые разновидности. В контакте с этими интрузиями вмещающие породы подвергались интенсивному калиевому метасоматозу.

Для архейд Алданского щита весьма типичны складчатые структуры простых форм, характеризующиеся сочетанием крупных антиклинориев и синклинориев, осложненных более мелкой изоклиальной складчатостью. Наряду с этим устанавливаются линейные складки большой протяженности, осложненные изоклиальной и веерообразной складчатостью.

Складчатые структуры разбиты на ряд блоков, благодаря чему Алданский щит получил ступенчато-горстовое строение.

Наиболее крупные месторождения флогопита Алданской провинции объединены в 4 группы: 1) Эльконскую (Белибердинское, Безымянное, Северное); 2) Эмельджакскую (Эмельджакское, Верхнеэмельджакское, Магнитное, Верхнекерби-канское); 3) Тимптонскую (Федоровское, Леглиерское, Таежнинское, Медведевское, Николкинское, Снежное, Любкакайское, Оюмракское); 4) Каталахскую (Каталахское, Цветковское, Шумное, Неакуинское, Дремучее, Плесовское, Тас-Хонкинское).

Значительный интерес представляет также Куронахская группа месторождений, заключающая в себе весьма высококачественное сырье. Однако в связи с относительно низким содержанием слюды и малыми запасами месторождения, входящие в ее состав, отнесены к забалансовым.

В настоящее время в Алданской провинции разработке подвергаются лишь четыре месторождения: Эмельджакское, Каталахское, Снежное, Безымянное. Их запасы не могут полностью обеспечить потребность электроизоляционной промыш-

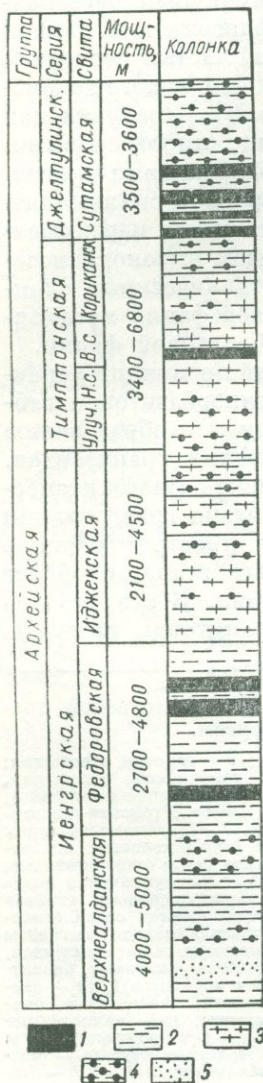


Рис. 9. Сводная стратиграфическая колонка метаморфического комплекса центральной части Алданского щита, по Н. И. Вереvкину.

1 — диопсидовые, диопсид-амфиболовые кристаллические сланцы, мраморы, кальцифиры; 2 — двупироксен-амфиболовые основные сланцы; 3 — биотитовые, биотит-гиперстеновые гнейсы и сланцы; 4 — кордиеритовые, силлиманит-кордиеритовые высокоглиноземистые гнейсы и сланцы; 5 — кварциты с маломощными прослоями различных сланцев.

ленности в высококачественном флогопите, присущем для месторождений комплексов докембрийских высокомагнезиальных пород. Ниже на примере месторождений Эмельджакской и Куронахской групп, отличающихся по своему геологическому строению, рассмотрим особенности условий залегания и строения слюдоносных тел Алданской провинции.

Эмельджакская группа включает четыре месторождения, из которых наиболее крупным является Эмельджакское. Месторождение разрабатывается с 1942 г. В настоящее время оно достаточно хорошо изучено [22, 97, 98, 111] и является весьма характерным промышленным типом месторождений Алданской провинции. Месторождение располагается в верхней части течения р. Эмельджак. В тектоническом отношении район представляет собой довольно крупный Ыллымахский синклиорий, в строении которого принимают участие три синклинальные зоны: Эмельджакская, Неакуинская, Каталахская. Разделяющие их антиклинали фиксируются по выходам в ядрах пород более древней алданской свиты. Общее простирание структуры — северо-западное. Широко распространены более мелкие изоклинальные складки и структуры будинажа.

Леглиерский горизонт (средняя подсвита федоровской свиты пенгроской серии), вмещающий все слюдоносные зоны месторождения, имеет мощность около 200 м. Он подразделяется на три пачки, две из которых (нижняя и верхняя) являются продуктивными.

В состав горизонта входят существенно диопсидовые, диопсид-

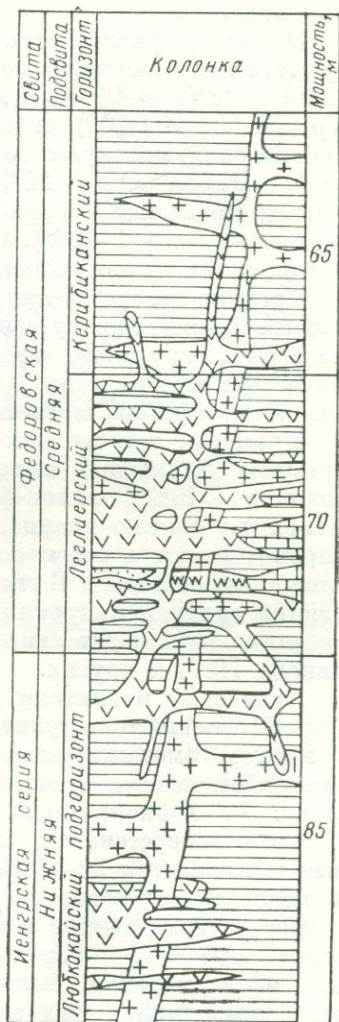


Рис. 10. Стратиграфическая колонка месторождения Эмельджак, по данным С. П. Мурзаева, с дополнением И. Я. Дядькиной.

1 — кварциты; 2 — диопсидовые, диопсид-амфибол-биотитовые сланцы и гнейсы; 3 — гиперстен-амфибол-диопсид-биотитовые гнейсы и сланцы; 4 — вулканитовые сланцы; 5 — гранит-пегматиты; 6 — метасоматические флогопит-диопсидовые породы; 7 — карбонатные породы.

скаполитовые, диопсид-амфибол-биотитовые, гиперстен-диопсид-амфибол-биотитовые гнейсы и сланцы, а также маломощные прослои и линзы скаполит- и волластонитсодержащих сланцев, кварцитов, мраморов и кальцифиров (рис. 10).

Согласно данным С. П. Мурзаева, продуктивные пачки пород не выдержаны по простирацию и можно лишь говорить об определенном стратиграфическом уровне, в пределах которого чаще, чем в других, устанавливаются линзовидные прослои, обогащенные магнием.

Наиболее распространенные в пределах продуктивных пачек существенно диопсидовые сланцы имеют следующий состав: диопсид ($cNg = 40 \div 50^\circ$, $2V = 60 \div 75^\circ$, $Ng = 1,710 \div 1,725$, $Np = 1,680 \div 1,700$), скаполит ($No = 1,575 \div 1,585$, содержание мейонитовой молекулы составляет 60—70%), плагиоклаз (андезин), амфибол ($cNg = 20^\circ$, $2V = 70 \div 85^\circ$, $Ng = 1,670 \div 1,675$), биотит. Последние два минерала присутствуют в небольшом количестве (не более 5—8%). Скаполит в сланцах вторичный, развивается за счет плагиоклаза.

Диопсид-гиперстен-амфибол-биотитовые гнейсы и их разновидности содержат наряду с перечисленными минералами плагиоклаз (андезин), ортоклаз, кварц. Гиперстен имеет $cNg = 0 \div 5^\circ$. Акцессорные минералы в рассмотренных породах представлены апатитом, сфеном, магнетитом, цирконом.

Мраморы, так же как и кальцифиры, содержат постоянную примесь силикатных минералов. В их состав входят кальцит, доломит (~10%), оливин-форстерит, шпинель, флогопит, диопсид. Кварциты помимо кварца, составляющего около 80% от объема породы, имеют в своем составе полевой шпат, диопсид, биотит, гиперстен, скаполит. В гнейсах и сланцах повсеместно устанавливаются явления микроклинизации темноцветных минералов, сегрегации кварца, детально рассмотренные в работах Н. Г. Судовикова [137] и других.

Архейский магматизм представлен, с одной стороны, интрузиями основного и ультраосновного состава, превращенными в процессе метаморфизма в амфиболиты, с другой — широко развитыми телами гранитоидов, заметно варьирующих по составу: от лейкократовых аляскитовых до существенно диопсидовых, гиперстеновых, амфиболовых, с содержанием темноцветных компонентов 20—30%. Повсеместно встречаются послойные и послойно-ветвистые мигматиты.

Состав гранитоидов в значительной мере определяется составом вмещающей среды [123]. Формирование гранитоидов на месторождении было неоднократным. При этом наиболее четко выделяются два этапа: 1) дофлогопитовый (пластовые и пластово-секущие тела средне- и крупнозернистых гранитов) и 2) постфлогопитовый (секущие тела диопсидовых гранит-пегматитов). Характерно, что мощность первых может достигать сотни метров и более, вторых — не превышает 20 м, обычно 1—5 м.

Флогопит встречается практически во всех породах, развитых на месторождении. Однако наибольшую практическую ценность представляют согласные залежи метасоматических пород, развитые среди существенно диопсидовых гнейсов и сланцев; особенно благоприятны участки сетчатой мигматизации пород. Мощность таких тел достигает 25—30 м при длине до 300 м.

Меньшее значение имеют секущие и кососекущие тела, развитые среди гранитоидов. Их мощность равна 10—15 м при длине

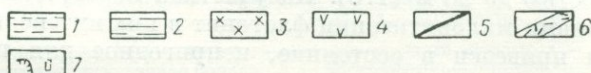
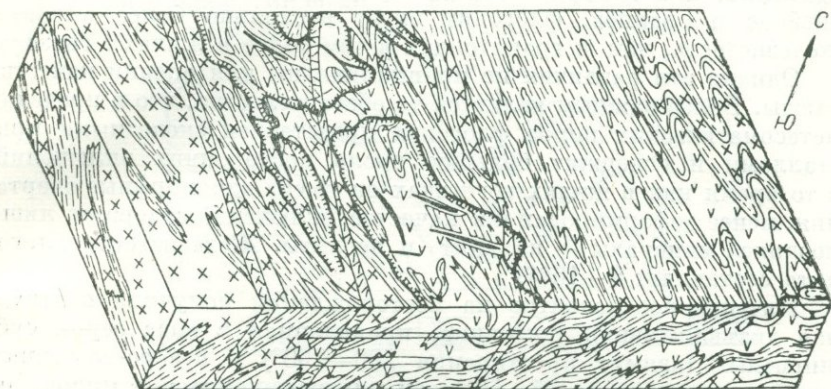


Рис. 11. Блок-диаграмма Четвертого участка Эмельджакского месторождения Алданской провинции, по С. П. Мурзаеву.

1 — диопсид-амфибол-гиперстеновые сланцы; 2 — диопсидовые сланцы; 3 — аляски-товые граниты, гранит-пегматиты, гранито-гнейсы; 4 — флогопит-диопсидовые метасоматические тела; 5 — флогопитовые жилы; 6 — зоны милонитизации; 7 — горные выработки.

до 50 м. Содержание флогопита не превышает 50 кг/м³. Жильные и гнездообразные обособления флогопита внутри тел метасоматических пород (рис. 11) содержат наиболее высококачественный флогопит.

Все слюдоносные тела имеют зональность. Состав минеральных парагенезисов рассмотренных слюдоносных тел в целом весьма близок. Имеющиеся отличия относятся главным образом к краевой зоне и заключаются в большем развитии ортоклаза и скаполита в зонах, образованных на контакте с гранитами, по сравнению со сланцами.

По мере движения от алюмосиликатных пород к центру слюдоносных тел происходит следующая смена зон с различными мощностями: 1) диопсид-полевошпатовая, ортоклазовая (от 0 до нескольких сантиметров); 2) диопсид-скаполитовая (до 1м); 3) диопсид-паргасит-шпинелевая, диопсид-паргаситовая или

паргаситовая (до 20 см); 4) флогопит-диопсидовая или диопсидовая (до нескольких метров); 5) флогопитовая (до 2 м).

В телах, залегающих среди гнейсов и сланцев, зональность обычно выражена менее четко, чем в гранитах. Для таких слюдоносных тел характерна полосчатая текстура, обусловленная послойным распределением флогопита, отражающим гнейсоватость вмещающих пород. Жилы и гнезда обычно имеют существенно флогопитовый состав. В их краевой части нередко присутствие диопсида, а в центре — кальцита. В телах, залегающих среди гнейсов и сланцев, флогопит имеет несколько более высокую железистость, чем в гранитоидах и тем более в жилах и гнездах.

Однако эти различия не принципиальны для оценки качества слюды. Более важным является то обстоятельство, что в пределах метасоматических пород флогопит представлен скелетными кристаллами и содержит большое число посторонних включений, в то время как в жилах и гнездах он имеет идиоморфные очертания, менее деформирован и в качестве включений содержит лишь поздние минералы — кальцит и цеолиты. Железистость флогопита составляет 9—16%.

Интенсивное развитие на месторождении получила пострудная дизъюнктивная тектоника, проявленная в виде серии субширотных (азимут простираия 280—290°) и северо-восточных (азимут простираия 45—50°) зон ультрамилонитов и милонитов мощностью до 20 м [170]. На участках пересечения слюдоносных тел зонами милонитизации флогопит в них интенсивно деформирован и приведен в состояние, непригодное для промышленного использования.

Всего на Эмельджаком месторождении имеется 5 слюдоносных участков: 1) Центральный (5 зон ослюденения длиной 46—182 м при мощности 8,5—18,5 м); 2) Скальный (две зоны длиной около 70 м при мощности ~5 м); 3) Третий (одна зона длиной около 110 м при мощности ~5 м); 4) Четвертый (одна зона длиной 64 м при мощности около 12 м); 5) Верхний (семь зон длиной 58—134 м при мощности от 4 до 30 м). Содержание флогопита в телах достигает 200 кг/м³, в среднем составляет около 50 кг/м³.

Куронахская группа месторождений располагается в окрестностях г. Алдана. В ее состав входит ряд мелких, не имеющих промышленного значения месторождений: Зимнее, Угольное, Структурное, Предвиденное, Поиское, Колтыкон I и II и др. Месторождения были открыты и разведаны геологами Восточно-Сибирского геологического управления и Алданской экспедиции треста Сибгеолнеруд в 1936—1949 гг. Позднее они были детально изучены Б. М. Шмакиным, Б. П. Фоменковым, М. А. Лицаревым и другими [85, 147, 153, 169, 170, 176].

Куронахскому слюдоносному полю на ранних этапах исследования Алданской провинции уделялось большое внимание в связи с его благоприятным географо-административным положением и высоким качеством флогопита. Впоследствии принципы, разра-

ботанные при изучении Куронахского слюдоносного поля, стали использоваться при исследовании других месторождений Алдана. Однако необходимо особо подчеркнуть, что главные флогопитоносные тела данного поля не характеризуют промышленный тип слюдоносных зон Алданской провинции.

Куронахская группа месторождений приурочена к центральной части Алданского щита, представленной сложнодислоцированными и глубокометаморфизованными породами нижнего архея, насыщенными послойными и секущими телами гранитоидов. Последние занимают около 40% площади выхода архейских

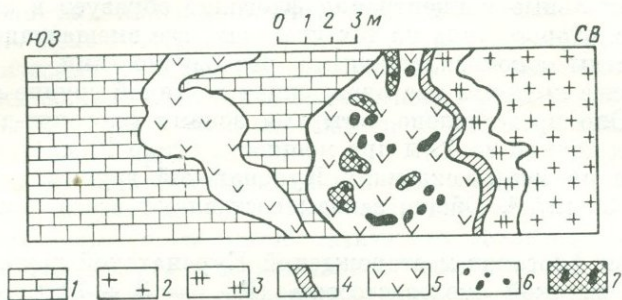


Рис. 12. Образование метасоматической диопсидовой породы на контакте гранитов и мраморов в Куронахском слюдоносном поле, по М. А. Лицареву [85].

1 — кальцифиры; 2 — серый гранит; 3 — красный гранит; 4 — скаполит-пироксеновая порода; 5 — флогопит-пироксеновая порода; 6 — флогопит; 7 — кальцит-флогопитовые гнезда.

пород. Метаморфические породы представлены биотит-амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми, биотитовыми, пироксеновыми, гиперстен-амфиболовыми гнейсами и сланцами, мраморами (преимущественно доломитового состава) и кальцифирами кербиканского горизонта. В его пределах продуктивными являются нижняя и верхняя пачки, содержащие значительное количество карбонатных отложений. Комплекс архейских метаморфических пород с резким угловым несогласием перекрывается фаунистически охарактеризованными породами нижнего кембрия.

В пределах Куронахского слюдоносного поля Б. М. Шмакиным выделяются два типа слюдоносных тел: 1) располагающиеся вдоль контакта карбонатных пород (мраморов, кальцифиров) с алюмосиликатными — пегматитами, гнейсами, сланцами (мощность тел не превышает 3—4 м при протяженности 50—100 м); 2) прослеживающиеся вдоль ослабленных тектонических зон, пересекающих контакты алюмосиликатных и карбонатных пород (мощность 30—40 м при длине 100—150 м).

Все слюдоносные тела характеризуются отчетливой зональностью (рис. 12). Для слюдоносных тел первого типа зональность имеет следующий вид: 1) неизменная алюмосиликатная порода;

2) диопсид-полевошпатовая зона (0,1—0,5 м); 3) диопсид-скаполитовая зона (0,2—0,3 м); 4) шпинель-диопсидовая или флогопит-диопсидовая зона (0,5—7 м); 5) мономинеральная диопсидовая зона (1—5 м); 6) кальцифир, мрамор.

Характер зональности слюдоносных тел в случае их залегания среди алюмосиликатных пород (второй тип) был рассмотрен ранее на примере Эмельджакского месторождения. Зональность слюдоносных тел в карбонатных породах от края к центру такова: 1) мрамор, кальцифир; 2) мономинеральная диопсидовая порода (1—5 м); 3) флогопит-диопсидовая порода (0,5—5 м).

Максимальные концентрации флогопит образует в слюдоносных телах второго типа на тех участках, где вмещающие породы представлены алюмосиликатными разновидностями.

Наиболее крупным месторождением в данной группе является Зимнее. Оно представлено четырьмя зонами флогопит-диопсидовых пород длиной до 40 м при мощности около 10 м. Содержание флогопита на месторождениях Куронахской группы колеблется от 14 до 30 кг/м³. Общие запасы составляют всего лишь около 10 тыс. т.

В целом флогопит месторождений Куронахской группы отличается невысокой железистостью ($F_{\text{общ}} = 3 \div 7\%$), особенно на участках слюдоносных тел, залегающих среди карбонатных пород. Согласно данным И. М. Гольдман [32], благодаря высокому качеству флогопит может использоваться вместо мусковита в конденсаторах. Однако незначительные запасы слюды на месторождениях этой группы не позволяют относить их к разряду промышленных. Главным объектом разработки в Алданской провинции являются месторождения, содержащие слюдоносные тела «эмельджакского типа», залегающие среди высокомагнезиальных алюмосиликатных пород.

Восточно-Канадская провинция

Восточно-Канадская провинция протягивается в виде полосы длиной около 270 км и шириной 125 км от г. Кингстон до р. Оттавы и отсюда продолжается в северном направлении по между-речью Гатино и Льевр до окрестностей г. Манивоки. Наиболее крупные месторождения флогопита находятся в штатах Квебек (рудники Неллис, Валлингфорд, Норд-Хилл) и Онтарио (Ласи, Роб-Лейк).

Провинция приурочена к южной части Канадского щита, представленной выходами складчатых пород гренвиллской серии, датируемой поздним протерозоем [143, 159, 179, 180, 189, 194]. На юге и юго-востоке эти породы перекрываются более молодыми ордовикскими отложениями, на севере и северо-западе переходят в складчатые образования архейского фундамента. Отложения гренвиллской серии представляют собой нормальный морской

осадочный разрез и были сформированы в условиях стабильного шельфа, при этом значительную роль играла вулканическая деятельность. В процессе проявления гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма породы превращены в амфиболиты, пироксеновые, амфиболовые, биотитовые гнейсы, а также мраморы, кварциты. В ряде случаев устанавливается обогащение пород магнетитом.

Широко проявлен здесь процесс мигматизации, приведший к образованию так называемых «жилых» гнейсов. Среди гранитоидов наиболее обычны чарнокиты, гнейсо-граниты, аляскитовые граниты, плагиомикроклиновые пегматиты. Кроме того, имеются щелочные разности пород сиенитового ряда. Для всех магматических образований устанавливается постоянная зависимость их состава от состава вмещающих толщ. Породы гренвиллской серии смяты в сильно сжатые складки, носящие изоклинальный характер.

Среди меланократовых пироксеновых и пироксен-амфиболовых сланцев, содержащих более 50% темноцветных минералов, залегают согласные зоны метасоматических флогопит-диопсидовых пород с гнездами и жилообразными выделениями флогопита и кальцита. Более мелкие проявления флогопитовой минерализации имеются в мраморах в зоне их контакта с гранитоидами. Наряду с согласными метасоматическими залежами встречаются секущие жилы, иногда образующие системы лестничного типа. Их длина обычно не превышает 20—30 м при мощности до 5 м.

Железистость флогопита канадских месторождений относительно невысока и составляет 6—10%. Флогопит имеет высокое качество. Канадские месторождения в настоящее время дают главным образом скрап и молотую слюду и лишь в незначительном количестве листовой флогопит, выход которого составляет 4—10%. Наибольшую производительность в Канаде имеет рудник Ласи, находящийся в округе Фронтенак.

Мадагаскарская провинция

Располагается в юго-восточной части о-ва Мадагаскар в округе г. Мафлиефи. Она приурочена к наиболее древней, интенсивно метаморфизованной южно-африканской системе Андрой, имеющей архейский возраст. В непосредственном контакте с нею находятся более молодые нижнепротерозойские отложения систем Графит и Вогибори [185, 186, 188, 193, 196, 197, 199, 200]. Породы системы Андрой отличаются высокой степенью метаморфизма, почти повсеместно достигающей гранулитовой фации. Они представлены пироксеновыми, пироксен-амфиболовыми гнейсами, гранулитами, мраморами. Весьма широко развиты гранито-гнейсы и мигматиты. Характерными являются породы, содержащие везувиан, скаполит, сапфирин, корунд.

Формирование флогопитовой минерализации связывается с наиболее древними гранитоидами шимвайского тектоно-магматического цикла, представленного межпластовыми телами микроклиновых гранитов и чарнокитов. Промышленные слюдоносные тела залегают в виде пластовых тел флогопит-диопсидовых пород, расположенных среди пироксеновых гнейсов и сланцев.

В течение шестидесятих годов доля Мадагаскара в мировой добыче слюды не превышала 1%. Вместе с тем технологические испытания последних лет показали, что мадагаскарский флогопит по своим физическим свойствам близок к мусковиту и мог бы заменить последний в объеме около 12% современного потребления листовой слюды*.

Северо-Корейская провинция

Провинция находится на восточной окраине Китайской платформы. Месторождения флогопита приурочены к выступу архейского блока пород — Сино-Корейскому щиту. Этот блок представлен аркозовыми, пелитовыми, реже карбонатными и вулканогенными отложениями, превращенными в процессе проявления метаморфизма, преимущественно амфиболитовой фации, в пироксеновые амфиболиты, биотитовые, гранато-силлиманитовые, кордиеритовые гнейсы и мраморы [90, 91, 113]. Характерно почти полное отсутствие в этих породах гиперстена — минерала, весьма типичного для многих флогопитоносных провинций.

Архейский магматизм в районе подразделяется на несколько фаз. К начальной фазе относится внедрение основных и ультраосновных интрузий, вслед за которыми осуществлялось формирование ионхвансанского древнего комплекса гранитоидов ультраметаморфогенного происхождения. Ранние пластовые тела гранитоидов имеют существенно плагиоклазовый состав. Позднее образовались микроклиновые граниты зернистой порфиробластической структуры. И наконец, к наиболее поздним фазам относится становление жильных гранитов аляскитового состава и пегматитов, с которыми связывается формирование флогопитоносных тел. Во вмещающих породах широко проявлен калиевый метасоматоз. Для древних пород Сино-Корейского щита характерно присутствие крупных пологих складок, осложненных более мелкой, нередко изоклиальной складчатостью.

Помимо флогопитовых с докембрийскими метаморфическими комплексами Северо-Корейской провинции связаны месторождения боратов, талька, асбеста, железных (магнетитовых) руд [90].

Наиболее крупные промышленные месторождения флогопита представлены согласными, реже секущими залежами флогопит-диопсидовых пород, залегающими среди магнезиальных кристал-

* Реф. журн. «Геология». Неметалл. полезн. ископ., 1973, № 10, с. 2.

лических сланцев, мигматитов, гранитов (Пхосу). Более мелкие месторождения, но содержащие промышленную флогопитовую минерализацию, приурочены к зонам контакта гранитоидов, пегматитов с вмещающими их доломитами (Сфусанли) либо залегают непосредственно среди карбонатных пород (Самхоли).

Для флогопитоносных тел характерно присутствие апатита. Содержание этого минерала (обычно в пределах диопсид-флогопитовой зоны) может достигать 80%. Флогопит месторождений Северо-Корейской провинции характеризуется высокой магнезиальностью и низким коэффициентом железистости ($F_{\text{общ}} = 3 \div 8\%$).

Восточно-Индийская провинция

Протягивается в виде узкой прерывистой полосы вдоль восточной окраины п-ова Индостан и о-ва Цейлон. Она приурочена к восточной части Индийского щита и связана с системой Восточных Гат, имеющей протерозойский возраст [179, 182]. Месторождения располагаются среди кондолитового комплекса метаморфических пород. Широко развиты здесь пироксеновые, амфиболовые, а также гранатсодержащие силлиманитовые гнейсы, сланцы и мраморы. Из гранитоидов характерны чарнокиты, а также породы аляскитового состава.

Флогопитовая минерализация наиболее интенсивно проявлена в районе городов Визагапатам, Майюгудем, Борре. Слюдоносные тела, имеющие дайкоподобную или линзообразную форму, залегают среди меланократовых магнезиальных гнейсов, гранитоидов и мраморов. В настоящее время проявления флогопита в этой провинции недостаточно изучены.

Прибайкальская провинция

Провинция приурочена к блоку докембрийских метаморфических пород, представляющих собой внутригеосинклинальное поднятие. Выходы этих пород наблюдаются вдоль южного окончания оз. Байкал и в значительной части скрыты его водами (рис. 13). К северо-востоку от данного поднятия находится зона миогеосинклинали, перекрытая с севера чехлом Сибирской платформы. На юго-западе располагается область верхнепротерозойской Байкальской эвгеосинклинали.

Южная часть описываемого блока метаморфических пород пересечена основной ветвью Главного Саянского разлома, играющего огромную роль в истории байкалид Восточного Саяна. Заложение разлома произошло в архее. Позднее движения неоднократно возобновлялись, они не затухают и в настоящее время. К северу от разлома находятся породы центральной части

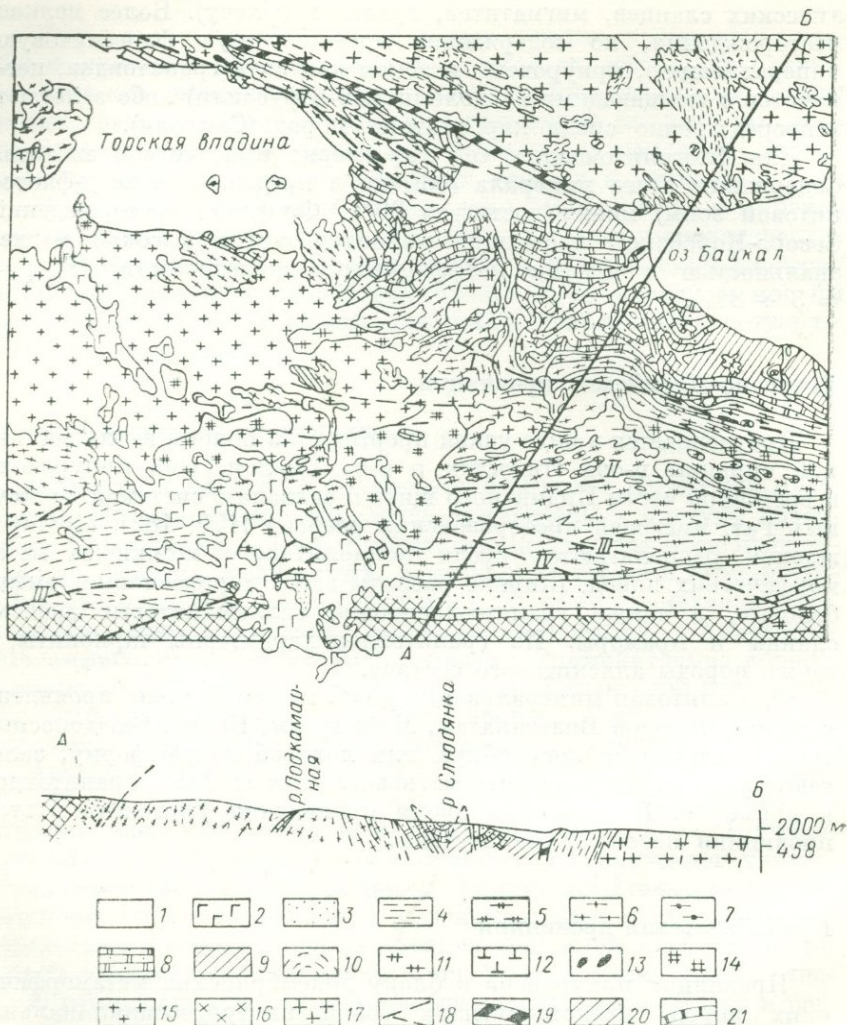


Рис. 13. Схема геологического строения Прибайкальской слюдоносной провинции, по А. А. Шафеву [164].

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — миоценовые, плиоценовые покровы базальтов. Архей — протерозой (?), хамар-дабанская серия: 3—6 — хангурульская подсерия (3 — шубутуйская, 4 — корниловская и безьянская нерасчлененные, 5 — корниловская, 6 — безьянская свиты); 7—9 — слюдянская подсерия (7 — харагольская, 8 — перевальная, 9 — култукская свиты). Нижний архей: 10 — шарьжальгайская свита, нерасчлененная. 11—13 — фазы и фации джидинского интрузивного комплекса (11 — лейкократовые граниты, 12 — габбро, габбро-нориты, 13 — апогипербазиты); 14—17 — фазы и фации саянского интрузивного комплекса (14 — порфировидные биотитовые граниты, 15 — мелко- и среднезернистые лейкократовые биотитовые граниты, 16 — аляскитовые граниты, 17 — нерасчлененный китойский комплекс гнейсо-гранитов, гранитов, гранодиоритов, чарнокитов); 18 — второстепенные тектонические нарушения; 19 — бластомилониты Главного саянского разлома; 20 — зоны тектонического расслабления; 21 — маркирующие горизонты кристаллических известняков. Изограды распространения пород: I — гранулитовой и амфиболитовой фаций, II — силлиманит-альмадиновой субфации, III — кианит-мусковитовой субфации, IV — ставролит-кварцевой субфации, V — кварц-альбит-эпидот-альмадиновой субфации.

внутригеосинклинального поднятия, получившие название шарыжалгайской серии, к югу — отложения хамар-дабанской серии, также входящие в состав этого поднятия.

Шарыжалгайская серия большинством исследователей [38, 48, 165] относится к архейским образованиям. Этот вывод, построенный на основании геологических данных, подтвержден радиометрическими определениями [133]. Породы серии претерпели глубокий метаморфизм и последующий высокотемпературный диафторез, который привел к сложному «переплетению» пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

В состав серии входят гранат-биотитовые, силлиманитовые, а также пироксеновые, амфибол-пироксеновые, амфиболовые гнейсы и сланцы. Широко распространены здесь пластовые тела чарнокитов и гранито-гнейсов, образование которых связывается с явлениями гранитизации, анатексиса и палингенеза. В небольшом количестве присутствуют щелочные аляскитовые граниты.

Хамар-дабанская серия отличается от шарыжалгайской как по характеру метаморфизма, так и по особенностям проявления в них магматической деятельности. Породы хамар-дабанской серии имеют неоднородное строение. В пределах так называемого Слюдянского блока, непосредственно прилегающего с юго-востока к Главному Саянскому разлому, они представлены образованиями гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма при преобладающем развитии последней. Процессы гранитизации не получили широкого развития, и гранитоиды в большинстве своем имеют интрузивный характер. Характерно полное отсутствие пород чарнокитового ряда, а наиболее распространены аляскитовые разности. Их образование ранее относилось к завершающим этапам архейской складчатости, однако, по последним данным [164], они могут рассматриваться в качестве глубинных аналогов саянского интрузивного комплекса, формирование которого связано с возобновлением деятельности Главного Саянского разлома. К югу и юго-западу от этих образований находятся отложения, относящиеся к более низкотемпературным фациям метаморфизма. Они обладают линейным типом метаморфической зональности и характеризуются постепенным изменением с севера на юг степени метаморфизма от силлиманит-альмандиновой субфации фации альмандиновых амфиболитов до альбит-эпидотовой субфации зеленосланцевой фации. Процессы ультраметаморфизма в них не проявлены, зато широко распространены биотитовые граниты, гранит-пегматиты, пегматиты и диориты саянского комплекса.

На протяжении всей истории исследования Прибайкалья отложения хамар-дабанской серии рассматривались в качестве архейских образований, сформировавшихся позднее отложений шарыжалгайской серии [38, 48]. Однако в последние годы появился ряд работ, в которых приводятся убедительные данные, доказывающие возможность отнесения их к более молодым средне- или

позднепротерозойским образованиям [164], т. е. к периоду существования Байкальской геосинклинальной зоны, претерпевшей консолидацию в конце позднего протерозоя.

Исходя из геологического строения участка пород, относимого к внутригеосинклинальному поднятию, можно высказать предположение, что он включает в себя три разнородные зоны: 1) центральную зону, сложенную породами шарыжалгайской серии; 2) периферическую зону, представленную высокометаморфизованными породами так называемого Слюдянского блока; 3) зону Байкальской эвгеосинклинали, находящейся к югу от области распространения пород Слюдянского блока.

Слюдянский блок, отделенный от основной части срединного массива глубинным разломом, имеет черты сходства как с породами древнего фундамента, так и более молодыми складчатыми образованиями.

Флогопитовая минерализация развита в пределах зоны распространения пород шарыжалгайской серии, а также в Слюдянском блоке. Характер минерализации в этих зонах, как это будет показано ниже, резко различен, что, очевидно, определяется особенностями геологического развития данных участков земной коры. В пределах Слюдянского блока, заключающего в себе всю флогопитовую промышленную минерализацию, месторождения связаны со средней частью култукской свиты, представляющей низы разреза хамар-дабанской серии. Свита сложена вулканогенно-терригенными и карбонатными отложениями, превращенными в процессе метаморфизма в биотитовые, гранато-биотитовые, гиперстеновые, роговообманково-биотитовые, роговообманково-пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы, а также мраморы и кальцифиры.

Продуктивный горизонт имеет существенно гнейсово-сланцевый состав, в то время как подстилающие и перекрывающие его толщи представлены преимущественно карбонатными отложениями — мраморами и кальцифирами. Широко развитые здесь тела гранитоидов представлены мелко- и грубозернистыми разновидностями, имеющими плагиомикроклиновый и микроклиновый состав. Породы слюдянской подсерии образуют антиклиналь северо-западного простирания, которая осложнена серией поперечных складок. В период мезозойско-кайнозойского сводового поднятия этот район был интенсивно разбит серией сбросов северо-восточного простирания.

Месторождения флогопита Слюдянского района. За длительную историю эксплуатации месторождений Слюдянского флогопитоносного района выработано большое число месторождений и пройдены многие километры горных выработок. В настоящее время добычные работы сконцентрированы лишь в пределах двух рудников (№ 1 и 2), представляющих по существу единое слюдоносное поле. Изучению месторождений флогопита Слюдянского района посвящены работы Д. С. Коржин-

ского [71], П. В. Калинина, Б. М. Роненсона [62] и многих других исследователей.

Флогопитовая минерализация в районе связана с породами култукской свиты, занимающей нижнее положение в хамар-дабанской серии [62]. Эта свита подразделяется на три подсвиты (рис. 14). Породы нижней подсвиты выходят вдоль берега оз. Байкал между реками Похабиха и Буровщина. В составе подсвиты преобладают мраморы и доломиты с подчиненным количеством прослоев пироксено-амфиболовых гнейсов. Мощность отложений подсвиты достигает 1000 м. Средняя подсвита прослеживается в виде узкой полосы между реками Похабихой и Безымянной. Она представлена часто чередующимися прослоями пироксен-амфиболовых, биотитовых, биотит-кордиеритовых, гиперстен-биотитовых гнейсов. Последние две разновидности имеют крайне ограниченное распространение. В небольшом количестве встречаются прослои мраморов. Имеются так называемые кварц-диопсидовые породы неясного генезиса. Мощность подсвиты составляет 350 м. Верхняя подсвита занимает значительные площади в западной части района. В ее состав входят мраморы и доломиты, в подчиненном количестве пласты гнейсов и кварц-диопсидовых пород. Мощность подсвиты составляет 1000 м.

Как видно на рис. 15, все известные промышленные месторождения флогопита в районе залегают среди отложений среднего продуктивного горизонта култукской свиты, сложенного различного рода гнейсами, содержащими лишь небольшие по мощности прослои мраморов. Широко распространенные в пределах продуктивного горизонта пироксен-амфиболовые гнейсы содержат (%): плагиоклаз (№ 30) примерно 30, роговую обманку — 28—30, моноклинный пироксен — 20—25, ромбический пироксен — около 2. Постоянно присутствуют гранат, сфен, апатит, циркон, тремолит, окислы железа. В качестве вторичных минералов следует отметить скаполит, флогопит, кальцит. Вблизи контакта с гранитоидами в гнейсах устанавливаются явления пироксенизации и биотитизации амфибола, а также скаполитизации полевого шпата. Поздний пироксен обычно имеет более светлую окраску по сравнению с ранним.

Присутствующие в пределах слюдоносного поля биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы отличаются лишь наличием биотита, количество которого колеблется и может достигать 30%. Иногда в состав гнейсов входит гиперстен. В ряде случаев между всеми перечисленными разновидностями гнейсов имеются постепенные переходы. Согласно данным Б. М. Роненсона [62], отложения култукской свиты относятся к нормальным осадочным образованиям, характеризующимся закономерным ритмичным чередованием.

Средний состав амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев отвечает осадку, состоящему из монтмориллонита (50%), шамотита (25%) и кальцита (25%).

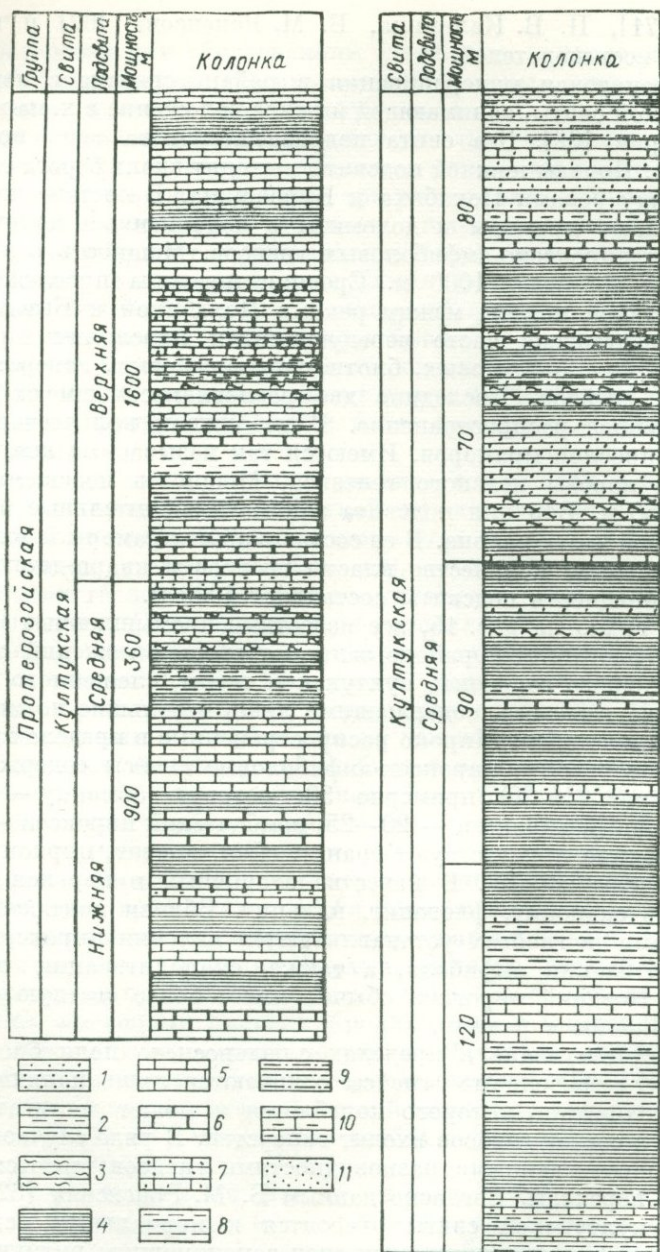


Рис. 14. Стратиграфические колонки культукской свиты и ее средней протерозойской подсвиты, по Г. Ф. Боголюбовой и Б. М. Роненсону.

1 — биотито-гранатовые гнейсы; 2 — биотитовые гнейсы; 3 — пироксен-биотитовые гнейсы и сланцы; 4 — пироксен-амфиболовые гнейсы и сланцы; 5 — мраморы; 6 — доломиты; 7 — кварцево-диопсидовые породы; 8 — лейкократовые биотитосодержащие гнейсы; 9 — лейкократовые гнейсы с гранатом и графитом; 10 — форстеритовый кальцифир; 11 — кварцито-гнейсы.

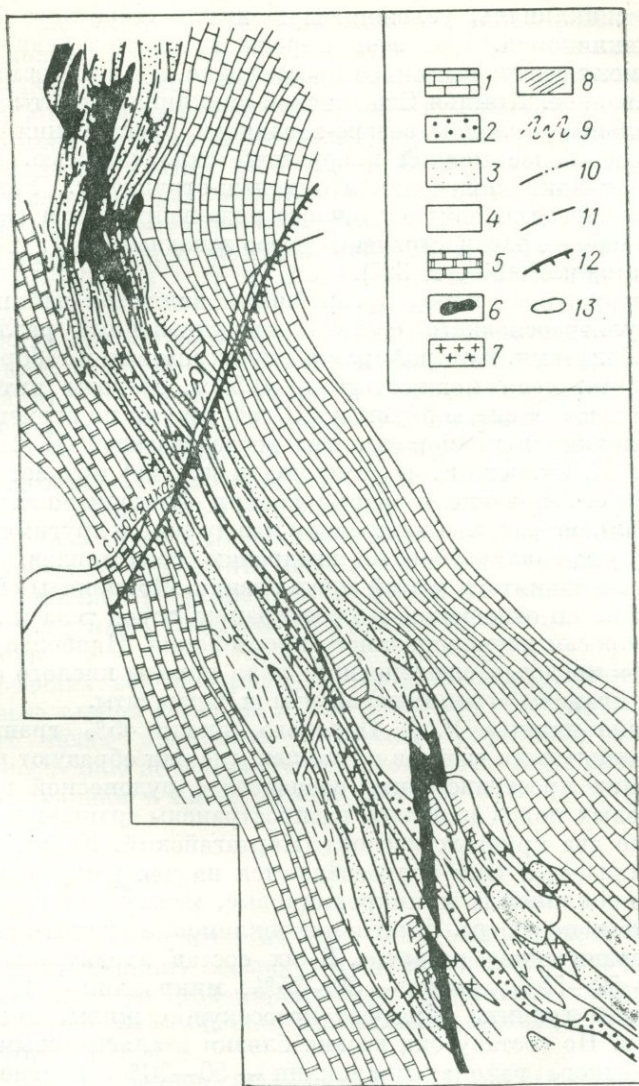


Рис. 15. Геолого-структурная схема зоны Слюдянских рудников, по данным Б. М. Роненсона, К. Н. Коржинской, Г. Ф. Лозденек, А. В. Бутенко и других.

Култукская свита: 1 — мраморы и доломиты нижней подсвиты, 2 — биотит-гранатовые гнейсы средней подсвиты, 3 — пироксен-амфиболовые гнейсы и сланцы средней подсвиты, 4 — биотитовые, биотит-кордиеритовые и пироксен-биотитовые гнейсы средней подсвиты, 5 — мраморы и доломиты средней подсвиты; 6 — монцититы; 7 — аляскитовые граниты, гранит-пегматиты; 8 — участки развития лестничных жил; 9 — участки изоклиальной складчатости; 10 — сдвиги; 11 — взбросы; 12 — четвертичный сброс; 13 — контур промышленного ослюденения.

Все рассмотренные породы образуют довольно крупную Слюдянскую синклинали, усложняющую крыло широтного Утуликского синклинория. При этом породы в северо-западной части района имеют северо-восточное простирание, а в юго-восточной — северо-западное. Крылья Слюдянской синклинали смяты в серию изоклинальных складок северо-западного простирания, осложненных еще более мелкой поперечной складчатостью. Широко развиты складки волочения и будинаж-структуры. Разрывные нарушения представлены различного рода взбросами и сдвигами. Из них наиболее распространены северо-западные (348° , $\angle 40-50^\circ$) и юго-восточные (150° , $\angle 30^\circ$).

Из интрузивных пород древнейшими являются дайки основного и ультраосновного состава, представленные различными ортоамфиболитами, лампрофирами, пироксенитами и габброидами, образующими тела мощностью до 0,5 м. Породы интенсивно изменены и несут следы будинажа. Следующими по времени образования являются монцитоны. Ряд исследователей (П. П. Пилипенко, А. Н. Сулоев, Е. П. Чуйкина и другие) придает последним большое значение в формировании флогопитоносных тел. Однако наличие разрыва во времени между теми и другими образованиями, устанавливаемое по внедрению гранитоидов, не позволяет присоединиться к этой точке зрения. Монцитоны образуют кососекающие по отношению к простиранию пород тела и приурочены к взбросам меридионального простирания. Наиболее распространены в пределах слюдоносного поля породы кислого состава, жильные граниты, гранит-пегматиты и пегматиты.

Согласно данным В. Д. Парового, около 45% гранитоидов располагается среди гнейсов и сланцев, где они образуют ряд зон, одна из них пространственно совпадает с рудоносной полосой. Среди кислых пород наиболее распространены гранит-пегматиты, слагающие два крупных массива (Картагайский, Южный) и ряд более мелких тел. Они подразделяются на две разновидности — плагиомикроклиновые и микроклиновые, между которыми устанавливаются переходы. Плагиомикроклиновые гранит-пегматиты имеют ограниченное развитие. В их состав входят плагиоклаз (№ 30) — 50—55%, кварц — 30—35%, микроклин — 10%. Микроклиновые граниты образуют кососекающие жилы, прожилки, штокверки. По составу они весьма близки к аляскитовым гранитам Алданского района: микроклин — 50—70%, плагиоклаз — 10—15%, кварц — 20—30%, фемические минералы — 1—3%. Встречающиеся в районе пегматиты имеют аналогичный состав и связаны с гранитоидами по времени образования. Внедрение гранитоидов было многократным; об этом можно судить по их нередким взаимным пересечениям. Однако все они относятся к одному этапу формирования.

Крупнокристаллический флогопит на рассматриваемых месторождениях находится как среди тел метасоматических флогопит-диопсидовых пород, так и в широко распространенных здесь фло-

гопитовых и кальцит-флогопитовых жилах выполнения (см. рис. 20). Метасоматические тела, как правило, развиты среди гранитоидов в зоне их контакта со сланцами и значительно реже непосредственно среди амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев. Метасоматические тела имеют зональность обычного типа. Флогопит в телах диопсидовых пород обычно сконцентрирован в пределах гнезд, либо имеет полосчатое распределение. Выход промышленных кристаллов флогопита из этих пород весьма низок. Контактново-метасоматические тела для действующих рудников 1 и 2 не характерны. Они широко распространены на рудниках 3, 6, 7, 8, в настоящее время полностью выработанных.

Основная масса промышленного флогопита заключена в жилах выполнения, которые встречаются в различных породах. Исключение составляют лишь мраморы и кальцифиры. Жилы так же, как и пегматиты, связаны со взбросо-сдвигами северо-восточного и субширотного простирания, образующих системы лестничного типа. Жилы имеют линзообразную форму и достигают в отдельных случаях длины 130 м при мощности до 10 м и более. Они характеризуются присутствием значительного количества крупнокристаллического флогопита весьма высокого качества. Его содержание составляет в среднем 98 кг/м³. Общие запасы флогопита на месторождениях Слюдянской группы не превышают десятков тысяч тонн.

В пределах зон пострудной трещиноватости, имеющей наиболее часто северо-западное и юго-восточное простирание, в слюдоносных телах проявлены процессы гидратации флогопита. Однако последние не получили широкого развития в связи с высоким содержанием в слюде фтора [26, 39, 87].

Памирская провинция

Провинция находится на Юго-Западном Памире. Она приурочена к срединному массиву, представляющему собой выходы пород складчатого докембрийского фундамента, окруженного более молодой мезозойско-кайнозойской системой Каракорума [6, 99, 102], (рис. 16).

Флогопитовая минерализация связана с так называемой горанской серией, являющейся нижней частью разреза докембрийской толщи. Она сложена биотитовыми, амфиболовыми гнейсами и сланцами, а также мраморами. Породы претерпели метаморфизм амфиболитовой фации. Особенностью провинций является отсутствие здесь характерных для многих флогопитоносных районов чарнокитов, гиперстеновых, кордиеритовых, силлиманитовых гнейсов и гранулитов. Довольно широко распространены мигматиты, имеющие докембрийский (раннепротерозойский или позднепротерозойский) возраст. Гранит-пегматиты и пегматиты, с которыми

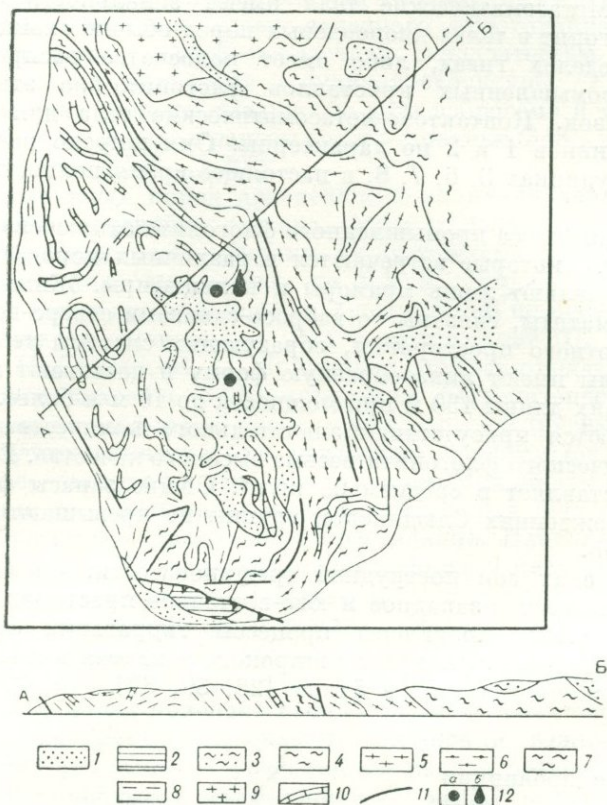


Рис. 16. Схема геологического строения Юго-Западного Памира, по данным А. П. Давыдченко, Б. Я. Хоревой и других.

1 — четвертичные отложения. Нерасчлененные отложения: 2 — верхний триас, сланцы, песчаники; 3—8 — протерозой, ваханская серия [3 — друмдаринская свита (гнейсы, биотитовые сланцы, кварцито-песчаники), 4 — врангская свита (гранат-силлиманит-кианитсодержащие, биотитовые гнейсы, мигматиты), 5 — шугнанская свита (биотитовые, гранат-биотитовые, роговообманковые, силлиманит- и кианитсодержащие гнейсы и сланцы, мигматиты), 6 — даршайская свита (гранат-роговообманковые, гранат-биотит-роговообманковые гнейсы, мигматиты, очковые гранито- и гранодиорито-гнейсы), 7 — хорогская свита (биотитовые, гранат-роговообманковые, биотит-роговообманковые гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы), 8 — горанская свита (биотитовые роговообманково-биотитовые, гранатсодержащие гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы)]; 9 — протерозойские двуслюдяные, биотитовые граниты и гнейсо-граниты памиро-шугнанского типа; 10 — маркирующие горизонты мраморов; 11 — тектонические нарушения; 12 — месторождения: а — флогопита; б — лазурита.

пространственно связана флогопитовая минерализация, имеют существенно ортоклазовый состав. Они образуют довольно мелкие тела с секущими контактами.

В тектоническом отношении район представляет собой крупную антиклинальную структуру, осложненную мелкой изоклиальной складчатостью. В пределах провинции учтены запасы

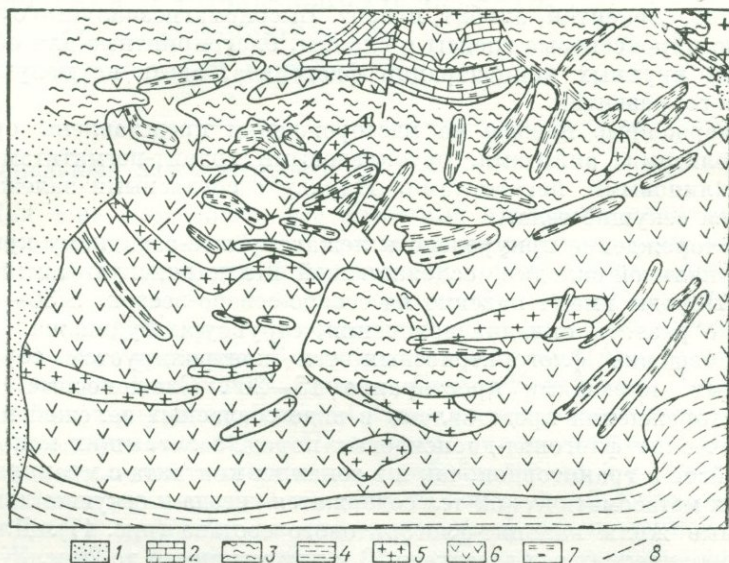


Рис. 17. Схема геологического строения Четвертого участка Ляджвардаринского месторождения флогопита Памирской провинции, по Е. Т. Ольховскому.

1 — четвертичные отложения; 2 — мраморы; 3 — амфиболовые гнейсы; 4 — биотитовые гнейсы; 5 — гранит-пегматиты; 6 — метасоматические флогопит-диопсидовые породы; 7 — кальцит-флогопитовые жилы; 8 — тектонические нарушения.

лишь одного Ляджвардаринского месторождения. Другие — Даршайское, Горондаринское, Абхарвское — рассматриваются как проявления.

Ляджвардаринское месторождение. Приурочено к верхним горизонтам горанской свиты. Согласно данным В. П. Логачева, Т. К. Буцана и других геологов, проводивших разведочные работы на месторождении в 1963—1964 гг., его разрез снизу вверх имеет следующий вид.

1. Биотитовые гнейсы, мигматизированные. Мощность 500 м.
2. Мраморы. Мощность 35—40 м.
3. Биотитовые и амфиболо-биотитовые гнейсы. Мощность 75—100 м.
4. Мраморы. Мощность 35—50 м.
5. Биотитовые, гранато-биотитовые, амфиболо-биотитовые гнейсы. Мощность 150 м.

Продуктивным является средний горизонт биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов, содержащих прослои, обогащенные пироксеном. В гнейсах нередко присутствует гранат. Различные разновидности гнейсов имеют между собой постепенные переходы. Мраморы состоят из кальцита, доломита (его содержание не превышает 10%), форстерита (10—30%), диопсида (5—15%). В том или ином количестве могут присутствовать шпинель, клиногумит, флогопит, серпентин, альбит, цоизит. Высокомagneзиальные существенно пироксеновые гнейсы и сланцы, благоприятные для образования крупных концентраций флогопита, здесь не получили широкого развития.

Изверженные породы на месторождении представлены ортоамфиболитами, аплитами, ортоклазовыми гранит-пегматитами и микроклиновыми пегматитами. Наряду с согласными залежами имеются секущие тела.

Месторождение приурочено к лежащему юго-западному крылу изоклиальной складки, осложняющей Шахдаринскую антиклиналь. Породы имеют падение на северо-северо-восток, $\angle 30-60^\circ$. Широко развиты складки волочения, структуры будинажа.

Размещение флогопитоносных тел контролируется сбросо-сдвигами, имеющими простирание $15-20^\circ$. Слюдоносные тела на месторождении представлены в виде согласных залежей метасоматических флогопит-диопсидовых пород, залегающих как среди гнейсов и гранитоидов, так и в зонах их контакта с мраморами. Внутри метасоматических тел содержатся гнезда и секущие линзообразные жилы кальцит-флогопитового состава (рис. 17). Длина метасоматических тел достигает 50 м при мощности до 20 м. Жилы обычно имеют мощность 2—5 м, длину до 10—15 м.

Флогопит на месторождении характеризуется низкой железистостью ($F_{\text{общ}} = 2 \div 4\%$) и весьма высоким качеством. Его особенностями является высокая термо- и вибростойкость. Однако размер кристаллов невелик и обычно не превышает 10 см. Кроме того, они характеризуются интенсивным развитием вторичных дефектов.

Региональные и локальные закономерности размещения месторождений флогопита, связанных с докембрийскими метаморфическими породами

Региональные закономерности

Как уже отмечалось, все известные провинции данного типа пространственно связаны с древнейшими структурными элементами земной коры, представляющими собой выходы архейских или протерозойских складчатых образований, сложенных глубоко-метаморфизованными высокомагнезиальными алюмосиликатными и карбонатными породами. Большинство провинций (Алданская, Мадагаскарская, Восточно-Канадская, Северо-Корейская, Восточно-Индийская) приурочено к щитам. Одна из них находится в пределах срединного массива — Памирская, и одна связана с внутри-геосинклинальным поднятием — Прибайкальская (см. рис. 7).

Постоянная связь флогопитоносных провинций рассматриваемого типа с древнейшими структурными формами земной коры обусловлена, с одной стороны, возможностью развития промышленной флогопитовой минерализации в строго определенных геологических условиях, а с другой — наличием ряда особых черт у всех древнейших областей земного шара, отличающих их от более молодых образований [126, 143]. Для всех флогопитоносных провинций, приуроченных к выходам блоков древних складчатых пород, характерны следующие общие особенности.

1. Широкое распространение высокомагнезиальных (пироксен- и амфиболсодержащих), а также высокоглиноземистых (гранато-биотитовых, силлиманитовых) гнейсов и кристаллических сланцев, кварцитов и мраморов, образованных в результате проявления метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций за счет первично-осадочных мергелистых, песчано-глинистых и карбонатных отложений, чередующихся с прослоями вулканитов основного состава.

2. Повсеместное развитие биотитсодержащих плагиоклазовых и плагиомикроклиновых гнейсо-гранитов, мигматитов, гранитизированных гнейсов.

3. Из пород гранитоидного состава наиболее типичны аляскин-товы граниты, а также гранит-пегматиты и пегматиты существенно микроклинового состава.

В целом особенности геологического строения флогопитоносных провинций свидетельствуют об их приуроченности к областям сводовых поднятий, располагающихся в пределах блоков древних метаморфических пород, ранее представлявших собой протогеосинклинальные складчатые системы, впоследствии прошедшие стадию консолидации. В то же время провинции срединных массивов и внутригеосинклинальных поднятий имеют свои характерные отличия [40, 179]. Их особенностью является большое разнообразие вещественного состава вмещающих пород, характеризующихся присутствием среди них мощных прослоев карбонатных осадков флишоидного типа, углеродсодержащих толщ, мергелей, фосфатовосных осадков, т. е. всего комплекса пород, типичного для стандартных структур обрамления поднятий, формирующихся на жестком основании. Явления метаморфизма и ультраметаморфизма в этих провинциях проявлены значительно слабее, чем на щитах.

Породы гранулитовой фации имеют подчиненное распространение по сравнению с породами амфиболитовой фации. Наблюдается проявление метаморфической зональности. Чарнокиты чаще всего отсутствуют. Гранитоиды носят интрузивный характер. Характерно развитие магматизма нормального ряда с повышенной щелочностью в конечные фазы, вплоть до образования монцонитов, сиенитов и т. д. В тектоническом отношении такие области отличаются большой напряженностью. При этом наряду со сложными формами складчатой тектоники весьма интенсивно развиты разрывные нарушения, возникшие в условиях жесткой среды.

Различия геологического строения накладывают отпечаток и на характер слюдяной минерализации. Если на месторождениях, образованных в пределах щитов, наиболее распространены мощные, имеющие значительную протяженность согласные зоны метасоматических флогопит-диопсидовых пород, то для провинций второго типа более характерны жилы выполнения лестничного типа.

Время развития флогопитовой минерализации

Флогопитовые месторождения, залегающие в высокомагнетальных метаморфических породах, были сформированы в древнейшие эпохи развития земной коры — архейскую и протерозойскую, характеризующиеся определенными термодинамическими условиями метаморфизма и процессов формирования метаморфических пород.

Анализ имеющихся в настоящее время радиологических определений дает основание предполагать, что флогопитообразование во всех известных провинциях связано с завершающими стадиями инверсионно-складчатого этапа протогеосинклиналей и предшествовало их полной консолидации. Из всех известных в СССР слюдоносных провинций наибольшее число определений абсолютного

возраста пород и минералов выполнено для Алданской [122, 145]. В несколько меньшем количестве эти данные имеются по слюдам Юго-Западного Памира [99, 102]. О возрасте же гранитоидов и флогопита из слюдоносных тел Прибайкалья встречаются лишь отдельные отрывочные сведения, основанные на исследованиях, выполненных К-Аг методом [164].

Определение возраста флогопита из различных слюдоносных тел трех перечисленных провинций выполнялось также в лаборатории ВСЕГЕИ Г. А. Муриной по образцам Б. Я. Хоревой и И. Я. Дядькиной. Результаты этих анализов, приведенные в табл. 3, дают представление не только о возрастных значениях, характерных для анализируемых групп флогопитов, но позволяют также судить о сопоставимости данных, полученных для одного и того же образца флогопита аргоновым и стронциевым методами.

Таблица 3
Результаты определения возраста флогопита аргоновым
и стронциевым методами

Номер образца	Аргоновый метод			Стронциевый метод			
	К, %	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	Возраст, млн. лет	^{87}Rb , 10^{-6} г/г	^{86}Sr , 10^{-6} г/г	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Возраст, млн. лет
Алданская провинция							
2—3	8,47	0,184	1915	206	6,26	1,64	2060
14—17	8,68	0,186	1925	225	3,58	2,49	2060
1—7	8,52	0,184	1915				
Памирская провинция							
161	8,32	0,0250	403	239	4,67	1,43	1015
1642	8,57	0,0462	690	238	6,09	1,74	1645
16396	8,67	0,0355	550	232	5,81	1,59	1630
Ф	8,36	0,0401	610	222	6,72	1,34	1380
2Ф	8,34	0,0234	380	232	5,33	1,50	1290
Слюдянский район Прибайкальской провинции							
13	8,37	0,0300	475	125	3,12	1,04	610
13a	8,50	0,0272	435	116	5,09	0,955	790
35-2	8,31	0,0270	432	156	3,54	1,142	720
2206				155	4,42	1,05	935

Анализ всех имеющихся в настоящее время радиологических определений позволяет сделать следующие заключения по каждому из указанных регионов. Для флогопитов Алдана датировки, полученные аргоновым и стронциевым методами, группируются в сравнительно узком интервале времени 2060—1905 млн. лет, причем наблюдается некоторое занижение аргоновых данных по сравнению со стронциевыми. При этом разница в возрастных

значениях, полученных разными методами, не превышает 300 млн. лет. Значения возраста, полученные для флогопитов Алдана стронциевым методом, видимо, близко соответствуют времени их образования. Известно, что возраст диоксид-флогопитовых метасоматических тел, установленный свинцовым методом по орбитам составляет 1930 ± 170 млн. лет. Время формирования гранитоидов, с которыми предполагается генетическая связь флогопитовой минерализации, оценивается интервалом 2200—1800 млн. лет [123, 122].

Возрастной диапазон значений, полученных для флогопитов Алдана, может объясняться различной подвижностью радиогенных изотопов аргона и стронция. Причиной этому может служить длительное охлаждение уже сформировавшихся минералов в связи с высоким уровнем термического градиента в регионе на том или ином отрезке времени. Вполне вероятно также сильное занижение значения возраста флогопита в процессе проявления наложенного метаморфизма, который по данным свинцово-изохронного метода датируется 2500 млн. лет.

В отличие от алданских флогопиты Юго-Западного Памира дают весьма широкий спектр значений возраста, полученных как аргоновым, так и стронциевым методами (от 10 до 1740 млн. лет). Для большинства случаев, когда разными методами датируется один и тот же образец минерала, аргоновый метод дает меньшие значения возраста (см. табл. 3). Наибольшее число близко совпадающих древних датировок для флогопитов Юго-Западного Памира устанавливается в интервале 1630—1740 млн. лет. Эти данные подкрепляются цифрами, полученными стронциевым изохронным методом, для вмещающих флогопитовую минерализацию гнейсов — 1760 ± 40 млн. лет [120].

Г. А. Муриной и Б. Я. Хоревой [99] было высказано предположение, что значительный разброс возрастных данных, полученных для флогопитов Юго-Западного Памира, является следствием их занижения в результате неравномерно проявленного метаморфизма. Однако окончательное решение рассмотренного вопроса требует более детальных исследований стронциевым изохронным методом, чем это сделано до сих пор. Таким образом, можно лишь с уверенностью говорить о том, что возраст флогопитовой минерализации Юго-Западного Памира не моложе 1740 млн. лет.

Имеющиеся в настоящее время единичные радиологические данные не только не могут дать ответа на вопрос о возрасте флогопитовой минерализации Слюдянского района Прибайкалья, но и не позволяют высказать достаточно обоснованного суждения относительно причин наблюдаемого разброса и несоответствия цифр, полученных аргоновым и стронциевым методами. Это может быть связано, с одной стороны, с особенностями условий образования флогопита в данном районе, а с другой, является следствием миграции рубидия в результате более поздних преобразо-

ваний. Время их проявления попадает в интервал 500—430 млн. лет, что находится в соответствии с возрастом, датируемым по различным минералам аргоновым методом. Эта точка зрения подтверждена также определением возраста акцессорных минералов из гранитоидов и пегматитов свинцовым методом [56].

В лаборатории ВСЕГЕИ анализу подвергались образцы слюдянского флогопита из различных типов слюдоносных жил, располагающихся в пределах одной зоны: жил выполнения (обр. 13), метасоматических диопсидовых пород, образовавшихся по гранитоидам (обр. 13а), метасоматических пород, развитых по пироксен-амфиболовым гнейсам (обр. 2206), и кальцит-флогопитового гнезда, располагающегося среди метасоматической диопсидовой породы (обр. 35-2). Согласно приведенным в табл. 3 данным, максимальное значение возраста получено для флогопита из метасоматических жил, располагающихся среди гнейсов и сланцев и минимальное — из жил выполнения.

Естественно, что единичные анализы не могут дать представления об истинном значении времени формирования минерала. Однако они в какой-то степени подтверждают геологические данные, свидетельствующие, с одной стороны, о одновременности становления отдельных типов слюдоносных тел, а с другой — о растянутости процесса флогопитообразования во времени.

Вопрос о возрасте флогопита Слюдянского района в настоящее время остается нерешенным, но следует считать, что развитие флогопитовой минерализации здесь осуществлялось не ранее 1000—900 млн. лет назад. Уточнение этих данных может быть сделано на основании анализа как пород, вмещающих слюдоносные тела, так и метасоматических образований, генетически связанных с флогопитовой минерализацией, с применением изохронных вариантов свинцового и стронциевого методов.

Несмотря на возможную неточность полученных для рассматриваемого района данных, есть основание полагать, что флогопитовая минерализация здесь имела более позднее развитие, чем в двух других. Это подтверждается особенностями его геологического строения: более «молодым» возрастом вмещающих пород, наличием заметного разрыва во времени между проявлением регионального метаморфизма и процессами формирования слюдоносных тел, а также характером строения и условий залегания слюдоносных жил.

В отношении времени формирования слюдяной минерализации зарубежных месторождений имеются лишь самые общие данные. Так, известно, что консолидация пород в Восточно-Канадской провинции и формирование в этом регионе платформенной области, согласно Г. Катцу [189] и В. Е. Ханну [155], произошли в конце позднего протерозоя, на рубеже 1100—1000 млн. лет. Примерно такой же возраст имеют и аляскитовые граниты, с которыми здесь связывается флогопитовая минерализация.

В Северо-Корейской провинции переход архейской геосинклинали в платформу произошел в конце раннего, начале среднего протерозоя [91, 113]. Аляскитовые граниты, служившие источником растворов при развитии флогопитовой минерализации, имеют абсолютный возраст 2020—1886 млн. лет.

В подобных же условиях, характеризующихся завершением процессов складкообразования древнейших прогеосинклиналей и переходом их в платформу осуществлялось формирование месторождений Мадагаскара. Развитые здесь гранитоиды имеют абсолютный возраст 2600—2200 млн. лет [66]. Возникновение флогопитовой минерализации Восточно-Индийской провинции охватывает период 1630—1520 млн. лет, метаморфизм вмещающих пород находится в интервале 2600—2000 млн. лет [143].

Таким образом, формирование всех известных флогопитовых провинций мира, залегающих в пределах блоков, консолидированных складчатых областей, относится к древнейшему периоду развития земной коры. При этом развитии промышленной флогопитовой минерализации ограничено вполне определенным интервалом времени — 2500—1600 млн. лет. Основные же флогопитоносные провинции этого типа были сформированы в среднем протерозое, абсолютный возраст их — 2000—1800 млн. лет. Несколько более молодой возраст характерен для Слюдянского района Прибайкальской провинции, в пределах которого развитие флогопитовой минерализации происходило в позднем протерозое — рифее.

Вполне вероятно, что флогопитообразование на данном участке осуществлялось в результате проявления активизации краевой зоны древнего внутригеосинклинального поднятия в период поздней стадии развития прилегающей к нему Байкальской геосинклинальной области. Близкий возраст имеет флогопитовая минерализация Восточно-Канадской провинции. В целом приведенные выше данные свидетельствуют о том, что формирование промышленных месторождений флогопита связано с процессами гранитоидного магматизма поздних стадий развития древнейших прогеосинклинальных областей.

Петрографические особенности и характер метаморфизма пород

Вещественный состав вмещающих пород является одним из главнейших факторов контроля флогопитоносных тел рассматриваемого типа. Устанавливается прямая связь флогопитовой минерализации с определенными свитами тех или иных метаморфических серий [62, 70, 85]. В Алданской провинции продуктивной на флогопит является федоровская свита иенгрской серии, в Прибайкальской — култукская свита хамар-дабанской серии и т. д. Их мощность составляет от 2000 до 4000 м. Для продуктивных свит весьма характерно присутствие пироксеновых, амфибол-

пироксеновых, двупироксеновых, амфиболовых гнейсов и сланцев, амфиболитов, а также мраморов и кальцифиров.

Формирование данных пород, как ранее было отмечено, осуществлялось в процессе метаморфизма глинистых, мергелистых и карбонатных осадков. В ряде провинций существенную роль в разрезе продуктивных свит играли эффузивы основного состава. Так, согласно Г. Осборну, в пределах гренвиллской серии (Восточно-Канадская провинция) пироксеновые и амфиболовые гнейсы в ряде случаев имеют вулканогенное происхождение. По данным В. А. Рудника и Э. В. Соботовича [124], проводивших свои исследования методом изохронной изотопии, амфибол-пироксеновые гнейсы иенгрской серии Алданской провинции были образованы за счет основных эффузивных пород. Развитие эффузивов устанавливается также в пределах Восточно-Канадской, Корейской и Восточно-Индийской провинций.

Анализ геологического строения ряда флогопитоносных провинций свидетельствует о том, что для них наиболее характерен следующий тип стратиграфического разреза. Продуктивный на флогопит горизонт, представленный магнезиальными алюмосиликатными (амфибол-пироксеновыми и пироксеновыми) гнейсами и сланцами с маломощными прослоями карбонатных пород, подстилается и перекрывается толщами высокоглиноземистых (силлиманитовых, гранато-биотитовых и биотитовых) гнейсов и сланцев. Характерными примерами служат Алданская, Восточно-Канадская и другие флогопитоносные провинции мира (см. рис. 9).

В Прибайкалье в краевой зоне внутригеосинклинального поднятия (Слюдянский район) продуктивный на флогопит гнейсово-сланцевый горизонт имеет более пестрый состав (см. рис. 14). Наряду с магнезиальными алюмосиликатными породами (существенно пироксенового и амфибол-пироксенового состава) развиты глиноземистые, гранат-биотитовые и биотитовые разновидности. С другой стороны, подстилающие и перекрывающие толщи представлены главным образом карбонатными отложениями — мраморами и кальцифирами, содержащими в небольшом количестве прослой магнезиальных и глиноземистых алюмосиликатных пород.

Памирская провинция, приуроченная к срединному массиву, еще в большей степени отличается от других как по составу продуктивного горизонта в целом, так и по характеру подстилающих и перекрывающих отложений. Около 90% от общего объема продуктивного горизонта составляют биотитовые, гранато-биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы и лишь 10% — мраморы, кальцифиры, а также пироксенсодержащие амфиболовые гнейсы и сланцы. Подстилающие и перекрывающие породы в основном представлены биотитовыми гнейсами, содержащими в том или ином количестве силлиманит, гранат, диопсид. Среди них амфиболовые гнейсы и мраморы составляют 5—10% от общего объема пород.

Таблица 4

Состав мраморов (%) на месторождениях флогопита и лазурита в различных провинциях

Компоненты	Прибайкальская													
	Рудник 2										Рудник 1			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
MgCO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaMgCO ₃	4,64	Следы	31,67	—	—	—	—	—	—	—	—	9,28	31,40	4,37
CaCO ₃	93,35	93,49	43,87	99,10	75,03	75,11	99,30	98,69	99,70	99,84	85,67	84,19	46,53	92,46
CO ₂	43,30	41,14	34,47	43,60	33,07	32,17	43,69	43,86	43,86	43,92	37,71	41,53	35,74	42,83
Нераст. ост.	1,60	6,60	15,30	1,20	24,80	24,60	1,00	0,60	0,20	0,20	13,60	5,60	14,80	2,00
Σ	99,59	100,09	90,84	100,30	99,83	99,71	100,30	99,29	99,90	100,04	99,27	99,07	92,73	98,83

Продолжение табл. 4

Компоненты	Прибайкальская				Алданская						Памирская				
	Рудник 1	Малобыстринское			Куропахское		Рудник Горелый				Ляджвардаринское				
		15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
MgCO ₃	—	4,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaMgCO ₃	—	12,28	57,33	28,12	90,91	4,64	1,36	7,92	5,19	7,92	3,83	Следы	3,28	—	Следы
CaCO ₃	82,42	47,71	28,45	70,60	7,68	95,79	97,77	92,46	92,75	90,24	96,15	96,15	96,30	98,66	63,51
CO ₂	36,30	29,03	40,20	44,53	46,93	43,50	49,67	44,34	43,30	43,50	44,20	43,87	44,01	43,49	27,99
Нераст. ост.	16,80	22,40	11,00	1,40	1,30	1,60	1,00	Следы	2,00	0,70	—	—	0,20	—	33,20
Σ	99,22	86,46	96,78	100,12	99,89	100,03	100,13	100,38	99,94	98,86	99,98	99,15	99,78	98,66	96,71

Примечание. Обр. 1—6, 11—27—мрамор без видимых изменений; 7—10, 28—29—измененный мрамор.

Как показали исследования, в состав неизменных разностей мраморов, распространенных в пределах флогопитоносных провинций, обычно входит от 0 до 8% доломита, или 0—3% окиси магния, и лишь в более редких случаях содержание доломита достигает 30—50% (или 12—20% MgO). В то же время пироксеновые и амфибол-пироксеновые гнейсы и сланцы содержат 7—8% и более окиси магния и 10—15% Al_2O_3 и составляют главную часть разреза (табл. 4, рис. 18).

Содержание мрамора в продуктивных свитах, как правило, не превышает 10% от общего объема пород. Однако и эта цифра

зачастую является завышенной вследствие отнесения к мраморам пород иного генезиса, в частности весьма характерных для флогопитоносных провинций метасоматических карбонатных и диопсидовых образований, возникновение которых, как это будет показано ниже, возможно за счет различного рода гнейсов, сланцев и гранитоидов в процессе постмагматической деятельности.

Свиты, продуктивные на флогопит, обычно сложены породами, отвечающими по составу двум фациям метаморфизма: гранулитовой и амфиболитовой. Породы гранулитовой фации представлены субфациями пироксеновых и роговообманковых гранулитов, породы амфиболитовой фации — силлиманит-альмандин-ортотлазовой субфацией [7].

Для субфации пироксеновых гранулитов характерны ассоциации: плагиоклаз — диопсид — гиперстен — кварц (гранат); форстерит — диопсид — гиперстен — кальцит — сапфирин — шпинель (корунд).

Среди роговообманковых гранулитов, представляющих собой более низкотемпературную фацию, встречаются ассоциации: плагиоклаз — роговая обманка — диопсид — гиперстен (альмандин) — скаполит — флогопит. Типоморфным минералом гранулитовой фации метаморфизма является гиперстен. Породы амфиболитовой фации представлены ассоциациями: роговая

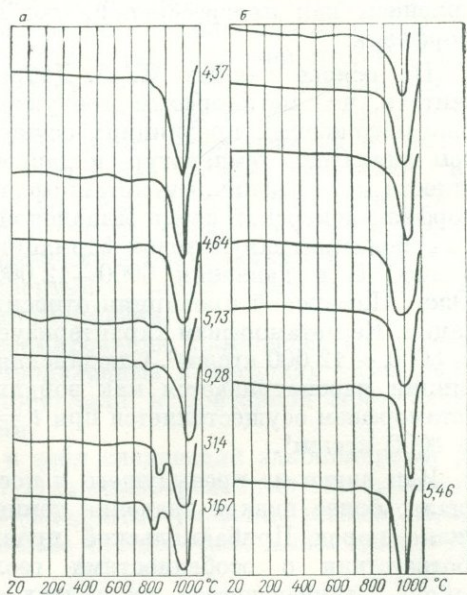


Рис. 18. Кривые нагревания неизменных мраморов.

a — култукская свита Прибайкальской провинции; *б* — горанская свита Памирской провинции. Цифры у кривых — содержание доломита (%).

обманка — плагиоклаз (диопсид, кварц); кварц — микроклин — силлиманит — альмандин — плагиоклаз — биотит и кальцит — гранат — диопсид — кварц.

Обычно поля развития пород гранулитовой фации имеют равное или подчиненное соотношение с полями развития пород амфиболитовой фации и тесно с ними перемежаются. Однако имеются отдельные провинции, где развитие пород гранулитовой фации весьма ограничено (Северо-Корейская, Памирская). Присутствие в пределах флогопитоносных провинций пород, отвечающих по составу амфиболитовой фации, может быть обусловлено проявлением как прогрессивной, так и регрессивной стадий метаморфизма.

На основе данных Н. Л. Добрецова и других [36] можно считать, что метаморфизм продуктивных толщ в тех или иных флогопитоносных провинциях осуществлялся в довольно широком диапазоне температур и давлений, это позволило авторам отнести их к различным метаморфическим формациям. Так, метаморфизм иенгской серии Алданской провинции, принадлежащей к карбонатно-гранулитовой формации, происходил при $t = 800 \div 1000^\circ \text{C}$ и давлении $6000\text{--}12\ 000 \text{ кгс/см}^2$. Горанская свита Южно-Памирской провинции относится к дистено-гнейсовой формации. Ее метаморфизм характеризуется $t = 650 \div 800^\circ \text{C}$, а $p = 8000 \div 12\ 000 \text{ кгс/см}^2$. Слюдянская серия Прибайкальской провинции рассматривается как зонально-гнейсовая формация. Ее метаморфизм осуществляется при $t = 550 \div 800^\circ \text{C}$ и $p = 6000 \div 8000 \text{ кгс/см}^2$.

Как видно из предыдущего и последующего изложения материала, более низкие значения температур и давлений метаморфизма пород Прибайкальской провинции находятся в полном соответствии с особенностями геологического строения этого района, отличающегося от других слабым развитием процессов ультраметаморфизма и гранитизации, а также характером проявления слюдяной минерализации.

Таким образом, для всех слюдоносных провинций рассматриваемого типа характерно широкое развитие высокомагнезиальных (пироксенсодержащих) алюмосиликатных пород, сформировавшихся главным образом в условиях гранулитовой и лишь частично амфиболитовой фаций метаморфизма. Постоянная пространственная приуроченность к ним флогопитоносных тел свидетельствует о наличии генетической связи промышленной флогопитовой минерализации с участками развития этих пород.

Сказанное, по-видимому, служит одной из главных причин того, что вся промышленная флогопитовая минерализация рассматриваемого типа получила развитие исключительно в пределах древних, в основном архейских толщ, отличительной особенностью которых является присутствие пород высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма.

Закономерности связи флогопитовой минерализации с гранитоидами

Положение слюдоносных зон и полей в пределах продуктивных свит строго определяется участками распространения гранитоидов. На эту закономерность было обращено внимание еще на ранних стадиях изучения месторождений флогопита [62, 71, 170]. Подавляющее большинство флогопитоносных провинций мира характеризуется весьма широким развитием процессов метасоматической гранитизации, анатексиса и палингенеза, наиболее полно проявленных в пределах сводовых поднятий. При этом повсеместно процесс образования гранитоидов был многоэтапным.

Так, например, В. А. Рудником [122] для территории Алданского щита в древнейшей истории его развития выделяется два тектоно-магматических цикла — иенгрский и тимпотно-становой, а в пределах каждого — по два этапа метаморфизма и гранитообразования. Первый этап охватывает период 3500—3000, второй — 3000—2500, третий — 2500—2100, наконец, четвертый — 2100—1750 млн. лет. Первый и третий этапы характеризуют собой главным образом эпохи погружения и проявления прогрессивного метаморфизма, второй и четвертый — эпохи инверсии и развития процессов регрессивного метаморфизма.

Протерозойские этапы формирования комплексов палингенно-анатектических гранитов, проявленные в пределах тимптонской и джелтулинской серий, приводили к повторной мобилизации гранитоидов иенгрской серии.

Каждый этап включает в себя следующий закономерный ряд формирования гранитоидов: 1) прединверсионные глиноземистые чарнокиты; 2) инверсионно-складчатые умеренно кислые гнейсограниты; 3) позднеинверсионные субщелочные аляскитовые граниты и гранит-пегматиты.

Однако, как правило, для каждого этапа характерна какая-то одна петрографическая разновидность пород, пользующаяся в период его проявления наиболее интенсивным развитием. Следует отметить, что состав гранитоидов древних тектоно-магматических циклов в значительной мере определяется составом исходных вулканогенно-осадочных пород.

Чарнокиты обычно открывают период ультраметаморфизма в рассматриваемых древних подвижных областях и представляют собой наиболее типичный пример гранитообразования раннеархейского этапа. Благоприятными для нахождения чарнокитов являются кварц-полевошпатовые разновидности пород. Чарнокиты имеют существенно кварцевый состав, из темноцветных минералов в них присутствуют гиперстен, моноклинный пироксен, роговая обманка, а в разностях, бедных кальцием, — гранаты, силлиманит, кордиерит.

Умеренно кислые гнейсо-граниты могли формироваться во все этапы гранитообразования. Они возникали в процессе гранитиза-

дии различных по составу метаморфических пород, среди которых наименее благоприятны мраморы, кварциты и некоторые разновидности высокоглиноземистых гнейсов. Данные гранитоиды наследуют текстурно-структурные и минералогические особенности вмещающих пород, как и чарнокиты, они имеют пластовый характер залегания. Состав гранитоидов существенно плагиоклазовый.

Образованию аляскитовых гранитов, а также сопутствующих им микроклиновых гранит-пегматитов и пегматитов обычно предшествует перерыв, в период которого почти все более ранние гранитоиды, за исключением разновидностей эвтектоидного состава, успели законсолидироваться. Присутствие в значительной мере пластичных пород среди более жестких в какой-то мере определяет размещение тел аляскитовых гранитов. Наряду с зонами повышенной трещиноватости весьма благоприятны для их размещения поля развития плагиогранитов нормальной щелочности.

В истории докембрия Алданского щита аляскитовые граниты максимального расцвета достигли во второй этап гранитообразования. Тела имеют форму согласных залежей, неправильных обособлений, штоков, согласных и секущих жил. Их размеры обычно не превышают сотни метров. Для гранит-пегматитов и пегматитов характерны жильные формы выделения. Они характеризуются крутым падением и контролируются системами разломов. Состав данных пород существенно микроклиновый. Он в значительно меньшей степени подвергается влиянию окружающей среды, чем у других разновидностей и, как уже отмечалось, сохраняет относительное постоянство во многих флогопитоносных провинциях мира (табл. 5). С внедрением аляскитовых гранитов связано интенсивное развитие постмагматической деятельности, и в частности кремнево-щелочного метасоматоза, отвечающего по составу парагенетических ассоциаций амфиболитовой фации метаморфизма.

В большинстве флогопитоносных провинций мира, как это было показано для Алданского щита, широко распространены все рассмотренные разновидности гранитоидов. Однако для отдельных регионов некоторые из них не характерны. Так, например, чарнокиты встречаются в ничтожном количестве в Северо-Корейской провинции, а на Памире они до настоящего времени не обнаружены. В Слюдянском блоке Прибайкальской провинции чарнокиты полностью отсутствуют, гранито-гнейсы представлены в виде одиночных тел и лишь жильные гранитоиды плагиоклазового и аляскитового состава получили интенсивное развитие.

В целом в процессе гранитообразования происходило ослабление зависимости состава, строения и особенностей залегания гранитоидов от состава и структуры вмещающих пород. С течением времени гранитоиды все более обогащаются кремнеземом и калием и обедняются глиноземом и натрием.

Таблица 5

Химический состав (%) и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому аляскитовых гранитов

Окислы и параметры	Слюдянский район, Прибайкальская провинция		Алданская провинция							
			Эмельджакская зона		Курунахская зона		Тимптонская зона		Зона развития хрусталоносных кварцевых жил	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	72,86	73,82	36,72	62,52	66,32	68,02	71,71	70,34	73,90	70,97
TiO ₂	Следы		0,06	0,05	0,39	0,16	0,16	0,28	0,31	0,27
Al ₂ O ₃	15,54	12,81	12,01	19,01	13,89	16,76	14,00	14,96	13,02	15,25
Fe ₂ O ₃	0,17	0,19	1,01	0,88	4,52	1,24	1,32	0,55	1,49	0,69
FeO	0,13	0,13	0,44	0,65	0,20	0,71	0,90	0,51	1,50	1,39
MnO	Следы		0,01	0,03	Следы		—	0,003	0,01	0,04
MgO	0,12	0,14	0,16	0,72	0,25	0,98	0,47	0,44	0,89	0,72
CaO	0,89	0,84	0,15	1,93	1,42	4,80	0,79	1,38	0,51	1,57
Na ₂ O	3,13	2,69	2,81	2,31	1,10	3,55	2,85	3,20	2,23	3,42
K ₂ O	6,60	7,63	5,34	11,35	10,83	2,58	7,14	7,46	6,35	4,99
Cl	—	—	—	0,27	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,18	0,54	—	0,08	—	—	0,16	0,10	0,17	0,16
H ₂ O ⁺	—	—	0,24	0,90	0,68	0,97	0,53	0,52	0,38	0,70
П. п. п.	0,43	0,77	—	—	0,90	—	—	—	—	—
Σ	100,05	99,57	99,95	100,70	100,50	99,77	100,03	99,74	100,76	100,17
<i>S</i>	80,43	81,88	83,35	72,90	75,65	78,10	80,00	79,13	80,13	79,06
<i>a</i>	15,98	16,63	13,25	22,05	18,20	11,70	16,05	17,71	13,44	14,40
<i>c</i>	1,06	0	0,19	2,03	0,20	5,44	0,93	1,01	0,58	1,93
<i>b'</i>	2,52	1,46	3,19	3,01	5,93	4,75	3,01	2,15	5,84	4,60
<i>a'</i>	10,53	—	55,10	—	—	—	13,34	—	32,22	36,23
<i>c'</i>	—	63,64	—	11,62	25,28	10,15	—	31,25	—	—
<i>m'</i>	7,90	18,20	8,16	41,86	6,89	33,39	24,45	34,37	24,44	24,63
<i>j'</i>	81,58	18,20	36,73	46,51	67,17	56,53	62,22	34,37	43,33	39,13
<i>n</i>	41,53	35,20	44,33	23,49	13,48	67,06	38,33	39,54	34,78	50,92
<i>t</i>	0	0	0	0	0,45	0,17	0,16	0,34	0,32	0,33
<i>φ</i>	5,26	9,10	24,49	26,38	64,36	21,74	35,55	21,87	20,00	1,15
<i>Q</i>	27,75	30,47	40,03	0,32	14,72	27,37	26,98	21,83	32,81	27,40
<i>a/c</i>	15,08	—	69,74	10,86	91,00	2,15	17,26	1,53	25,17	7,46

Примечание. 1, 2 — анализы выполнены во ВСЕГЕИ, аналитик В. С. Филюзина; 3—10 — анализы по данным следующих авторов: 3, 5, 6, 7, 8 — М. А. Лицарева [85]; 4—Д. А. Михайлова; 9, 10 — Г. Т. Кравченко.

Развитие флогопитовой минерализации связано с воздействием щелочных растворов на магнезиальные силикатные и карбонатные породы. В том или ином масштабе оно осуществлялось в процессе формирования щелочных гранитоидов каждого из выделенных этапов. Однако максимального развития флогопитообразование достигало лишь в определенные интервалы времени, характеризующиеся весьма интенсивным проявлением аляскитов, и контролировалось участками распространения наиболее поздних фаз — секущих жильных тел.

Минеральные парагенезисы, возникающие в процессе постмагматической деятельности, отвечают по своему составу амфиболитовой фации метаморфизма. В связи с этим наличие участков развития пород амфиболитовой фации среди пород гранулитовой фации весьма благоприятно для нахождения флогопитоносных зон.

Наибольшие значения возраста (3100 млн. лет) были получены [124] для флогопита из контактово-реакционных флогопит-магнетит-диопсид-кальцитовых пород. Однако такие тела, связанные с наиболее древним этапом гранитообразования, не являются перспективными в отношении промышленных концентраций слюды.

Как это было ранее показано, наибольшее число определений абсолютного возраста флогопитовой минерализации из промышленных слюдоносных зон попадает в интервал времени 2250—1750 млн. лет. Это позволяет связывать флогопитовую минерализацию как со вторым, так и с четвертым этапами гранитообразования, характеризующимися регрессивной направленностью процесса. Можно предполагать, что основная масса слюды была образована во второй этап, в период расцвета формирования аляскитов, а ее перераспределение (перекристаллизация) осуществлялось в связи с четвертым этапом, проявленным главным образом среди пород тимптонской серии. Отсутствие промышленных скоплений слюды среди пород тимптонской серии может быть связано с неблагоприятным вещественным составом, преимущественным развитием высокоглиноземистых пород.

Таким образом, анализ региональных закономерностей размещения флогопитовой минерализации в комплексах докембрийских метаморфических пород позволяет сделать следующие выводы.

1. Флогопитовая минерализация распространена в пределах блоков метаморфических пород, имеющих архейский или протерозойский возраст: на щитах (преимущественно в их краевых зонах), в пределах внутригеосинклинальных поднятий или срединных массивов. Ее образование связано с завершающими стадиями формирования древнейших геосинклинальных областей и осуществлялось на протяжении всего протерозоя, при максимуме развития в среднепротерозойское время.

2. Постоянная связь месторождений флогопита с выходами древних метаморфических комплексов обусловлена спецификой условий формирования этих толщ, отличающихся от более молодых образований особенностями метаморфизма.

3. Промышленная флогопитовая минерализация имеет преимущественное развитие в пределах краевых зон ареалов гранитизации, в местах пересечения высокомагнезиальных пироксеносодержащих гнейсов и сланцев и реже карбонатных пород позднесинорогенными гранитоидами аляскитового состава. При этом весьма благоприятны участки наложения регрессивного этапа метаморфизма амфиболитовой фации на породы гранулитовой фации.

Локальные закономерности

Морфогенетические типы флогопитоносных тел

Во флогопитоносных провинциях породы, содержащие в том или ином количестве флогопит, весьма многообразны и широко распространены. Анализу их строения, состава и условий образования посвящено большое число работ [42, 62, 70, 71, 85, 98, 111, 118, 121, 153, 169, 176]. Однако до настоящего времени не достигнуто не только единства взглядов в интерпретации их происхождения, но также единой терминологии.

Как уже отмечалось, все флогопитоносные породы могут быть разделены на два типа: метасоматические тела и жилы выполения. Метасоматические тела встречаются в довольно разнообразных породах, развитых в пределах слюдоносных полей, и в зависимости от их состава подразделяются на ряд разновидностей, отличающихся по характеру зональности, минеральному составу, химизму слагающих минералов и их промышленной значимости. Выделяются метасоматические породы, образованные: 1) по гнейсам и сланцам основного состава, а также амфиболитам; 2) по гранитам, гранитизированным гнейсам, мигматитам, гранит-пегматитам и пегматитам; 3) по карбонатным породам — мраморам и кальцифирам; 4) на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород.

Наиболее распространены во всех слюдоносных районах метасоматические тела, возникшие в результате замещения различных алюмосиликатных пород. Метасоматические тела, сформировавшиеся среди магнезиальных гнейсов и сланцев, а также амфиболитов, широко развиты в большинстве флогопитоносных провинций мира. Особенно характерны они для месторождений Алданской и Восточно-Канадской провинций. Для этих образований присуще согласное залегание с вмещающими породами. Последние представлены существенно пироксеновыми, двупироксеновыми, реже амфиболовыми, биотит-пироксен-амфиболовыми гнейсами и сланцами, а также пироксеновыми амфиболитами. Образование метасоматических пород было неоднократным. Устанавливаются по крайней мере два этапа их формирования.

Метасоматические тела первого этапа представляют собой незональные мелко- или среднезернистые породы и не содержат

крупнокристаллического флогопита. Характерно их участие в процессах складкообразования. Метасоматические породы второго этапа представляют собой мощные тела грубозернистой или гигантокристаллической структуры, зачастую имеющие отчетливую зональность, весьма детально описанную М. А. Липаревым [85]. Последовательность смены зон от края к центру такова: 1) скаполит-диопсидовая; 2) паргасит-диопсидовая или паргасит-шпинель-диопсидовая, 3) флогопит-диопсидовая; 4) флогопитовая.

Крупнокристаллический флогопит в этих телах обычно сконцентрирован в пределах двух внутренних зон. Если зональность в телах проявлена слабо, то он имеет гнездовый или рассеянный характер распределения. В центре гнезд с флогопитом обычно находится белый или розовый кальцит. Нередко устанавливается полосчатое строение, обусловленное наследованием метасоматическими телами гнейсовидности вмещающих пород [98]. Участия в складчатости данные метасоматические тела не принимали.

Метасоматические породы, развивающиеся за счет гранитоидов, в том или ином количестве встречаются во всех флогопитоносных провинциях. Наряду с согласными они нередко имеют секущие контакты (обычно в соответствии с элементами залегания замещаемых ими гранитоидных пород). Размеры тел несколько меньше, чем у предыдущей разновидности. В отдельных случаях можно видеть пересечение метасоматических пород прожилками гранит-пегматитов, вдоль контакта которых развивается более поздняя метасоматическая порода. В отличие от ранних метасоматических тел поздние имеют незначительную мощность и не содержат крупнокристаллического флогопита.

Общей особенностью метасоматических пород, развивающихся за счет гранитоидов, является присутствие в их краевой части пироксен-полевошпатовой зоны. Состав последующих к центру зон такой же, как и у предыдущей разновидности. Весьма характерно присутствие большого количества гнезд с флогопитом и кальцитом, в центре которых нередко имеется свободное пространство.

Метасоматические тела, образованные по карбонатным породам, весьма характерны для Северо-Корейской и Памирской провинций. Они обычно представлены в виде согласных тел мощностью до 10—15 м при протяженности до десятков метров. Составляют из мелкозернистой породы, сложенной кальцитом, форстеритом, шпинелью и флогопитом. От края к центру тел устанавливаются две зоны: 1) форстеритового кальцифира и 2) флогопит-пироксеновая.

Метасоматические тела, развитые вдоль контакта карбонатных пород и гранитоидов, обычно встречаются на тех же участках слодоносных полей, что и предыдущая разновидность. Они представляют собой тела неправильной формы, имеющие наряду с согласными секущие контакты. Для Алданской слодоносной про-

винции установлены контактово-метасоматические породы, развитие которых происходило в период древнейшей эпохи складчатости, метаморфизма и ультраметаморфизма [122, 137]. Однако наряду с этим широко распространены в пределах флогопитоносных полей также контактово-метасоматические породы, формирование которых связано со становлением позднесиногенных гранитоидов. Состав зон, образованных по гранитам и мраморам, резко различен. Последовательность смены зон и их состав были описаны выше, при рассмотрении соответствующих разновидностей метасоматических пород.

При изучении метасоматических флогопитоносных тел, залегающих среди карбонатных пород, особое внимание следует уделять кальцифирам. Согласно данным Д. П. Сердюченко и М. А. Лицарева [85], под кальцифирами понимаются карбонатные породы, в состав которых входит от 10 до 90% некарбонатных минералов. По происхождению эти породы подразделяются на два типа. Одни из них образуются в результате регионального метаморфизма карбонатных отложений, содержащих примесь кремнезема и глинозема, другие возникают в процессе метасоматоза доломитов в магматическую и послемагматическую стадии. Они образуют одну из зон описанных выше флогопит-диопсидовых пород [41].

Однако, как показывают исследования, на всех известных месторождениях флогопита широко распространены весьма своеобразные карбонатные породы, которые в настоящее время рассматриваются как кальцифиры, возникшие за счет преобразования первично-осадочных карбонатных пород, но имеющие существенные отличия. Их выходы нередко наносятся на геологические карты в виде пластов мраморов.

Тела рассматриваемых карбонатных пород представлены пластообразными, реже секущими залежами неоднородного состава и строения, располагающимися среди гнейсов, сланцев и в отдельных случаях гранитоидов. Они состоят из чередующихся полос темной и светлой окраски. Первые представлены в той или иной степени измененными вмещающими породами, вторые состоят из мелкозернистого кальцита, содержащего включения диопсида, амфибола, скаполита, полевого шпата и др. Имеют место постепенные переходы от светлоокрашенных полос, обогащенных кальцитом, к темноокрашенным и далее — к неизменным гнейсам (рис. 19). Мощность отдельных прослоев весьма непостоянна и колеблется в широких пределах.

В целом же тела карбонатных пород имеют значительные размеры, достигая нескольких метров мощности при протяженности до сотни метров и более. Характерной особенностью карбонатных пород является присутствие в них мелких плейчатых складок и структур будинажа, что, вероятно, обусловлено реакцией двух разнородных сред (жесткой силикатной и весьма пластичной — карбонатной) на тектонические напряжения.

Изучение карбонатных пород данного типа показало, что светлоокрашенные участки помимо основного минерала — кальцита — содержат такие необычные для кальцифиров минералы, как скаполит, микроклин, плагиоклаз, амфибол, в то время как типоморфные минералы кальцифиров — форстерит и серпентин — в них полностью отсутствуют. Постоянным компонентом породы является мелкочешуйчатый флогопит. Более темные участки содержат кальцит лишь в небольшом количестве. Основными компонентами здесь являются амфибол, пироксен, полевой шпат, т. е.



Рис. 19. Метасоматические карбонатные породы (белое) с реликтовыми включениями диопсидовых сланцев (темное). Месторождение Эмельджак.

минералы, характерные для вмещающих алюмосиликатных пород. В шлифах повсеместно устанавливается метасоматическое развитие кальцита за счет других минералов. Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что рассматриваемые карбонатные породы возникли за счет вмещающих алюмосиликатных пород в процессе кальциевого метасоматоза.

Условия образования пород наложили отпечаток на химический состав и физические свойства слагающих их минералов. Так, пироксен и флогопит в карбонатных породах в отличие от кальцифиров имеют темную окраску. Согласно данным химических анализов они содержат значительное количество окислов железа. Железистость флогопита при этом достигает 14%, в то время как в кальцифирах она составляет 6%, а флогопита — 7—9% против 0,7—4% в мраморах.

Показатели преломления диопсида и флогопита в карбонатных породах, развитых по гнейсам, зачастую высоки. При этом интересен тот факт, что диопсид в них имеет несколько меньшие

показатели преломления, чем в окружающих гнейсах. Это говорит о том, что при формировании данных пород наряду с развитием кальцита происходило также и преобразование темноцветных минералов. В карбонатных породах, развитых по гранитам, показатели преломления диопсида (Слюдянский район Прибайкалья) составляют: $N_g = 1,710$, $N_m = 1,693$, $N_p = 1,685$, что примерно соответствует величине показателей преломления диопсида из диопсидовых пород, залегающих среди гранитоидов.

Таким образом, рассмотренные нами карбонатные метасоматические породы отличаются от метасоматических диопсидовых пород, развивающихся за счет мраморов и кальцифиоров, как по условиям залегания и строения тел, так и по минеральным парагенезисам и составу минералов и могут, с нашей точки зрения, рассматриваться в качестве самостоятельного типа метасоматических пород.

Флогопитоносные жилы обладают линзообразной формой и довольно четкими контактами. Они почти всегда имеют секущее залегание, а вдоль их залобандов устанавливается смещение пластов окружающих пород или более ранних жильных образований. Обращает на себя внимание больший диапазон колебаний состава вмещающих их пород по сравнению с метасоматическими телами. При этом на состав жил они практически не оказывают влияния.

Зачастую жилы имеют шестоватое строение, обусловленное ростом агрегатов различных минералов от залобандов к центру. В центре жил может присутствовать свободное пространство, в которое вдаются головки кристаллов, имеющих идиоморфные очертания. Флогопит в них содержит незначительное количество посторонних включений и отличается высоким качеством. Размер жил изменяется от незначительного до гигантского, как, например, жила № 6 в Слюдянском районе Прибайкальской провинции, имеющая протяженность 130 м при мощности 18 м. Жилы отчетливо зональны. В их состав входят те же минералы, которые слагают флогопитоносные метасоматические породы. Однако соотношение мощностей отдельных зон в них иное. Если в метасоматических породах отчетливо развиты боковые зоны — скаполит-диопсидовая, флогопит-диопсидовая и другие, то в жилах они выражены слабо или даже полностью отсутствуют, зато центральные — флогопитовая и кальцитовая — получили наиболее полное развитие. В метасоматических телах кальцит встречается обычно лишь в центре гнезд с флогопитом и не входит в состав зон. Нередко при сохранении общей последовательности в центре тел содержатся минералы боковых зон — скаполит и диопсид, имеющие при этом идиоморфные очертания. Наряду с полиминеральными жилами широко развиты мономинеральные.

Благодаря преимущественному развитию в жилах центральных зон они обладают высоким содержанием крупнокристаллического

флогопита. Однако в большинстве флогопитоносных провинций жилы встречаются в единичном количестве и лишь в Слюдянском районе Прибайкальской провинции они получили широкое распространение.

Уже отмечалось, что повсеместно устанавливаемые явления отчетливого пересечения метасоматических пород жилами выполнения позволяют считать, что первые являются более ранними образованиями по отношению к последним. Однако процесс формирования тех и других был теснейшим образом связан во времени и зачастую непосредственно переходил один в другой. Подтверждением этому служит присутствие внутри метасоматических пород гнезд, заполненных идиоморфными кристаллами флогопита и содержащих свободное пространство в их центре, а также наличие в альбандах жил выполнения метасоматических скаполит-диопсидовых или диопсидовых оторочек.

Однако следует отметить, что процесс флогопитообразования в одних случаях был значительно растянут во времени и осуществлялся на фоне полного изменения плана деформаций, а в других он происходил в более короткий промежуток времени и развивался в пределах одних и тех же структурных форм. Так, в Слюдянском районе Прибайкальской провинции согласно данным радиометрических определений (см. табл. 3) возраст флогопита из метасоматических тел составляет 935 млн. лет, в то время как флогопит из жил выполнения имеет возраст 600—570 млн. лет. Характерно, что жилы и метасоматические тела в этом районе пространственно разобщены и занимают различные структурные позиции. В Алданской провинции разрыв во времени формирования тех и других образований находится в пределах ошибки метода определения и составляет соответственно 2070 и 2000 млн. лет. В то же время для этой провинции более типично залегание жил выполнения внутри тел метасоматических пород (рис. 20).

Выше уже отмечалось, что формирование отдельных разновидностей метасоматических пород было неоднократным. Отдельные этапы процесса минералообразования в ряде случаев разделены внедрением гранитоидов. Так, согласно данным Н. Г. Судовикова, Л. В. Климова и Д. А. Михайлова [137], впоследствии подтвержденным радиометрическими определениями В. А. Рудника и Э. В. Соботовича [124], в Алданской провинции в период между внедрением ранних метасоматических нефлогопитоносных пород и поздних флогопитоносных имели место процессы гранитизации и мигматизации. Возраст тех и других образований соответственно равен 3500 и 2500 млн. лет. Процессы метасоматоза зачастую сопровождались перекристаллизацией минералов, в частности флогопита [98].

Формирование жил выполнения также осуществлялось многократно. Однако перерыв во времени формирования между прожилками различных стадий, очевидно, не был значительным. Случаев развития гранитоидов в этот период не устанавливается,

ранние и поздние прожилки пространственно совмещены. Обычная картина пересечения мощных флогопитоносных жил более мелкими прожилками, не имеющими промышленной ценности.

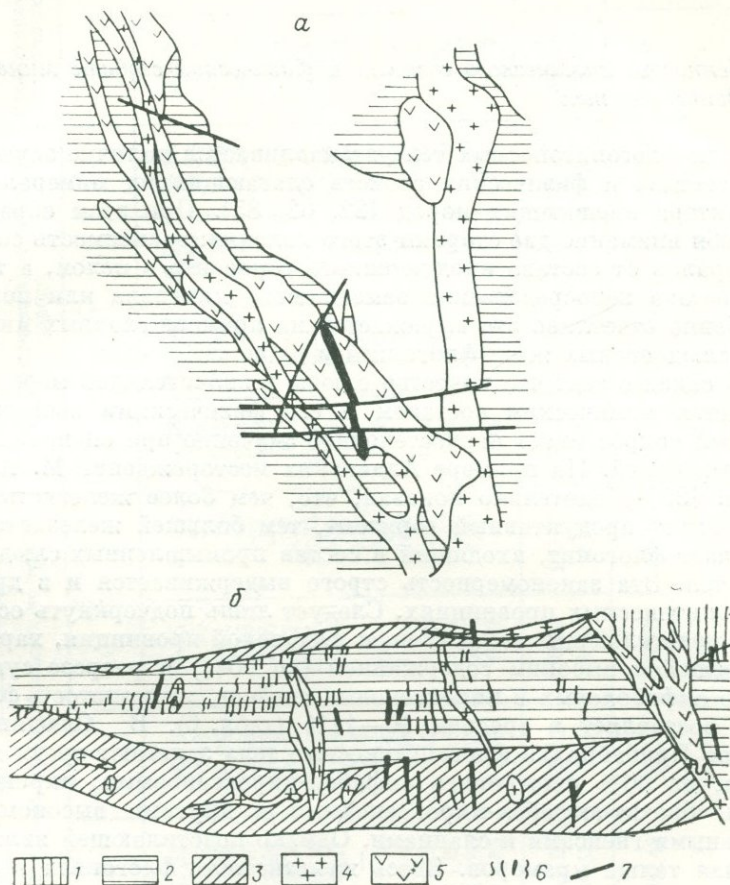


Рис. 20. Характер размещения флогопитоносных тел в Алданской провинции (а), по данным Б. М. Роненсона, Ф. М. Ройзенмана, и в Слюдянском районе (б) Прибайкальской провинции, по Ж. С. Синяковой и другим.

1 — биотитовые гнейсы; 2 — пироксеновые, амфибол-пироксеновые сланцы; 3 — амфиболиты; 4 — гранит-пегматиты; 5 — метасоматические флогопит-диопсидовые тела; 6 — кальцит-флогопитовые жилы выполнения; 7 — тектонические нарушения.

Таким образом, процесс флогопитообразования в комплексах древних метаморфических пород весьма сложный и многократный. Он характеризуется закономерной и постепенной сменой метасоматических явлений, отложением вещества в открытых полостях с одновременной заменой ранних минеральных парагенезисов более поздними и ослаблением влияния вмещающих пород на

состав образующихся тел. Характерно, что флогопитообразование достигало промышленного масштаба лишь в один, вполне определенный для каждой провинции этап процесса.

Особенности химического состава и физических свойств минералов слюдоносных тел

Для флогопитоносных тел устанавливается наличие зависимости состава и физических свойств слагающих их минералов от характера вмещающих пород [22, 62, 85]. При этом обращают на себя внимание две стороны этого явления: зависимость состава минералов от состава продуктивного горизонта в целом, а также от состава непосредственно замещаемого минерала или породы. Особенно отчетливо это выражается на примере главных минералов слюдоносных жил: флогопита и диопсида.

В связи с тем, что качество слюды в значительной мере определяется химическим составом и его физическими свойствами, данный вопрос имеет первостепенное значение при оценке слюдоносных полей. На примере Алданских месторождений М. А. Липарев [85] убедительно показал, что, чем более железистый состав имеет продуктивный горизонт, тем большей железистостью обладает флогопит, входящий в состав промышленных слюдоносных тел. Эта закономерность строго выдерживается и в других флогопитоносных провинциях. Следует лишь подчеркнуть особую роль подстилающих толщ. Так, в Алданской провинции, характеризующейся высоким содержанием (до 90%) в разрезе существенно амфиболовых и пироксеновых гнейсов, железистость флогопита составляет в среднем 10—11% (табл. 6). В Слюдянском районе Прибайкалья флогопитоносные тела залегают среди горизонта, на 80% сложенного амфибол-пироксеновыми, пироксеновыми, биотит-амфибол-пироксеновыми и другими высокомагнезиальными гнейсами и сланцами. Однако подстилающей является мощная толща мраморов. Здесь железистость флогопита в среднем составляет около 4,5% (табл. 7). Зависимость состава слюды от состава непосредственно замещаемых минералов или породы наиболее четко устанавливается на примере отдельных типов и разновидностей флогопитоносных тел.

Как видно из табл. 6—10, химический состав минералов метасоматических тел, а следовательно, и их физические свойства в значительно большей степени зависят от состава непосредственно вмещающих пород, а поэтому подвергаются большому колебаниям, чем в жилах выполнения. Так, железистость диопсида в отдельных разновидностях метасоматических тел Прибайкалья колеблется от 1 до 30%, флогопита от 0,7 до 18%, в то время как в жилах она соответственно составляет 10—11% и 3,5—4,5%. При этом если в метасоматических породах происходит заметное падение коэффициента железистости минералов по

Таблица 6

Химический состав флогопита (%) из флогопитоносных тел Алданской провинции

Компоненты	Диопсидовая порода, развитая по гнейсу		Диопсидовая порода, развитая по граниту				Гнездо флогопита в диопсидовой породе				Карбонатная порода, развитая по гнейсу	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	36,46	37,28	37,52	36,76	36,86	37,02	37,48	36,54	37,03	36,80	37,04	39,51
TiO ₂	0,55	0,62	0,51	0,48	0,54	0,67	0,47	0,54	0,40	0,59	0,53	0,75
Al ₂ O ₃	20,26	16,43	17,86	18,94	18,62	17,10	18,19	18,95	18,78	18,93	17,76	15,62
Fe ₂ O ₃	2,97	4,90	2,40	2,48	2,19	2,32	2,41	2,41	1,77	1,55	3,13	2,42
FeO	3,11	3,20	2,41	3,62	3,46	3,39	2,19	2,56	2,79	2,41	1,92	1,58
MnO	0,07	0,04	0,04	0,02	0,07	0,13	0,06	0,10	0,04	0,05	0,03	0,08
MgO	22,06	23,41	24,46	22,96	22,81	23,35	23,57	23,44	23,16	22,42	24,81	26,25
CaO	0,51	1,09	0,87	0,25	0,13	0,38	0,93	0,53	0,86	0,36	0,23	0,37
Na ₂ O	0,25	0,06	—	0,31	—	0,32	—	0,66	3,34	0,40	0,03	0,41
K ₂ O	9,20	9,56	9,56	9,36	10,54	10,10	9,98	9,67	8,84	9,66	10,44	10,16
H ₂ O ⁺	0,92	0,82	0,80	0,60	0,74	0,03	—	0,67	1,48	0,66	1,36	0,26
H ₂ O ⁻	0,52	0,36	0,32	0,42	0,38	2,63	0,34	0,40	0,60	0,24	0,26	1,41
F	1,47	1,38	1,24	1,48	1,55	1,42	1,93	1,45	1,26	1,53	1,34	2,52
BaO	1,38	He опр.	0,95	1,43	2,14	1,39	1,50	1,61	—	1,20	1,70	—
П. п. п.	0,35	0,93	0,65	0,98	0,39	—	1,32	0,61	0,60	4,45	0,16	—
∑	100,08	100,08	99,59	100,12	100,42	100,25	100,37	100,14	100,95	101,25	100,74	101,32
-O=2F	0,66	0,58	0,53	0,62	0,70	0,60	0,81	0,65	0,63	0,64	0,56	1,06
∑ с попр.	99,42	99,50	99,48	99,50	99,72	99,65	99,56	99,49	100,46	100,61	100,18	100,26
на F												
F _{общ}	13	15,2	9,4	12,6	12	11,4	9,4	10,2	9,6	8,4	9,4	7,1

Примечание. 1—5, 7—10, 12—по данным В. А. Галюка [22]; 6, 11—анализы выполнены во ВСЕГЕИ, аналитик А. Н. Аксельрод.

Таблица 7

Химический состав флогопита (%) из флогопитоносных тел Слюдянского района Прибайкальской провинции

Компоненты	Диопсидовая порода, развитая по гнейсу	Диопсидовая порода, развитая по граниту			Флогопитоносные тела			Мраморы		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	38,00	39,51	38,05	39,34	38,49	38,90	39,40	38,40	39,48	39,96
TiO ₂	1,00	0,80	0,61	1,11	1,19	1,28	0,98	0,36	1,10	0,57
Al ₂ O ₃	16,58	15,98	17,00	15,90	16,43	17,89	15,82	19,97	17,20	15,10
Fe ₂ O ₃	1,55	0,47	1,43	0,94	0,44	0,97	0,73	0,72	0,13	0,23
FeO	6,75	1,79	3,72	1,74	1,77	0,82	1,77	—	1,69	0,34
MnO	0,09	0,05	0,06	0,07	0,08	0,07	0,05	0,02	0,08	0,07
MgO	21,20	24,58	29,15	25,68	26,51	26,03	25,81	26,31	23,83	27,27
CaO	1,00	0,54	0,16	0,11	—	—	0,20	—	0,56	0,28
Na ₂ O	0,35	0,30	0,41	0,43	1,90	0,81	0,48	1,10	0,38	0,33
K ₂ O	9,64	10,06	9,38	10,64	8,70	9,14	10,64	9,12	9,44	10,20
H ₂ O ⁺	2,22	2,26	—	2,00	—	1,03	1,88	1,20	2,98	3,00
H ₂ O ⁻	0,26	0,55	0,31	Следы	0,15	0,34	0,04	0,58	He обн.	0,06
F	1,92	3,28	1,64	4,00	—	1,84	3,86	1,08	0,65	1,98
BaO	—	0,80	0,82	—	0,10	0,72	—	Следы	2,30	1,16
П. п. п.	—	0,19	3,78	—	4,88	0,49	—	1,10	—	—
Σ	100,56	101,16	100,52	101,96	100,04	100,33	101,66	99,96	99,82	100,55
— O = 2F	0,83	1,38	—	1,68	—	0,77	1,62	0,45	0,27	0,83
Σ с погр. на F	99,73	99,78	—	100,28	—	99,56	100,04	99,51	99,55	99,72
F _{общ}	17,55	4,8	8,6	5,3	4,4	3,4	4,7	1,03	4,2	0,7

Примечание. 1, 4, 7, 9, 10—из коллекции И. Я. Дядькиной, аналитик А. Н. Аксельрод, ВСЕГЕИ; 2, 5, 6, 8—по П. В. Калинин; 3—по Б. А. Гаврусевичу.

Химический состав флогопита (%) Памирской провинции

Компоненты	Диопсидовая порода, образованная по гранитам			Диопсидовая порода, образованная по мраморам		
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40,34	40,56	39,10	39,07	39,78	39,98
TiO ₂	0,60	0,63	0,74	0,41	0,11	0,85
Al ₂ O ₃	13,72	14,24	17,64	17,29	18,79	17,19
Fe ₂ O ₃	1,88	0,65	0,74	0,12	1,23	0,38
FeO	1,21	1,49	1,49	1,41	0,32	1,12
MnO	0,01	0,04	0,06	0,04	0,02	0,04
MgO	26,65	26,56	25,39	25,51	25,48	27,12
CaO	0,38	—	0,67	—	0,75	0,06
BaO	0,49	0,83	—	0,64	Следы	—
Na ₂ O	0,81	0,50	0,65	0,44	0,94	0,59
Ca ₂ O	10,08	10,03	9,76	9,87	9,15	9,64
H ₂ O ⁺	1,83	2,62	2,05	0,44	2,50	0,23
H ₂ O ⁻	—	0,36	0,20	3,32	—	1,50
F	2,52	3,09	2,73	1,92	1,30	2,28
П. п. п.	—	0,61	—	0,45	—	—
Σ	100,52	102,21	101,22	100,93	100,37	100,98
—O=2F	1,05	1,30	1,15	0,85	0,54	0,96
Σ с погр. на F	99,47	100,91	100,07	100,08	99,83	100,02
F _{общ}	5,8	4,0	4,4	3,3	3,0	3,0

Примечание. 1,5—по данным М. А. Лицарева; 2—по данным А. П. Ляхачева; 3,6—из коллекции И. Я. Дядькиной, аналитик А. Н. Аксельрод, ВСЕГЕИ; 4—по данным Б. Я. Хоревой.

мере движения от контакта тел к центру, то в жилах их состав практически остается постоянным.

В метасоматических жилах, образованных за счет гнейсов и сланцев основного состава (амфибол- и пироксенсодержащих), диопсид и флогопит обладают наиболее темной окраской и имеют весьма высокие коэффициенты железистости (см. табл. 6—10) и показатели светопреломления (рис. 21, 22). Несколько меньше эти константы у минералов в породах, образовавшихся за счет гранитоидов. В метасоматических телах, сформированных среди мраморов, флогопит и диопсид обычно бесцветны, а их коэффициенты железистости и показатели светопреломления имеют минимальные значения.

Отчетливая картина зависимости физических свойств диопсида от особенностей состава замещающей породы устанавливается на примере флогопитоносных тел рудника 3 Слюдянского района.

Таблица 9

Химический состав диопсида (%) из слюдоносных тел
Алданской провинции

Компо- ненты	Диопсидовая порода, развитая по граниту				Гнездо флогопита			Мрамор
	1	2	3	4	5	6	7	
SiO ₂	50,50	49,92	48,12	47,12	48,14	50,64	52,13	53,52
TiO ₂	0,16	0,19	0,19	0,15	He обн.	0,16	0,08	He обн.
Al ₂ O ₃	3,48	5,44	7,59	9,23	7,84	5,27	1,27	0,53
Fe ₂ O ₃	2,50	1,96	2,09	2,72	2,45	2,43	1,72	1,62
FeO	1,45	1,72	1,56	1,72	2,98	1,52	1,61	0,63
MgO	16,72	15,37	14,02	14,31	13,21	14,22	17,49	18,05
CaO	24,13	24,00	24,16	24,03	23,41	24,97	24,37	25,04
MnO	0,12	0,11	0,13	0,13	0,18	0,15	0,07	0,10
Na ₂ O	0,59	0,10	0,62	He обн.	0,11	0,27	0,31	He обн.
K ₂ O	0,21	0,38	0,41	0,24	0,64	0,31	He обн.	»
H ₂ O ⁺	0,34	He обн.	0,23	0,41	0,34	0,06	0,37	0,32
H ₂ O ⁻	0,16	»	0,04	He обн.		0,14	0,21	He обн.
П. п. п.	He обн.	1,21	0,22	0,35	0,86	0,17	0,17	0,69
Σ	100,36	100,40	99,38	100,41	100,16	100,31	100,80	100,50
F _{общ}	11,1	11,1	11,1	14	18	10,1	9,2	6

Примечание. 1 — 6, 8, 9 — по данным В. А. Галюка [22]; 7 — по данным М. А. Лицарева [85].

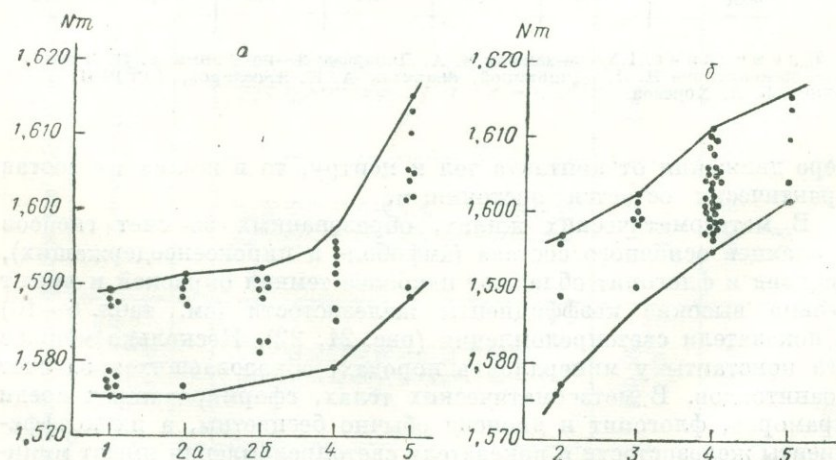


Рис. 24. Графики изменения Nt флогопита из флогопитоносных тел Слюдянского района Прибайкальской провинции (а) и Алданской провинции (б).

Флогопит из: 1 — диопсидовой породы, образованной по мрамору; 2 — жилы выполнения, залегающей в граните (2а) и в гнейсе (2б); 3 — диопсидовой породы, образованной по граниту; 4 — диопсидовой породы, образованной по гнейсу; 5 — из гнейса.

Таблица 10

Химический состав диопсида (%) из слюдоносных тел
Слюдянского района Прибайкальской провинции

Компоненты	Гранит-пегматит	Скаполит-диопсидовая порода	Диопсидовая порода, развитая по гнейсу	Диопсидовая порода, развитая по граниту	Флогопитовая жила	Кварц-диопсидовая порода	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	52,50	51,26	50,30	52,04	50,80	55,60	55,00
TiO ₂	0,09	0,28	0,25	0,25	0,33	0,04	0,08
Al ₂ O ₃	2,04	4,14	6,28	2,80	4,08	1,17	0,95
Fe ₂ O ₃	3,71	1,91	2,32	1,75	1,98	0,05	0,84
FeO	6,16	2,51	2,02	1,63	1,78	0,50	1,95
MgO	11,59	14,56	14,30	15,70	15,28	16,99	16,52
CaO	22,37	23,18	22,00	23,90	24,38	25,80	23,85
MnO	0,29	0,13	0,11	0,11	0,14	0,01	0,11
Na ₂ O	1,45	0,83	1,12	0,83	0,22	0,45	0,65
K ₂ O	0,15	0,06	0,21	0,12	0,05	0,08	0,08
H ₂ O ⁺	—	0,73	0,76	0,85	0,73	—	—
H ₂ O ⁻	—	0,16	0,09	Следы	0,16	—	—
F	0,24	0,34	0,36	0,37	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	0,16	0,30
Σ	100,59	100,09	100,12	100,35	99,93	100,85	100,33
-O=2F	—	0,14	0,15	0,16	—	—	—
Σ с погр. на F		99,95	99,97	100,19			
F _{общ}	31	14	11,1	10,1	11,4	1,6	8,2

Примечание. 1, 6, 7—по данным А. А. Шафеева [164]; 2, 3, 4—из коллекции И. Я. Дядькиной, аналитик А. Н. Аксельрод, ВСЕГЕИ; 5—по данным П. В. Калининна.

По мере удаления от контакта с гранитом в сторону мрамора в метасоматических породах заметно изменение окраски диопсида с темной на более светлую. При этом согласно произведенным замерам происходит также изменение и его показателей преломления: $N_{g1} = 1,716$, $N_{m1} = 1,687$, $N_{p1} = 1,698$, в то время как $N_{g2} = 1,703$, $N_{m2} = 1,676$, $N_{p2} = 1,687$.

Следует отметить, что в ряде случаев на одном и том же участке метасоматического тела (наиболее наглядно это выражено в породах, образовавшихся по мраморам) присутствуют минералы, несколько отличающиеся по густоте окраски, коэффициенту железистости и показателю светопреломления. Менее железистые разновидности в отдельных случаях обрастают более железистые. Очевидно, это может свидетельствовать в пользу изменения состава флогопита не только в зависимости от характера вмещающей

среды, но и в процессе эволюции растворов в сторону снижения его железистости. Подтверждением этому служит также тот факт, что в жилах и гнездах выполнения флогопит (а также и диопсид) обычно обладают меньшей железистостью, а соответственно и показателями светопреломления по сравнению с этими же минералами во вмещающих их телах метасоматических флогопит-диопсидовых пород.

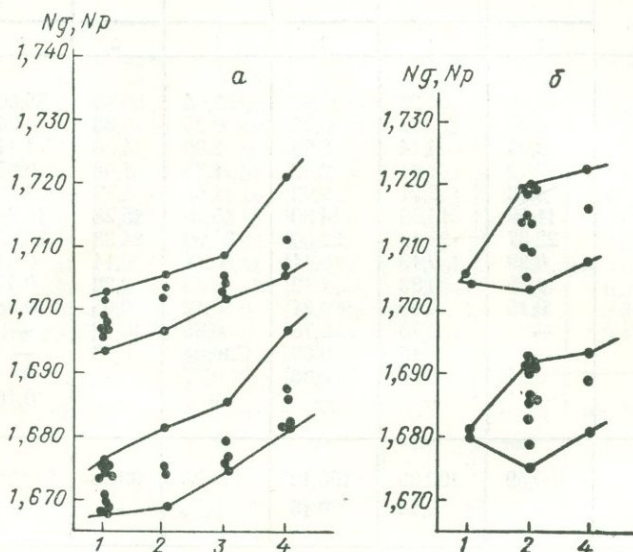


Рис. 22. Графики изменения N_g и N_p у диопсида из слюдоносных тел Слюдянского района Прибайкальской (а) и Алданской провинций (б).

Диопсид из: 1 — диопсидовой породы, образованной по мрамору; 2 — жилы выполнения; 3 — диопсидовой породы, образованной по граниту; 4 — диопсидовой породы, образованной по гнейсу.

Таким образом, состав флогопита в слюдоносных телах в значительной мере определяется составом заключающих их метаморфических толщ в целом и непосредственно замещаемых минералов, а также закономерно изменяется во времени.

Закономерности размещения флогопитовой минерализации в пределах слюдоносных полей

Как показывает анализ, наибольшими запасами флогопита характеризуются метасоматические тела, образованные за счет пироксеновых, амфибол-пироксеновых, биотит-амфибол-пироксеновых и других пироксеносодержащих гнейсов и сланцев. Особенно благоприятными являются участки сетчатой инъекции этих пород гранитоидами. Очевидно, данное обстоятельство свя-

зано с тем, что эти породы характеризуются оптимальным содержанием тех компонентов, которые необходимы для образования флогопита, и в том числе таких малоподвижных, как магний и алюминий.

Приуроченность подавляющего большинства промышленных метасоматических тел к участкам развития этих пород отчетливо

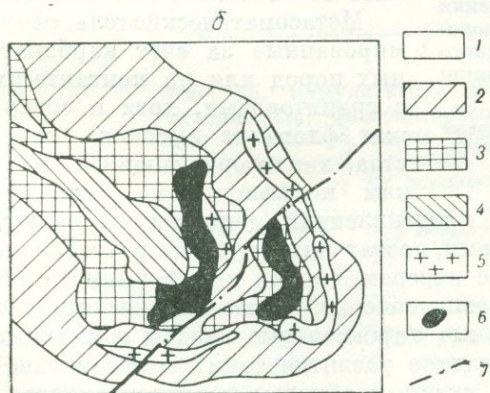
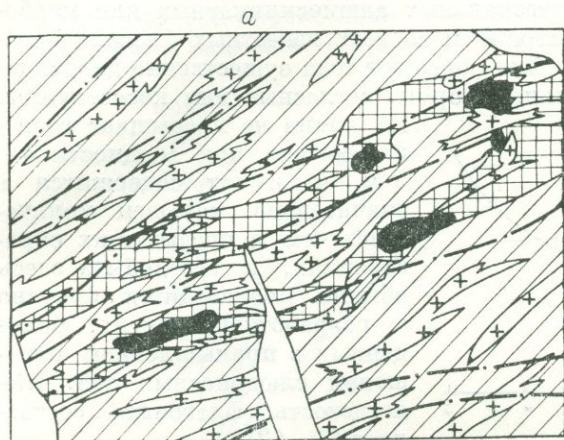


Рис. 23. Схемы размещения флогопитоносных зон в Алданской провинции, по Л. В. Антонову и Е. Г. Алтушину.

Месторождения: а — Эмельджакское, б — Горелое.
 1 — четвертичные отложения; 2 — амфиболовые, биотит-амфиболовые, диопсид-амфиболовые гнейсы и сланцы; 3 — диопсидовые, амфибол-диопсидовые сланцы; 4 — амфиболовые плагиосланцы; 5 — аляскитовые граниты и гранит-пегматиты; 6 — зоны ослюденения; 7 — тектонические нарушения.

устанавливается на примере многих флогопитоносных провинций мира. При этом согласно данным Б. М. Роненсона и Ф. М. Ройзенмана [118, 121], проводивших детальные исследования в Алданском районе, наиболее благоприятными оказываются почти мономинеральные диопсидовые сланцы, возникшие в процессе метаморфизма мергелистых осадков (рис. 23). Описываемые метасоматические тела имеют площадной характер развития. Они образуют согласные зоны протяженностью до 600 м при мощности 10—20 м и глубине по падению до 300 м и отличаются весьма

высоким содержанием крупнокристаллического флогопита, колеблющимся от 5 до 100 кг/м³, при среднем значении около 50 кг/м³ породы. Эти образования являются главным объектом разработки в Алданской и ряде других слюдоносных провинций, несмотря на повышенную железистость содержащегося в них флогопита ($F_{\text{общ}} = 14 \div 12\%$).

Метасоматические тела, образованные за счет гранитоидов, залегающие среди магнезиальных алюмосиликатных или карбонатных пород, распространены во всех известных флогопитоносных провинциях мира. Они образуют тела существенно диоксидового состава неправильной формы, согласные или кососекущие.

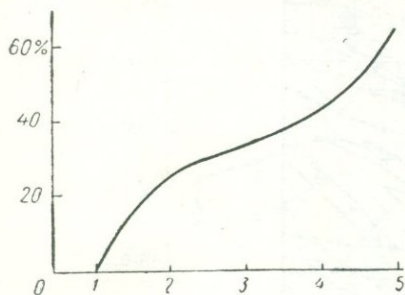


Рис. 24. Диаграмма распределения (%) флогопитоносных жил в породах култукской свиты Слюдянского района Прибайкальской провинции (по данным 500 замеров).

1 — мрамор; 2 — гранит; 3 — биотитовый гнейс; 4 — монцитит; 5 — амфибол-пироксеновый гнейс.

Их длина не превышает десятков метров при мощности 3—5 м. Флогопит содержится в значительно меньшем количестве, чем в предыдущих образованиях, и его добыча здесь обычно производится попутно с разработкой других, более ценных в промышленном отношении слюдоносных тел. Железистость флогопита составляет 10—12%.

Метасоматические тела, сформированные за счет карбонатных пород или на контакте их с гранитоидами, хотя и содержат флогопит высокого качества, характеризующийся низким коэффициентом железистости ($F_{\text{общ}} = 5 \div 3\%$), промышленной ценности не имеют, так как не обладают запасами, достаточными для их разработки.

Таким образом, наиболее перспективными для формирования промышленно ценных флогопитоносных метасоматических тел являются высокомагнезиальные пироксеновые гнейсы и сланцы. Следует отметить, что площадное развитие таких метасоматических пород осуществлялось главным образом на участках древних толщ, претерпевших интенсивные процессы ультраметаморфизма и гранитизации, с которыми во времени они тесно связаны (Алданская, Восточно-Канадская, Индийская провинции). Там, где эти процессы выражены слабо, имел место лишь локальный прогрев пород за счет интрузивных тел, в пределах которых и создавались условия, благоприятные для развития метасоматоза. В таких районах соответственно наиболее распространены флогопитоносные тела, образованные за счет гранитоидов (Слюдянский блок Прибайкальской провинции).

Минеральный состав жил выполнения и содержание в них промышленного флогопита в целом не зависят от состава непо-

средственно вмещающих их пород. Однако распределение жил в пределах продуктивных свит не является равномерным. На примере Слюдянского района Прибайкальской флогопитоносной провинции нами был произведен подсчет распределения флогопитоносных жил в различных породах с учетом коэффициента распространенности последних (зафиксировано 500 жил). При этом оказалось, что наиболее благоприятными для их размещения являются амфибол-пироксеновые гнейсы, содержащие около 65% от всех жил, наименее — мраморы и кальцифиры, в которых

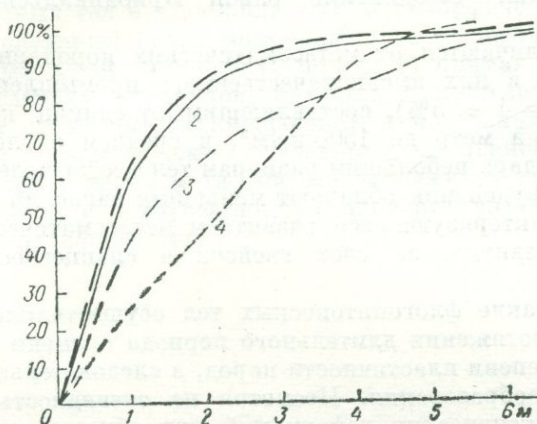


Рис. 25. Кумулятивная диаграмма распределения (%) флогопитоносных жил в породах култугской свиты Слюдянского района Прибайкальской провинции в зависимости от их мощности:

1 — в амфибол-пироксеновых сланцах; 2 — в биотитовых гнейсах; 3 — в монцонитах; 4 — в гранитах (по данным 500 замеров).

не было обнаружено ни одной жилы (рис. 24). Промежуточное положение занимают гранитоиды и различные биотитсодержащие гнейсы. Вполне вероятно, что такое распределение жил определяется физико-механическими свойствами пород, оказывающими влияние на характер формирования рудовмещающих полостей.

При статистической обработке производился также учет распределения в различных породах жил в зависимости от мощности последних. Построение кумулятивных кривых показало, что характер распределения различных по мощности жил во всех учтенных нами породах довольно близок (рис. 25). При этом наиболее часто встречаются жилы мощностью менее 3 м, которые составляют около 80% от общего числа. Более мощные тела распространены в единичном количестве. В отдельных случаях встречаются жилы-гиганты, достигающие в длину более 100 м при мощности около 20 м.

Распределение жил в различных провинциях неодинаково. В районах, характеризующихся интенсивным проявлением процессов ультраметаморфизма, они встречаются обычно в небольшом количестве и, как уже ранее указывалось, чаще всего пространственно совмещены с зонами метасоматических пород, примером чему служит Алданская флогопитоносная провинция. В тех районах, для которых типичен интрузивный характер образования гранитоидов, а процессы ультраметаморфизма выражены слабо, преимущественным развитием пользуется жильный тип оруденения (Слюдянский район Прибайкальской провинции).

Жилы отличаются от метасоматических пород значительным содержанием в них высококачественного промышленного флогопита ($F_{\text{общ}} = 4 \div 5\%$), составляющим от единиц килограммов на кубический метр до 1500 кг/м^3 , в среднем около 100 кг/м^3 . Однако благодаря небольшим размерам тел месторождения с жильным типом оруденения обладают меньшими запасами слюды, чем районы, характеризующиеся развитием метасоматических пород, особенно развитых за счет гнейсов и сланцев основного состава.

Формирование флогопитоносных тел осуществлялось неоднократно на протяжении длительного периода времени в условиях изменения степени пластичности пород, а следовательно, и характера трещинообразования. Несмотря на очевидность огромного значения тектонических деформаций при образовании флогопитоносных тел, этому вопросу длительное время не уделялось должного внимания. В связи с этим особенный интерес представляют появившиеся в последние годы работы Б. М. Роненсона и Ф. М. Ройзенмана [118, 121], основанные на изучении месторождений Алданской провинции. Согласно имеющимся в них данным, все крупнейшие метасоматические тела приурочены к складкам волочения, располагающимся на крыльях линейных структур, имеющих определенные размеры. Их амплитуда обычно достигает 80—150 м при ширине 20—25 м. Складки носят изоклиальный или веерообразный характер. Наличие складок волочения, состоящих из тесно прижатых друг к другу антиклиналей и синклиналей, приводит к концентрации больших масс продуктивных на флогопит высокомагнезиальных диопсидсодержащих гнейсов и сланцев.

Складки сопровождаются зонами кососекущих разрывных нарушений, создающих интенсивную трещиноватость, способствующую развитию процессов метасоматоза. Установлено, что складки волочения «оптимальных» размеров располагаются на определенном расстоянии от замков линейных структур, которое составляет 4—5,5 км. Наиболее благоприятными являются линейные складки с углами падения 40—60°. Большое значение для формирования рудоконтролирующих структур имеет мощность пласта, которая должна составлять 45—80 м.

Формирование жил выполнения осуществлялось с тем или иным перерывом во времени от метасоматических пород и происходило в условиях изменившегося плана деформаций. Жилы приурочены к тем же структурам, что и метасоматические тела, однако они залегают чаще всего под острым или прямым углом к их простиранию. В Слюдянском районе Прибайкальской провинции жилы выполняют серии параллельных трещин растяжения, образуя лестничные системы (Прибайкальская провинция).

Таким образом, главнейшими особенностями размещения флогопитоносных тел в докембрийских метаморфических толщах являются следующие: 1) закономерная связь с прослоями высокомагнезиальных алюмосиликатных пород; 2) прямая зависимость состава слагающих минералов, качества и промышленной ценности сырья от характера вмещающих и подстилающих пород; 3) эволюция процесса слюдообразования во времени, выражающаяся в смене явлений метасоматоза отложением вещества в открытых полостях и одновременном ослаблении влияния окружающей среды на состав тел.

Глава IV

Характеристика типовых слюдоносных провинций и месторождений флогопита, связанных с комплексами ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов

В настоящее время известно около 200 массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, сгруппированных в 25 провинций. Из них в СССР находится одиннадцать: Карело-Кольская, Тиманская, Северо-Сибирская, Приенисейская, Чадобецкая, Восточно-Саянская, Алданская, Сетте-Дабанская, Куонамская, Кокчетавская, Сихотэ-Алинская (см. рис. 1).

Промышленные концентрации флогопита известны у нас в Карело-Кольской и Северо-Сибирской провинциях, а за рубежом — в Восточно-Африканской. Некоторые перспективы представляет Алданская и Приенисейская провинции. Богатые залежи высокожелезистого флогопита, превращенного в коре выветривания в вермикулит, сосредоточены в массивах Кокчетавской и Сихотэ-Алинской провинций.

Крупные месторождения флогопита, апатита, тантало-ниобиевых руд и других полезных ископаемых приурочены к щелочно-ультраосновным массивам Восточно-Канадской, Бразильской, Западно- и Восточно-Африканской провинций (см. рис. 2). Краткая характеристика этих провинций и региональные закономерности размещения щелочно-ультраосновных, карбонатитовых массивов приведены в работе М. П. Орловой и И. Я. Дядькиной [107], а флогопитоносных провинций Южной Африки и Южной Америки — в настоящей главе.

Рассмотрим геологическое строение типовых, наиболее характерных провинций ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов и связанных с ними месторождений.

Карело-Кольская провинция

В истории магматизма Балтийского щита комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов занимает особое место. Анализ связи глубинного строения и магматизма Фенноскандии, проведенный А. А. Кухаренко [80, 94], К. А. Шуркиным [172], Н. А. Волотовской [19, 20], В. В. Ждановым и Т. В. Спрыгиной [55] и другими исследователями, свидетельствует о тесной связи всех щелочных формаций с коренной перестройкой и изме-

нением тектонического режима в связи с позднепротерозойскими, каледонскими и герцинскими стадиями развития региона. По мере консолидации складчатых структур и возрастания жесткости фундамента проявившиеся глыбовые смещения крупных блоков земной коры способствовали проникновению щелочно-ультраосновных и щелочных расплавов. В настоящее время на территории Балтийского щита известно более 20 массивов ультраосновных и щелочных пород, в большинстве своем приуроченных к разломам, разграничивающим крупные архейские антиклинории и синклиновые структуры, сложенные протерозойскими и эокембрийскими образованиями [80, 94]. Эти разломы совпадают с зонами сочленения блоков фундамента с различным строением [55, 80, 172].

Наиболее выраженными являются участки сочленения Ботнического и Северо-Онежского (опущенных) блоков (рис. 26) с Беломорским и Мурманским (приподнятыми) — так называемые северо-восточная и примыкающая к ней северо-западная зоны. Они являются долгоживущими зонами глубинных разломов; отдельные их элементы возникли в позднем архее или в самом начале протерозоя, тектонические движения и интрузии по ним возобновлялись многократно. Эти зоны представляют собой, как указывает А. А. Кухаренко [80], лишь северное окончание более протяженной системы сквозьструктурных разломов типа линеамента, простирающейся далеко на юго-запад и контролирующей щелочной магматизм не только восточной части Балтийского щита, но и Южной Фенноскандии.

На Кольском полуострове и в Северной Карелии указанные зоны и оперяющие их субширотные и субмеридиональные разломы контролируют размещение почти всех щелочно-ультраосновных массивов. Большинство интрузий располагается группами в виде поясов и цепочек (см. рис. 26). Наиболее отчетливо выражены Южный (субширотный — Кандалакшский пояс), включающий массивы Сёкли (в Финляндии), Салланлатви, Вуориярви, Ковдозерский и массивы Турьего полуострова, центральный Салма-Ковдорский пояс северо-западного простираения (массивы Ковдорский, Африканда, Лесная варака, Озерная варака и Салмагорский).

Структурное положение массивов различных поясов и их петрографический состав позволяют выделить южный — Кандалакшский — пояс по преобладанию в нем массивов, сложенных преимущественно мельтейгит-йолитами и карбонатитами (в СССР — Салланлатви, Вуориярви и Ковдозерский, массивы Турьего полуострова и на территории Финляндии — Сёкли), как более перспективный в отношении редкометальной и бариево-стронциевой минерализации, в то время как массивы центрального (северо-восточного) пояса и Себляврский массив на севере провинции перспективны, как будет показано, в отношении железо-титановых руд, флогопита, вермикулита, апатита и огнеупоров.

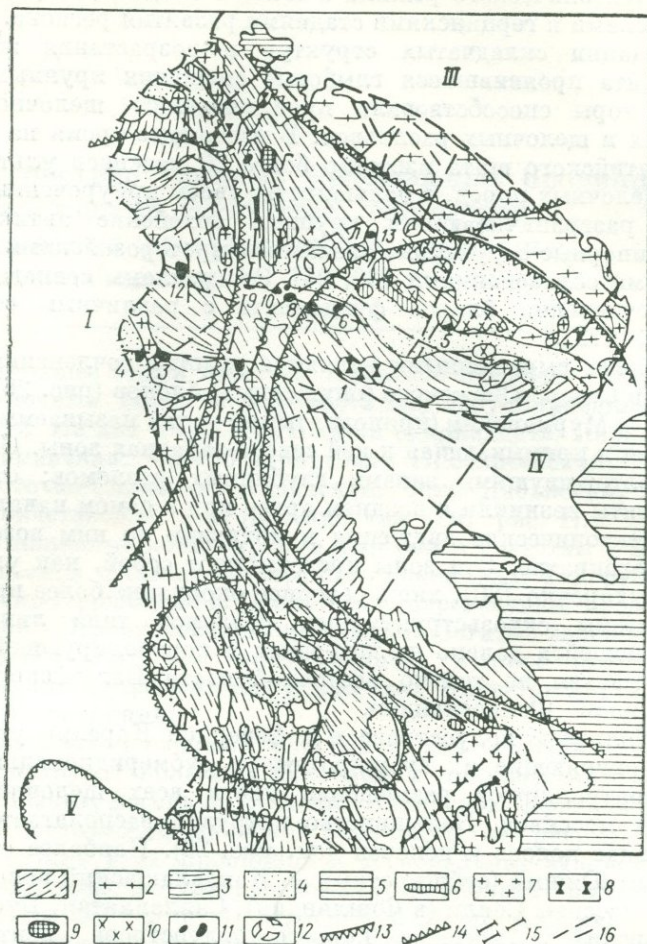


Рис. 26. Схема размещения щелочных формаций в восточной части Балтийского щита, по А. А. Кухаренко [94, с. 25].

1 — комплекс гнейсов, гранито-гнейсов и мигматитов нижнего архея; 2 — нерасчлененный комплекс гнейсов, гранито-гнейсов и гранитоидов архея; 3 — комплекс беломорских гнейсов, гранито-гнейсов, гранулитов и метабазитов верхнего архея; 4 — карельские супракrustальные и вулканогенные образования; 5 — посткарельские субплатформенные и платформенные образования; 6 — габброиды и гипербазиты карельских тектоно-магматических циклов; 7 — гранитоиды карельских тектоно-магматических циклов; 8 — верхнекарельские гранитоиды; 9 — верхнекарельская формация щелочных габброидов (Г — Гремяха-Вырмес, Е — Елетьозеро); 10 — верхнекарельская формация щелочных гранитов; 11 — каледонская формация ультраосновных, щелочных пород и карбонатов [массивы (цифры на карте): 1 — п-ва Турьего, 2 — Ковдозерский, 3 — Вуориярви, 4 — Саллаулатви, 5 — Песочный, 6 — Ингозерский, 7 — Салмагорский, 8 — Лесная варака, 9 — Озерная варака, 10 — Африканда, 11 — Маврогубинский, 12 — Ковдорский, 13 — Кургинский, 14 — Себляярский]; 12 — герцинская формация нефелиновых сиенитов (массивы: X — Хибинский, Л — Ловозерский, К — Кантозерский); 13 — опущенные блоки земной коры (I — Ботнический, II — Северо-Онежский); 14 — приподнятые блоки земной коры (III — Мурманский, IV — Беломорский, V — Ладонский); 15 — тектонические зоны глубинного заложения; 16 — разломы.

В возрастном отношении щелочно-ультраосновная провинция Балтийского щита неоднородна. Имеющиеся для интрузивных массивов радиогеохронологические определения, по данным А. А. Кухаренко и других [94], охватывают интервал (590—340 млн. лет) от кембрия до позднего девона включительно; тот же диапазон цифр (520—395 млн. лет) получен и для дайковых пород. А. А. Кухаренко отмечает определенную последовательность щелочного магматизма на Балтийском щите: с запада на восток, по мере удаления от зоны норвежских каледонид, возраст щелочно-ультраосновных интрузий понижается. Так, возраст щелочного комплекса Фен в Норвегии оценивается 590—565, Альнё в Швеции — 560, Ковдорского и Вуориярвинского массивов Северной Карелии — 590—400, Салмагорского массива — 400—375, пород Турьего полуострова — 380—340 млн. лет.

Большинство массивов Карело-Кольской провинции имеет небольшие размеры (10—40 км²), изометричную форму и конфокальное строение, что определяется положением их в узлах пересечения дислокационных структур второго порядка с зонами глубинных разломов. Комплексы, локализирующиеся непосредственно в зонах глубинных разломов и грабенов (щелочные комплексы Турьего полуострова, Альнё и др.), кроме интрузий представлены щелочными эффузивами, пирокластолитами и линейно и радиально ориентированными роями даек. В ряде сложных многофазных массивов устанавливаются черты линейно вытянутых пластинообразных тел для наиболее ранних ультраосновных дифференциатов (массивы Лесная варака, Ковдорский), впоследствии преобразуемых в результате внедрения более лейкократовых щелочных расплавов поздних фаз в конфокальные [61].

Для большинства каледонских массивов описываемой провинции характерно конфокальное строение, проявляющееся в концентрическом расположении ориентировки элементов директивных текстур с падением к центру интрузива и зональным распределении пород на современном эрозионном срезе. Обычно более ранние дифференциаты ультраосновной серии располагаются в центре массива, а более лейкократовые и щелочные породы — по периферии. Это — так называемый прямой тип зональности (см. рис. 27, 29, 30). Лишь отдельные массивы имеют обратный (Салмагорский, Песочный массивы) или искаженный тип (массив Салланлатви) зональности (см. рис. 32, 33).

По геологическому положению массивов, их морфологии, внутреннему строению и вещественному составу преобладающих пород в Карело-Кольском регионе отчетливо выявляются три группы. Первая группа — щелочно-ультраосновные массивы — сложены главным образом оливинитами (нормальными, рудными и меллилитовыми) и пироксенитами (нормальными, рудными и нефелиновыми) с подчиненной ролью пород мельтейгит-йеолитовой и карбонатитовой серий, представленных главным образом в виде жильных тел. Массивы этой группы — Лесная варака

Таблица 11
Щелочно-ультраосновные провинции СССР

Формационный тип	Провинция, комплекс, количество массивов и их структурное положение	Массив	Возраст, млн. лет	Размер, км ²	Ультрабазиты
Щелочно-ультраосновной, карбонатитовый	<p>Массивы приурочены к разломам Балтийского щита на границе крупных блоков фундамента — архейских антиклинорий с протерозойскими синклинориями</p> <p>Разломы являются оперяющимися по отношению к зоне глубинных разломов северного окончания системы сквозьструктурных разломов Фенноскандии</p> <p>Массивы локализованы в виде субширотных и северо-восточных поясов</p>	Песочный	Нет данных	6	Перидотиты
		Африканда	426—350	7	Пироксениты
		Лесная варака	Нет данных	9	Оливиниты
		Озерная варака	338	1	Пироксениты
		Салмагорский	375	22	Оливиниты, пироксениты
		Вуориярви	402—380	20	Пироксениты
		Ковдорский	610—590 405—378	40,5	Оливиниты, пироксениты
		Салланлатви	Нет данных	9	Пироксениты (?)
		Себляярв	388—383	20	Оливиниты, пироксениты
		Массивы Турьего п-ова	390, 375, 294	20 и 39,5	Пироксениты
Ковдозерский	Нет данных	1	Пироксениты		
Кургинский	430—405	30	Оливиниты, пироксениты		
Контозерский	512	65	Пироксениты		

Карело-Кольская, Аф

Таблица 11
и их металлогеническая специализация

Состав серий пород				Месторождения и рудопроявления	Сопутствующая минерализация
Щелочные габброиды и сиениты	Мелилито-вые	Карбонатиты	Зональность		
риканда-Ковдорский, 13					
Ийолит-уртиты	Нет	Кальцитовые	Обратная	Нет	Апатит
Мельтейгиты	»	Нет	Прямая	Железотитановое	»
Ийолит-пегматиты	»	Доломитовые	»	Огнеупоры	Вермикулит, редкие металлы
Мельтейгит-ийолиты	»	Кальцитовые	»	Нет	Нет
Ийолит-мельтейгиты	Турьяиты	Кальцитовые и доломитовые	Обратная	Флогопит (?)	
Мельтейгиты	Нет	То же и камафориты	Прямая	Железо, апатит, флогопит,	Редкие металлы, стронций
Мельтейгит-уртиты	Турьяиты, мелилито-литы	Нет	»	вермикулит, известь	
Мельтейгит-ийолиты	Нет	Кальцитовые, доломитовые и анкеритовые и камафориты	Обратная	Вермикулит, барит, апатит	Железо
То же	»		Прямая	Флогопит, вермикулит, апатит	Барит
»	Турьяиты и др.	Кальцитовые и доломитовые, камафориты	»	Нет	Апатит, редкие металлы
Мельтейгиты	Нет	Нет	Не установлена	»	—
Щелочные сиениты	»	»	То же	Магнетит	—
Щелочные базальтоиды, мельтейгиты, щелочные сиениты	»	»	»	Нет	—

Формационный тип	Провинция, комплекс, количество массивов и их структурное положение	Массив	Возраст, млн. лет	Размер, км ²	Ультрабазиты

Северо-Сибирская, Ма

Щелочно-ультраосновной, карбонатитовый

Массивы расположены в северо-западной части Сибирской платформы, в участке пересечения зон глубинных разломов: субширотной зоны, обрамляющей платформу, субмеридионального Большого Таймырского	Гулинский	242—225	500 (1000)	Дуниты
	Одихинча	264—255	56	Оливиниты, пироксениты
	Маган		42	
	Бор-Урях Чангит		18,5 0,4	Оливиниты Пироксениты
	Романиха Далбыха		4 1	То же Нет
	Седете Кугда	260—250	17 16	Оливиниты Оливиниты, пироксениты
	Ессей		13	Оливиниты
	Ыраас		12	Нет
	Быхыт Западный		1	Оливиниты, пироксениты
	Массивы локализованы в виде субширотных и субмеридиональных (радиальных по отношению к Гулинскому плутону) поясов. Часто массивы контролируются узлами пересечения дизъюнктивных структур, сопряженных с глубинными разломами			

Алданская, Ингилийский

Щелочно-ультраосновной, карбонатитовый

Массивы контролируются узлами пересечения субмеридиональных и субширотных разломов в краевой части щита	Ингили	540	7	Пироксениты (измененные)
	Арбарастах	540	27	Пироксениты

Состав серий пород				Месторождения и рудопроявления	Сопутствующая минерализация
Щелочные габброиды и сиениты	Мелилитовые	Карбонатиты	Зональность		

Ймеча-Котуйский, 17

Йюлит-мельтейгиты	Турьяиты и др.	Кальцитовые и доломитовые	Обратная	Флогопит	Апатит, железо
То же	То же	Кальцитовые	»	»	Апатит
Мельтейгит-ийюлиты	Нет	То же	Прямая	»	Железо, апатит
Дайки	»	»	»	»	—
Мельтейгиты	Есть	»	»	—	—
»	»	»	»	—	—
Мельтейгит-ийюлиты	»	Магнетит-штаффелитовые	—	—	Апатит, железо
Йюлиты	»	Нет	—	—	—
Мельтейгит-ийюлиты	Кугдиты и др.	»	Прямая	Флогопит	Титан, железо, апатит
Мельтейгиты	Нет	Кальцитовые и доломитовые, камафориты	Обратная	Апатит, железо	Вермикулит, редкие металлы
Мельтейгиты, ийюлиты	»	Кальцитовые и доломитовые	—	—	—
Мельтейгиты, ийюлиты	Турьяиты и др.	Нет	Обратная	—	—

(Арбарастахский), 2

Мельтейгиты, нефелиновые и щелочные сиениты	Нет	Кальцитовые	Прямая	—	Редкие металлы
Канкринитовые сиениты	»	Кальцитовые и камафориты	»	Флогопит, апатит, железо	То же

Формационный тип	Провинция, комплекс, количество массивов и их структурное положение	Массив	Возраст, млн. лет	Размер, км ²	Ультрабазиты
Алданская, Ко					
Гетерогенный — ультраосновной щелочной	Три массива расположены в зоне субмеридионального разлома в краевой части щита; все контролируются узлами пересечения разломов	Инагли	160		Дуниты
		Кодёр	540; 140		Дуниты
		Сыбахский Чадский	Нет данных		Дуниты, перидотиты
Южно-Верхоянская (Сет)					
Щелочно-ультраосновной, карбонатитовый	Массивы локализованы в виде цепочки в зоне субмеридионального разлома краевой части Южно-Верхоянской складчатой области	Озерный	370—300	9	Пироксениты
		Воин		1	
		Гек		1	
		Поворотный Хамнинский		1	?
Восточно-Саян					
Щелочно-ультраосновной, карбонатитовый	Положение массивов контролируется разломами, оперяющими зону глубинного Ангарского регионального разлома. Массивы локализованы в блоках фундамента среди складчатых структур	Центральный	380—340	17	Пироксениты
		Тагнинский Западный	725—55	12, 2,6	Нет »
		Жидойский		0,85	Пироксениты
Препенсейская,					
Щелочно-ультраосновной, карбонатитовый	Массив контролируется разломами, сопряженными с зоной глубинного западно-сибирского структурного шва	Енисейский	380	20,0	Пироксениты

Состав серий пород				Месторождения и рудопроявления	Сопутствующая минерализация
Щелочные габброиды и сиениты	Мелилитовые	Карбонатиты	Зольность		
ндерский, 4					
Шонкиниты, щелочные сиениты	Нет	Нет	Прямая	Хромдиоксид, вермикулит, флогопит (?)	Хромшпинелид
То же + ийолит-пегматиты	»	»	»	—	—
Шонкиниты и сиениты	»	»	»	—	—
те-Дабанская) Озерный, 4					
Мельтейгит-ийолиты	Нет	Карбонатиты кальцитовые	Обратная		Флюорит, апатит
	»		Не установлена		
	»	Доломитовые	Прямая		Железо
	»	Анкеритовые	Не зональные	—	—
	»	—	—	—	—
ская, Тагнинский, 4					
Мельтейгит-ийолиты	Нет	Карбонатиты кальцитовые,	Обратная	Апатит	Железо
Нефелиновые и щелочные сиениты	»	доломитовые, анкеритовые	»	Барит	Флюорит, железо
	»		»	»	
Мельтейгит-ийолиты	»	Кальцитовые	Не зонален	—	Железо, титан, апатит
Енисейский, 1					
Ийолиты, щелочные сиениты	»	Кальцитовые	Прямая	Вермикулит, флогопит	Апатит

Формационный тип	Провинция, комплекс, количество массивов и их структурное положение	Массив	Возраст, млн. лет	Размер, км²	Ультрабазиты	
Кокчетавская, Кра						
Щелочно-ультраосновной, карбонатитовый	Массивы приурочены к глубинному разлому в северной части Кокчетавской глыбы	Красномайский Барчинский	540—500 500—480	4,5 4	Пироксениты	
Сихотэ-Алинская,						
Щелочно-ультраосновной, карбонатитовый	Массив приурочен к разлому в краевой части антиклинория	Кокшаровский	172—160	22,5	То же	

и Африканда — по положению в разрезе вмещающих толщ и текстурно-структурным особенностям интрузивных пород представляют собой пример наиболее глубинных трещинных и конфокальных тел. Металлогеническая специализация этих массивов определяется наличием гистеромагматических и автометасоматических железо-титановых руд, генетически связанных с ультрабазитами, и нерудного сырья — огнеупоров, приуроченных к пегматоидным безрудным оливинитам (Лесная варака, табл. 11).

Вторую группу составляют существенно щелочные и карбонатитовые массивы, сложенные преимущественно мельтейгитийолитами с малой ролью оливинитов и пироксенитов, но с представленными в массивах мелилитовыми породами и карбонатитами. Массивы имеют пестрый петрографический состав, начиная от оливинитов, пироксенитов и мелилитовых пород и кончая сложной серией щелочных лампрофиров, карбонатитов и низкотемпературных кварцево-карбонатных жил с цеолитами (комплекс Турьего полуострова). Наряду с полнокристаллическими породами в массивах этой группы широко представлены порфи-

Состав серий пород				Месторождения и рудопроявления	Сопутствующая минерализация
Щелочные габброиды и сисниты	Мелилитовые	Карбонатиты	Зональность		
сномайский, 4					
Шонкиниты, щелочные и нефелиновые	Нет	Кальцитовые и доломитовые, камафориты	Не зональны	Вермикулит, апатит	— Редкие металлы
Кокшаровский, 1					
Мельтейгитийолиты	»	Кальцитовые	Не зонален	Вермикулит	—

видные породы краевой фации (оливиновые мельтейгит-порфиры, порфировидные мельтейгиты). По геологическому положению, текстурно-структурным признакам массивы этой группы могут быть отнесены к телам, сформировавшимся в условиях приповерхностной фации.

Металлогеническая специализация интрузивов этой группы (Салмагорского, Озерной вараки, Салланлатвинского и массивов Турьего полуострова) к настоящему времени недостаточно установлена, так как ряд объектов еще исследуется. Собственно щелочные породы не несут полезных ископаемых вследствие малых размеров интрузивных тел и пестроты состава пород. Исключительно интересная комплексная минерализация установлена для кальцитовых и анкерито-доломитовых карбонатитов Салланлатви [61, 108, 132].

Самостоятельную группу составляют полнодифференцированные массивы, сложенные ультраосновными, щелочными породами и карбонатитами и отличающиеся от массивов первых двух групп максимальной сложностью внутреннего строения при высокой степени дифференцированности пород в каждой петрографической серии. По положению в разрезе вмещающих толщ и текстурно-структурным особенностям пород эти массивы занимают промежуточное положение между массивами I и II групп.

К этой группе относятся Ковдорский, Себляврский и Вуориярвинский массивы. В их строении наряду с ультрабазитами (рудными и нормальными оливинитами, рудными и нефелиновыми пироксенитами) и породами щелочных серий (мельтейгитами, ийолитами, урритами, щелочными и нефелиновыми сиенитами) широко представлены породы так называемого рудного комплекса апатит-форстерит-магнетитовые (фоскориты или камафориты с кальцитом и без него в массивах Ковдорском, Вуориярви, Себлявр), апатито-магнетитовые с флогопитом и кальцитом (Вуориярви и Себлявр) и различного состава карбонаты, несущие редкометалльную минерализацию (см. табл. 11). Эти же массивы содержат перспективные в промышленном отношении залежи флогопитовых и вермикулитовых слюдитов.

Таким образом, массивам щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов присуща горизонтальная и вертикальная запальности. В полном соответствии с петрографическим составом и степенью дифференцированности пород массивов, являющихся следствием условий их формирования, находится металлогеническая специализация каждого из массивов (см. табл. 11), их поясов и провинции в целом.

Описание флогопитовых месторождений и слюдопроявлений и сопутствующей им минерализации приводится по массивам — от щелочно-ультраосновных, полнодифференцированных массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов к щелочно-карбонатитовым. Как показано ниже, в зависимости от петрографического состава интрузивов и полноты проявления магматических и постмагматических процессов флогопитовые месторождения и слюдопроявления характеризуются различной морфологией тел, структурным контролем, парагенезисами и в конечном итоге разными запасами и качеством слюды.

Слюдопроявление Лесная варака

Массив Лесная варака, общей площадью 9 км², представляет собой типичный пример асимметричного трещинного интрузива, сложенного почти нацело ультрабазитами. К лежащему боку интрузии приурочены рудные разновидности оливинитов, к висячему — безрудные. Неполнокольцевое тело гигантозернистых безрудных оливинитов и мелкие тела пироксенитов, приуроченные к краевым частям интрузива, приближают массив по строению к конфокальным интрузивам. Многочисленные постмагматические жилы доломитовых карбонатитов, флогопитовых слюдитов и тремолит-карбонатных пород образуют жильные поля в центральной части массива. На современном срезе массива интенсивно проявлены продукты коры выветривания (вермикулит, сунгулит и др.).

Первые сведения о слюдах, приуроченных к оливинитам Лесной вараки, можно найти в работах С. С. Ильгина, изуча-

вшего почти все проявления слюды щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова в 1955—1956 гг.

Наиболее распространены гнездовая и вкрапленная формы ослюденения оливинитов, широко проявленная в центральной части массива, в поле развития массивных оливинитов, рассекаемых многочисленными дайками щелочных пород и жилами карбонатитов и тремолит-карбонатных пород [61, с. 27]. Здесь же локализуются флогопитовые и флогопит-вермикулитовые жилы небольшой мощности (0,2—0,4 до 1 м), прослеженные горными выработками на небольшом расстоянии. Количество жил, по данным тех же авторов, составивших геологическую карту массива, не превышает первых десятков. На современном эрозионном срезе они вскрыты в коре выветривания, где флогопит интенсивно гидратирован. Состав и качество первичного флогопита, таким образом, недостаточно изучены.

Для выяснения перспективной оценки на вермикулит необходимы дополнительные работы по вскрышке и изучению первичных слюд. Наиболее благоприятной в отношении высокомагнезиальных слюд является центральная часть массива — поле развития массивных оливинитов безрудных и с малым количеством титаномагнетита.

Преимущественно пироксенитовые массивы, несущие флогопитовые месторождения и слюдопроявления, следующие: Вуориярвинский, Себляярский и Африканда. Месторождения высокомагнезиальной слюды связаны с первыми двумя (табл. 12).

Месторождение Вуориярви

Вуориярвинский массив, вмещающий флогопитовое и вермикулитовое месторождение, а также апатитовую и редкометалло-магнетитовую минерализацию, имеет в плане форму эллипса, общей площадью около 20 км². Центральная его часть площадью 12,5 км² сложена пироксенитами с резко подчиненными оливинитами и перидотитами, краевая зона — ийолит-мельтейгитами (рис. 27). Ультрабазиты рассекаются жилами ийолитов, ийолит-пегматитов, нефелиновых и канкринитовых сиенитов, апатито-форстерито-магнетитовых пород и карбонатитов.

Наиболее интенсивно процесс ослюденения пироксенитов проявлен в северо-восточной части массива, где на площади около 1 км² прослежено несколько зон, образованных линзами, жилами и гнездами крупно- и гигантокристаллических слюдитов. Слюдоносные зоны вытянуты в северо-восточном направлении с падением к северо-западу. Тела слюдитов приурочены к перекристаллизованным крупно- и гигантокристаллическим пироксенитам. Мощность зон слюдитов от 3 до 25—30 м, протяженность 340—410 м.

Тела слюдитов пересекаются дайками ийолитов, ийолит-пегматитов, нефелиновых сиенитов и жилами карбонатитов (рис. 28). Тончайшие прожилки карбонатитов часто пропитывают и «разъе-

Флогопитовые месторождения и слюдопроявления комплек

Формационный тип	Генетические подтипы, группы	Вмещающие породы	Парагенезисы флогопита	Месторождения, слюдопроявления
		Ийолит-пегматиты, пироксениты и меллитовые породы, нефелинизированные	Гранат — кальцит — флогопит Флогопит — апатит — кальцит	Одихинча
	Атоматасоматические	Оливиниты	Флогопитовые слюдиты	Ковдор
	Апооливинитовые	Перидотиты, дуниты	Форстерит — флогопит — титаномагнетит	Бор-Урях
			То же	Лесная варака
	Апопироксенитовые	Пироксениты	Флогопит — апатит — магнетит	Вуориярви
			То же	Себлявр
		Диоксидовые породы	»	Одихинча
		Пироксениты	»	Африканда
		Пироксениты нефелинизированные	»	Арбарастах
		Пироксениты	»	Красномайское Барчинское

сов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов

Положение, морфология и размеры слюдяных тел, м	Характеристика флогопита		Запасы	Сопутствующая минерализация
	Фобщ	Размер кристаллов, см		
Жила, $l=60$, $m=0,3-0,6$	10-11	10×15	—	—
Жилы в центральной части массива, $l=8-10$, $m=1-2$	20-30	1×1 до 2×2	—	—
Зоны и жилы, $l=100$, $m=35-50$	28-32	2×2 до 30×30	—	—
Линзовидное тело, $l=60$, $m=4-5$ и гнезда $1 \times 6-10$	32-41,4	5×8 до 30×40	—	—
Жильное поле в центральной части массива, $l=10-450$, $m=1-25$	14,3-19,9 21-22	$5 \times 4 \times 6$	—	Апатит
Линзы, жилы, гнезда, вкрапленность	17-25	1×1 до 2×2	—	—
Зоны трещиноватости в сев.-вост. части массива; зоны, $l=100-220$, $m=0,5-5$ и жилы, $l=20-150$, $m=0,5-2,5$	12	12×20 до $20-25$	—	—
Вкрапленность, гнезда и жилы, $l=10-12-15$, $m=0,2-1$	10-12	1×1	—	—
Зоны и жилы, $l=340-410$, $m=3-25$ в сев.-вост. части массива	15,2-18,6	12×20 до 30×40	Тыс. т	Апатит
Серповидные зоны, $l=70-75$ и $800-1000$, $m=5-10-60$	12,8-22,4	5×6 до 20×30	»	»
Жилы в трещинах, оперяющих разлом, $l=100$, $m=2-6$	14	2×2 до 30×30	—	»
4 зоны в периферической части массива, $l=200-1000$, $m=1-20$ до 70 и гнезда	19-25,4; $TiO_2=2,75-5,30$	3×5 до 10×15	—	»
Штокверки, жилы, гнезда, в центральной части массива	27-32	Мелкокристаллический	Тыс. т	»
Вкрапленность, гнезда, жилы	16,7-31,5; $TiO_2=$ до 2,0	$0,3-0,5 \times 0,5$ до 6×6	Десятки млн. т	Апатит, гранат

Формационный тип	Генетические подтипы, группы	Вмещающие породы	Парагенезисы флогопита	Месторождения, слюдопроявления
	Апомелилитовые	Турьянты, кугдиты и другие мелилитовые и кальцит-диопсидовые породы	Амфибл — флогопит — (± сфен) магнетит	Кокшаровское
	<i>Контактово-реакционные</i>			
	В контакте щелочных и мелилитовых пород с ультрабазитами	Ультрабазиты и мелилитовые породы	Диопсид — флогопит — апатит и флогопитовые слюдиты	Ковдор
	В контакте карбонатитов и фоскоритов с мельтейгит-ийолитами, пироксенитами и оливинитами	Оливиниты и мельтейгиты Фоскориты и карбонатиты	Оливин — флогопит — кальцит Флогопит (тетраферрифлогопит) — апатит — кальцит (магнетит)	Кугда Ковдор
		Кальцитовые карбонатиты и ийолиты Оливиниты	Кальцит — флогопит — магнетит (apatит) Флогопит — кальцит — клиногумит — хризотил	Арбарастах Салланлатви Кугда
Полиформационный	В контакте щелочных спенитов с ультрабазитами	Дуниты и перидотиты	Хромдиопсид — керсутит — флогопит — калишпат	Инагли
Щелочно-ультраосновной карбонатитовый	В контакте щелочных спенитов с доломитами	Магнезиальные скарны	Флогопит — магнетит — кальцит	Енисейское

Положение, морфология и размеры слюдяных тел, м	Характеристика флогопита		Запасы	Сопутствующая минерализация
	F _{общ}	Размер кристаллов, см		
Вкрапленность, гнезда	35—35; TiO ₂ — 3,6—6,0	0,5—1×0,5	—	
Гнезда, жилы, вкрапленность, l—200, м—0,6—1		5×6 до 30×40	Сотни тыс. т	Апатит
Гнезда, вкрапленность	8—12	1×2 до 5×5	—	—
Полукольцевая залежь, l—100—200 до 5 км, м—50—100 до 400—600, гнезда и вкрапленность флогопита	11,9—12,9	До неск. м, гиганто- и крупнокристаллический, богат включениями	Млн. тыс. т	Апатит
Гнезда и вкрапленность	10,9—11,3	2×2 до 5×5	—	—
Реакционные каймы (м—до 10), вкрапленность	8—15	Мелкочешуйчатый	—	Железо, апатит
Вкрапленность	5—7	То же	—	—
Вкрапленность, гнезда, жилы, l—20—50—60, м—0,5—1 и	30—40	»	—	Апатит
Штокверк, жилы, l—до 100, м—0,5—1	13,5	3×4 и 4×7	—	—
Штокверки, жилы, гнезда, вдоль зон конических кольцевых разломов, l—50—200, м—0,1—20	6—18	Мелкочешуйчатый, до 3×3 и 5×5	Тыс. т	Хромдиопсид, апатит
Вкрапленность, жилы	0—5	Мелкочешуйчатый	—	—

Примечание. l—длина, м—мощность тел.

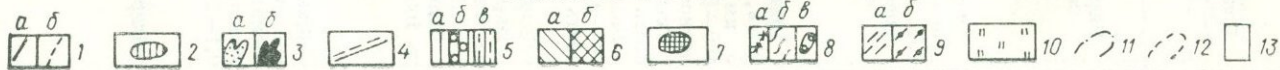
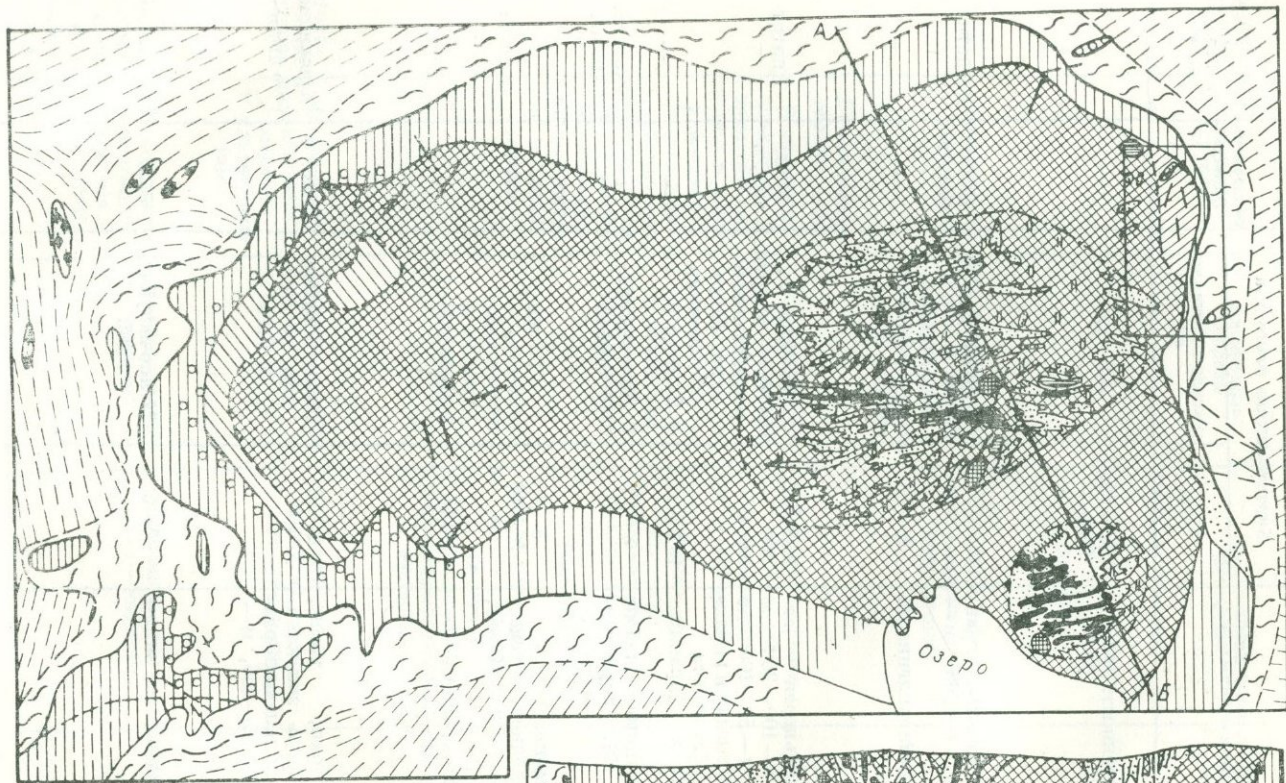


Рис. 27. Схема геологического строения массива Вуориярви и типичных пород: а — альбитовые и ийолит-порфиры, нефелиновые и канкринитовые сyenиты; б — ийолит-порфиры, брекчи; в — породы карбонатной серии; г — франкколитовые и доломитовые карбонаты; д — апатит-магнетит-форстеритовые породы; е — ийолит-пегматиты, ийолиты, урлитовые, ийолиты и мельтейгиты; а — нормальные, б — шерломитовые, в — подешапатовые; г — широкениты; а — нефелиновые и б — нормальные; в — оивиниты и оливино-пироксеновые породы; г —

фениты; а — эгирин-альбитовые жилы; б — фенитизированные гнейсы контактового ореола, в — фенитизированные конгломераты-брекчи; г — вмещающие породы архей; а — гнейсы и графито-гнейсы, б — амфиболиты; в — вермикулитизированные и флогопитизированные породы; г — участки наибольшего распространения пород карбонатной серии; д — тектонические нарушения; е — флогопитоносный участок Петайн-ваара.

дают» пакеты слюды. С поверхности до глубины 10—12, редко 50 м в этих зонах развит вермикулит и гидрослюды, сменяемые на глубине флогопитом. Во флогопитовых слюдитах И. Н. Аляждиной [1] выделены реликтовые (оливин, диопсид, титаномagnetит) и сингенетичные (апатит, магнетит) минералы. Кальцит и доломит, как правило, являются более поздними по отношению к флогопиту. Наряду с карбонатами по флогопиту развивается бронзово-бурая слюда — тетраферрифлогопит.

Аналогичные зоны слюдитов известны в центральной и западной частях массива [1, 18, 61], где они также в приповерхностной зоне представлены высококачественным вермикулитом. Железистость флогопита варьирует от 15,2 до 18,6%, при этом отмечаются значительные содержания TiO_2 (1,23—2%), что характерно для химического состава пироксенитов, подвергшихся ослюденению.

Месторождение Сельявр

Сельяврский массив, к которому приурочено одноименное с ним вермикулит-флогопитовое месторождение, а также редкометалльная и апатитовая минерализация, представляет собой зональный интрузив общей площадью около 20 км². Массив сложен нормальными и рудными пироксенитами, окруженными лишь узким внешним кольцом нефелиновых пироксенитов и ийолит-мельтейгитов. Среди пироксенитов часты блоки оливинитов и оливин-пироксеновых пород. Ультрабазиты вмещают также многочисленные жилы карбонатсодержащих пород (с эгирин-авгитом, флогопитом, магнетитом) и карбонатитов. Флогопитоносность массива изучалась А. Г. Булахом, Б. В. Губачевой, Е. Т. Губачевым и М. Д. Евдокимовым и др. [146]. Ими приведены краткие сведения о месторождении.

Слюдоносные зоны приурочены к участкам крупнозернистых и пегматоидных пироксенитов и имеют в плане серповидную форму с извилинностями, иногда ветвящимися контурами, осложненными раздувами и пережимами. Слюдоносные зоны располагаются концентрически, согласно с общей внутренней структурой массива. По простиранию они прослежены на расстоянии от

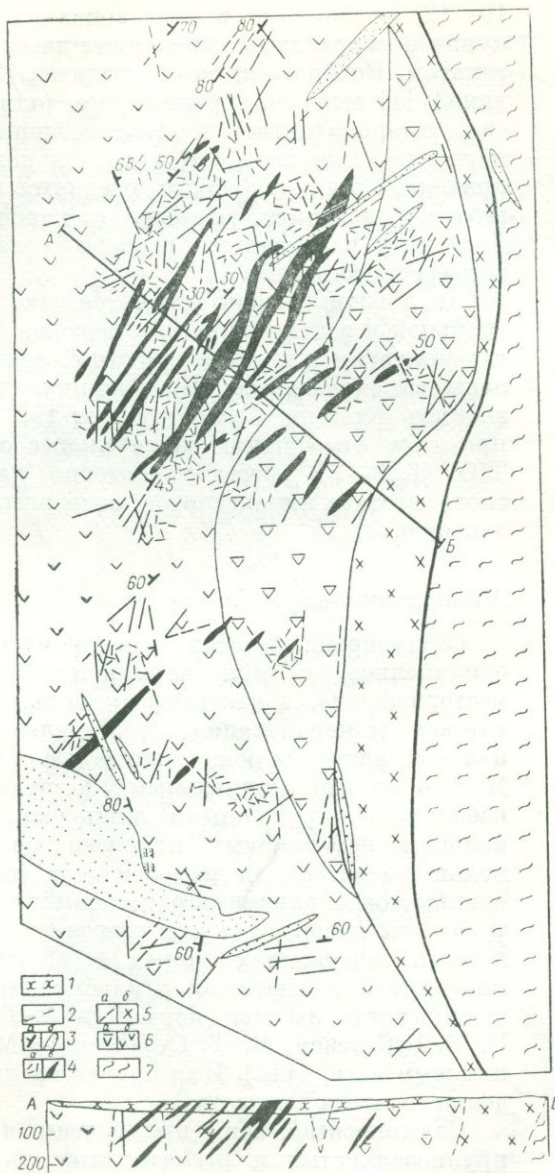


Рис. 28. Схема геологического строения слюдоносного поля Петайин-ваара. Составлена И. Н. Аляждиной [1] и Б. С. Спасским с учетом данных СЗТГУ.

1 — зона дезинтеграции; 2 — штаффелитовые брекчии, 3 — карбонаты; а — доломитовые, б — кальцитовые; 4 — флогопит и вермикулит: а — вкрапленный, б — жильный; 5 — ийолиты и ийолит-пегматиты: а — дайки и жилы, б — краевая зона; 6 — пироксениты: а — нефелиновые, б — нормальные; 7 — фениты.

70—75 до 800—1000 м, по падению — от 50—60 до 250—300 м. Мощности зон варьируют от 5—10 до 55—60 м. В пределах каждой зоны содержание флогопита сильно колеблется как по простиранию, так и по падению. В зонах флогопит располагается в виде гнезд 0,8—0,9 м в поперечнике, при этом размер кристаллов в них достигает 20×30 см. Содержание забойного сырья в зонах ослюденения варьирует от 30 до 650 кг/м³. Кристаллы и пластины флогопита плотные, без механических нарушений и деформаций, без трещин. Железистость — 12,8—22,4%, в среднем 17,8%. Наиболее железистый флогопит характерен для рудных пироксенитов. По свойствам, качеству и техническим показателям флогопит отвечает требованиям, предъявляемым к магнезиальным слюдам.

Слюдопроявление Африканда

Впервые на наличие слюдяных жил в массиве указывал П. Н. Чирвинский [161], которым описаны биотито-титаномagnetитовые пегматиты в центральной части интрузива. В 1956—1957 гг. ослюденение массива изучалось С. С. Ильгиным и В. Л. Богатыревым, установившими линзовидные тела слюдитов и в краевых частях массива. Им дана сравнительная технико-экономическая оценка месторождения вермикулита. Минералогия слюд изучалась Э. А. Багдасаровым и Е. Н. Архиповичем по полевым материалам 1960—1963 гг.

Массив Африканда общей площадью около 7 км² имеет в плане округлую форму и концентрически-зональное строение (рис. 29). Краевая прерывистая зона мощностью 350—400 м сложена мельтейгитами и нефелиновыми пироксенитами, сменяющимися к центру массива мелкозернистыми безрудными, затем крупнозернистыми рудными (титаномagnetитовыми) пироксенитами. В центральной части интрузива локализованы отдельные блоки рудных оливинитов и жильное поле щелочных пегматитов. К этой же части массива приурочена зона дробления и интенсивного преобразования рудных пироксенитов и оливинитов в гигантозернистые кальцит-амфибол-диоксидовые породы, несущие титановое оруденение [61, 94]. В центральной и периферической зонах интрузива распространены дайки ийолитов, тингуантов и пикритовых порфиритов, рассекающих ультрабазиты.

Геологами Северо-Западного геологического управления на массиве Африканда выявлены четыре наиболее крупные слюдоносные зоны, приуроченные к его периферии. Слюдоносные тела представлены пегматоидными слюдяно-пироксеновыми породами, залегающими в виде жилоподобных ветвящихся тел и линз различной мощности и прослеживаемыми по простиранию на 600—1000 м до 2 км в пироксенитах краевой зоны (см. рис. 29). Мощности тел колеблются от 20 до 70 м в крупных жилах и от долей до первых метров в мелких. Залегание жил и линз пологое, согласно с изгибами контакта интрузива с гранито-гнейсами, падение центро-

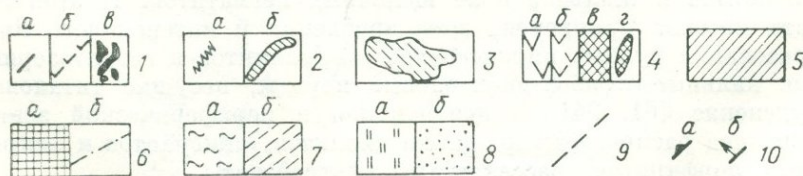
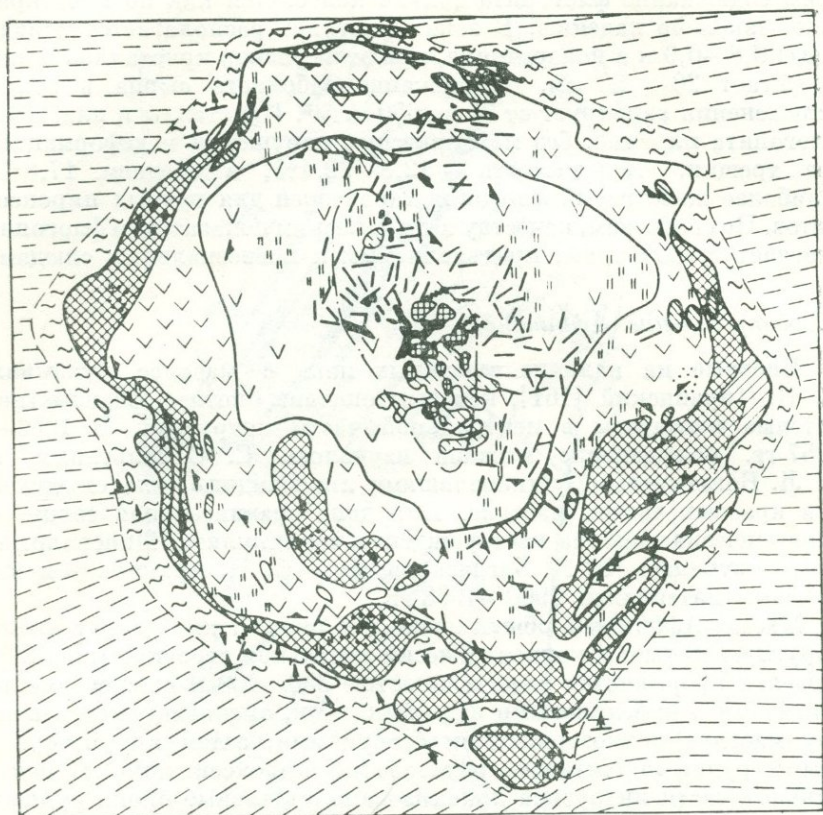


Рис. 29. Схематическая геологическая карта массива Африканда, по А. А. Кухаренко [61].

1 — жильные породы: а — пикритовые порфиры, б — ийолиты и тингуанты, в — ийолит-пегматиты; 2 — жилы: а — рудные (перовскит-флогопито-титаномагнетитовые), б — флогопитовые и пироксено-флогопитовые; 3 — кальцит-амфиболо-диопсидовые породы; 4 — пироксениты: а — крупнозернистые и среднезернистые, рудные, б — мелкозернистые, в — мелкозернистые, нефелиновые; г — мелкозернистые полевошпатовые; 5 — мельтейгиты; 6 — оливиниты (а) и границы распространения ксенолитов оливинов (б); 7 — вмещающие породы: а — фенитизированные гнейсы и фениты, б — гнейсы; 8 — породы, обогащенные флогопитом (а) и апатитом (б); 9 — тектонические нарушения; 10 — элементы залегания: а — директивных текстур, б — гнейсовидности.

клинальное. Отдельные зоны по падению прослежены на 200—250 м. С глубиной они выклиниваются. Наиболее крупные тела характеризуются пегматоидным сложением с крустификационной текстурой. Кроме диопсид-авгита и слюды (флогопита или вермикулита) здесь присутствуют титаномагнетит, реже нефелин, гранат, сфен, кальцит.

Слюда располагается в виде субпараллельно ориентированных кулисообразно расположенных зон, согласно с общим залеганием пегматоидного тела. Содержание слюды от 7,5 до 14% (по данным В. Л. Богатырева). Размер кристаллов от 3×5 до 10×15 см.

Сами слюдяно-пироксеновые породы, в свою очередь, пересекаются дайками ийолит-пегматитов и ийолитов, в краевой зоне которых возникают самостоятельные оторочки слюдита с толщиной пачек слюды до 20 см. Ширина оторочек пропорциональна мощности пегматитовых тел. В центральной части массива флогопит в виде отдельных гнезд и равномерной вкрапленности присутствует в блоках оливинитов и в виде маломощных оторочек в зальбандах рудных пегматитов.

Слюды месторождения Африканда представлены высокожелезистыми и высокотитановыми разновидностями флогопита. Железистость слюд варьирует от 12,5—17,3 (в оливинитах) до 19—25,4% (в слюдяно-пироксеновых породах), количество окиси титана составляет 2,75—5,30%, что отличает слюды этого месторождения от всех других массивов Карело-Кольской щелочной провинции и отрицательно влияет на его физические свойства.

Ковдорское месторождение

Характерным представителем флогопитовых месторождений полнодифференцированных интрузий является наиболее крупное и хорошо изученное Ковдорское. Ковдорский массив включает ряд флогопитовых слюдопроявлений и крупные месторождения флогопита и вермикулита, железных и апатитовых руд, а также сырья для извести и огнеупоров. Геологии, разведке, минералогия и генезису слюдяных месторождений посвящена специальная монография В. И. Тернового, Б. В. Афанасьева, Б. И. Сулимова [141] и многочисленные статьи [138, 139, 140]. Описание месторождения дается главным образом по публикациям В. И. Тернового, Б. В. Афанасьева, Б. И. Сулимова [140, 141] с учетом собственных наблюдений.

Ковдорский массив занимает площадь около 40 км² и характеризуется зональным строением, обусловленным сменой неполнокольцевых и серповидных тел интрузивных и метасоматических пород. Наиболее древними являются оливиниты, слагающие центральную часть массива на площади 10—12 км² и сменяемые к периферии неполнокольцевыми телами пироксенитов и нефелиновых пироксенитов (рис. 30). Периферическая зона сложена

ийолит-уртитами, ийолитами и ийолит-мельтейгитами, относимыми всеми исследователями массива к самостоятельной, более молодой фазе внедрения.

В контакте между ультрабазитами центральной части и мельтейгит-уртитами периферического кольца присутствует ряд зон

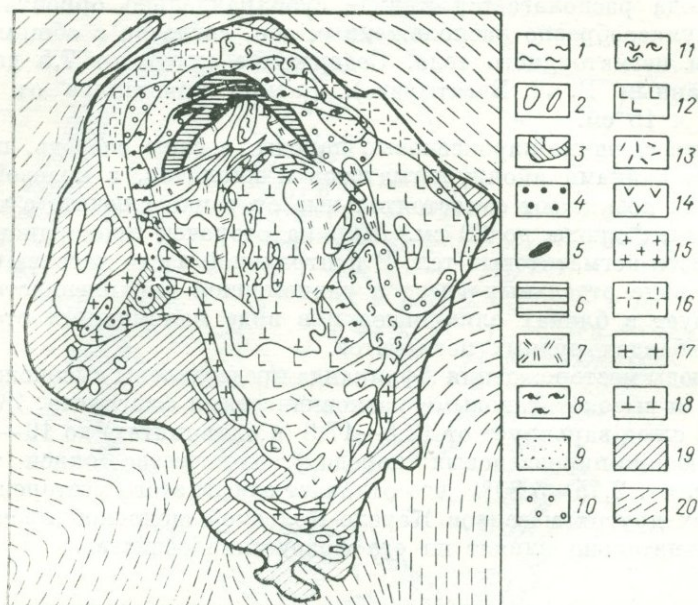


Рис. 30. Схематическая геологическая карта Ковдорского массива, по В. И. Терновому, Б. В. Афанасьеву, Б. И. Сулимову [141].

1 — сунгулитовые породы; 2 — карбонаты; 3 — апатит-форстеритовые породы; 4 — магнетитовые руды; 5 и 6 — флогопит-диопсид-форстеритовые гитантозернистые (5) и средние и крупнозернистые (6) породы; 7 — оливиниты флогопитизированные и диопсидизированные; 8 — гранатовые автоскарны; 9 — монтичеллитолиты; 10 — мелилитолиты; 11 — турьяиты; 12 — пироксениты; 13 — слюдисты и слюдяно-пироксеновые породы; 14 — нефелиновые пироксениты; 15 — полевошпатовые ийолиты и нефелиновые сиениты; 16 — ийолит-уртиты; 17 — ийолит-мельтейгиты; 18 — оливиниты; 19 — фениты; 20 — гранито-гнейсы.

и дугообразных, линзовидных тел контактово-реакционных пород. К числу их относятся следующие (от центра массива к периферии); оливино-диопсидовые породы с флогопитом и без него, слюдяно-диопсидовые породы и слюдисты, преимущественно мелилитовые (мелилитолиты) и монтичеллитовые, мелилит-монтичеллитовые, диопсид-амфибол-меланитовые породы с кальцитом, мелилит-амфибол-нефелиновые, мелилит-флогопит-нефелиновые породы (турьяиты). Ряд пород (перидотиты, турьяиты) Н. А. Волотовская, Ц. Г. Златкинд и другие [19, 52] рассматривали в числе

интрузивных и относили к самостоятельным интрузивным фазам. В краевой западной зоне в виде раздвоенного линзовидного тела локализованы породы так называемого рудного комплекса (форстерит-апатитовые, форстерит-магнетит-апатитовые, магнетитовые руды и др.), сформировавшиеся пневматолито-гидротермальным путем.

Все перечисленные породы пересекаются дайками полевошпатовых ийолитов, нефелиновых и канкринитовых сиенитов и линзовидными и жильными телами карбонатитов (см. рис. 30). Последние широко представлены и в экзоконтактной зоне фенитов, а также в участке распространения форстерит-магнетит-апатитовых пород и руд. Формирование сложного комплекса интрузивных и метасоматических пород происходило в течение ряда стадий и фаз [61, 106, 140].

В Ковдорском массиве выделяется несколько групп флогопитоносных пород, отличающихся геологическим положением флогопитоносных тел, парагенезисами флогопита и качеством слюды (см. табл. 20). Первая группа включает слюдиты, слюдяно-пироксеновые породы, приуроченные к оливинитам и оливино-пироксеновым породам (перидотитам) и сами ослоденелые оливиниты и перидотиты. Флогопит представлен здесь главным образом равномерной вкрапленностью и гнездами, переходящими в северной и северо-восточной части развития ультрабазитов в жилородные и линзовидные тела почти мономинеральных слюдитов. Флогопит апоультрабазитов отличается бурой и темно-бурой окраской, ассоциирует с оливином, авгит-диопсидом и титаномагнетитом. В шлифах можно видеть, что он развивается за счет оливина и пироксена, обрстая эти минералы и «разъедая» их по периферии кристаллов. Железистость флогопита апооливинитов колеблется от 17 до 20—25% в зависимости от состава исходной породы. Несмотря на высокую концентрацию слюды и широкое распространение тел почти мономинеральных слюдитов, этот тип ослоденения не имеет промышленного значения, как отмечают В. И. Терновой и другие [140, 141], вследствие мелких размеров кристаллов и чешуй флогопита (менее 4 см²).

По морфологии слудоносных тел и качеству слюды этому типу аналогично ослоденение мелилитовых пород, пространственно приуроченное к северной полукольцевой зоне монтichelлит-мелилитовых, преимущественно мелилитовых пород и турьяитов и к телу турьяитов в восточной части массива (гора Моговид). Флогопит наблюдается здесь также в виде мелких гнезд, вкрапленности и единичных жил слюдитов. Мелко- и среднетаблитчатый флогопит избобилует минеральными и газовой-жидкими включениями и характеризуется также варьирующим коэффициентом железистости. Флогопит этого типа пока не имеет промышленного значения, хотя, как отмечают В. И. Терновой, Б. В. Афанасьев и Б. И. Сулимов [140], слюдиты апоультрабазитов и апо-мелилитовых пород «могут представлять большой интерес как

источник дешевого мелкочешуйчатого слюдяного сырья для производства рубероида, древесных плит и т. д.»

Промышленные скопления флогопита относятся к постмагматическим образованиям; по времени формирования они синхронны породам железорудного комплекса, т. е. следуют после формирования ультрабазитов и щелочных пород интрузивных фаз и серии контактово-реакционных (позднемагматических) мелилитовых пород и развивающихся по ним «автоскарнов». Породы флогопитового и железорудного комплекса, в свою очередь, пересекаются многочисленными дайками полевошпатовых ийолитов, нефелиновых и канкринитовых сиенитов и жилами карбонатитов.

Флогопитоносные породы, или флогопитовый комплекс, как его называют В. И. Терновой, Б. В. Афанасьев, Б. И. Сулимов [140, 141], располагаются в контактовой зоне оливинитов центральной части массива с серией мелилитовых пород и автоскарнов. В целом флогопитоносный комплекс локализуется в виде полукольцевой залежи в северо-западной части массива, прослеженной по простирацию на 5 км при изменяющейся мощности от 50—100 до 400—600 м (см. рис. 30).

Флогопитоносные породы представлены в различной степени флогопитизированными и диопсидизированными оливинитами, оливино-пироксеновыми породами и пироксенитами. Ослуженение обычно носит гнездово-вкрапленный характер, хотя в этой же зоне часто встречаются жилки и линзовидные обособления флогопитового и флогопит-диопсидового состава, связанные с вмещающими породами постепенными переходами.

В северо-западной части полукольца расположено собственно флогопитовое месторождение (см. рис. 30). Оно представляет собой сложную, крутопадающую на северо-запад систему тел форстерит-флогопит-диопсидовых пород с отдельными жилами и гнездами пегматоидного гигантозернистого сложения. Во флогопитоносном полукольце различаются Главная флогопитовая залежь — мощный раздвиг в северо-западной части и ряд линзообразных тел и зон мощностью 20—30 м, также представляющих промышленный интерес.

Локализация большинства тел флогопитоносного комплекса контролируется, согласно данным Н. И. Красновой [76], системами трещиноватости, совпадающими с трещинами отдельности интрузива центрального типа (пологопадающие трещины *l* определяют положение кровли Главной залежи, к системе трещин *S* и комплементарных с ними приурочены тела пегматоидных флогопитоносных пород, падающих к юго-востоку и северо-западу). В целом вся зона флогопитоносных пород (на основании сопоставления данных структурного анализа, выполненного Н. И. Красновой, с результатами структурного дешифрирования аэрофотоснимков Ковдорского массива, произведенного В. Б. Соколовой) контролируется крупными полукольцевыми разломами. Наиболее детально изучена Главная флогопитовая залежь,

вскрытая шахтой, несколькими горизонтами подземных выработок и прослеженная по падению на 800 м. Контакты ее с вмещающими породами крайне извилистые, постепенные.

Внутреннее строение флогопитоносных тел отличается крайней неоднородностью [76, 138, 139, 140, 141]. Приведенные на рис. 31 разрезы, выполненные И. Я. Дядькиной вкрест простирания Главной залежи Ковдорского месторождения, показывают, что она сложена неоднократно чередующимися породами близкого (форстерит-диопсид-флогопитового) состава, различающимися по структуре: средне-, крупно- и гигантозернистыми. Последние образуют жиллообразные тела, в ряде случаев вытянутые в направлении простирания Главной залежи. Замеры простирания пород с гигантокристаллической структурой позволяют говорить о наличии нескольких направлений трещиноватости, служивших путями проникновения растворов, вызывавших процессы метасоматоза и последующей перекристаллизации.

Флогопит-диопсид-оливиновые породы широко распространены на площади месторождения и за пределами Главной залежи. Состав их варьирует в следующих пределах (%): оливин — 30—50, диопсид — 30—50, флогопит — 15—25, магнетит — 2—5, апатит и кальцит — 1—2 от объема породы. Среди крупнозернистых флогопит-диопсид-оливиновых пород располагается большое число пегматоидных разновидностей этих же пород с пятнистым, иногда зональным обособлением оливина, флогопита, диопсида и флогопита. Часто устанавливается следующая зональность: I тип в осевой прерывистой зоне (мощностью до 10—20 м) — форстерит, затем мономинеральные невыдержанные по мощности флогопитовые зоны (до 20 м), окаймляемые зоной мономинерального диопсида (мощностью 5—10 м); или во II типе зональности осевая зона форстерита сменяется зоной пегматоидных флогопит-диопсидовых пород.

Размер кристаллов флогопита достигает нескольких метров, железистость 11,9—12,9%. Ковдорский флогопит отличается мозаичным строением крупных пластин и рисунчатостью, обусловленной неравномерным распределением закрытых расслоений, как это установлено О. М. Римской-Корсаковой и другими исследователями [61, 116, 117, 76], а также обилием твердых минеральных включений. К тому же крупные пластины слюды частично превращены в тонкочешуйчатый агрегат ломкого флогопита, что связано с рекристаллизацией крупнопластинчатой слюды. Указанные особенности флогопита Ковдорского месторождения значительно снижают технико-экономические показатели сырья.

Таким образом, Ковдорский массив, являющийся наиболее сложным по своему внутреннему строению, набору слагающих его пород (см. табл. 19) и интенсивности проявления аутоматоматических, а также контактно-реакционных процессов, вмещает ряд флогопитовых месторождений и слюдопроявлений. Они относятся к разным генетическим группам (см. табл. 20) и имеют раз-

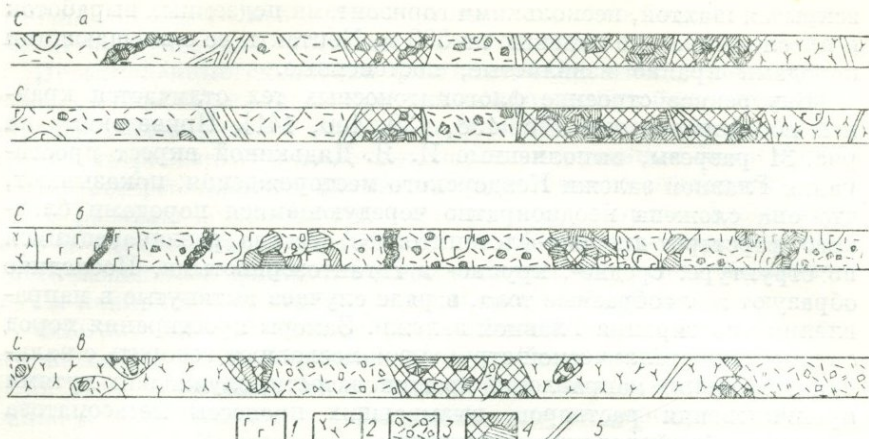


Рис. 31. Разрезы Главной залежи Ковдорского флого

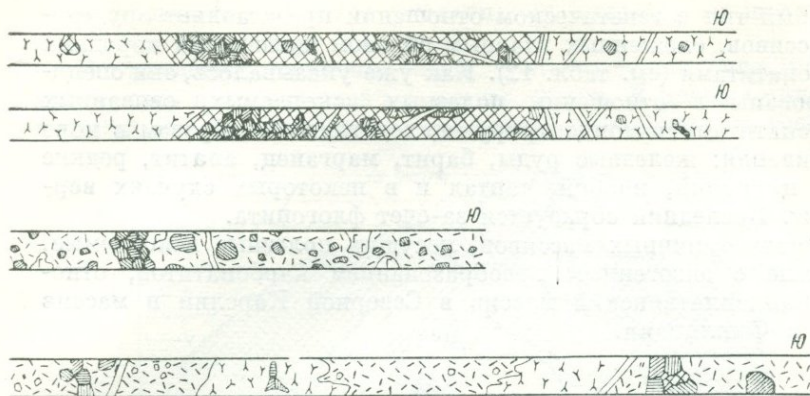
а — западная и восточная стенки орта 10; б —
 1 — форстеритовая порода, мелко- и среднезернистая; 2—4 — форстерит-диопсид-флого-
 кристаллические;

личное практическое значение. Промышленную ценность в настоящее время представляют контактово-реакционные флогопитовые и диопсид-флогопитовые породы (так называемая Главная флогопитовая залежь). Флогопитовые слюдиты апоультрабазитов, апомелилитовых пород и контактово-реакционные слюдиты железорудного комплекса и карбонатитов пока не имеют практического значения. Но все группы слюдоносных пород в коре выветривания дают промышленно ценные вермикулитовые руды [138, 142].

При практическом освоении комплексных апатито-железных руд и карбонатитов из внутренних частей Ковдорского массива и попутном извлечении мелкочешуйчатого флогопита последний мог бы быть использован для производства соответствующих изделий так же, как и флогопит апоультрабазитов.

Салмагорское слюдопроявление

К этому же типу в генетическом отношении примыкает Салмагорское слюдопроявление в Карело-Кольском регионе. Салмагорский массив общей площадью 20 км² сложен главным образом породами щелочной серии, среди которых располагаются отдельные тела ультрабазитов (рис. 32). В контакте последних с ийолит-мельтейгитами развиты мелилитовые породы различного состава [61, 94]. К пегматондным разновидностям турьяитов приурочены крупные выделения и небольшие гнезда маложелезистого флогопита ($F_{\text{общ}} = 8 \div 12\%$). Залежи флогопитовых слюдитов можно ожидать и в контактовой зоне щелочных пород и ультрабазитов. К настоящему времени массив недостаточно изучен в отношении флогопитоносности, хотя по геологической ситуации он перспективен в отношении высокомагнезиальной слюды.



питового месторождения, составлены И. Я. Дядькиной.

орт 7; *e* — восточная стенка очистного блока 6.

гошпитовые породы: 2 — мелкозернистые, 3 — среднезернистые, 4 — крупно- и гиганто-
5 — карбонатиты.

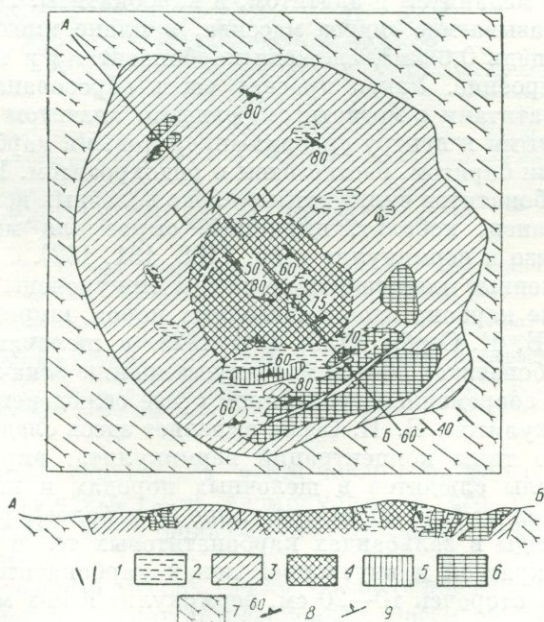


Рис. 32. Схема геологического строения Салмагорского массива, по М. П. Орловой [61, с. 41].

1 — карбонатиты; 2 — меллитовые породы; 3 — ийолиты и ийолит-уртиты; 4 — мельтейгиты; 5 — пироксениты нефелиновые; 6 — оливиниты и оливино-широксенонные породы; 7 — архейские гранито-гнейсы, фенитизированные; 8 — трахитоидность и полосчатость; 9 — элементы залегания.

Особый тип в генетическом отношении представляет оруденение массивов, сложенных главным образом щелочными породами и карбонатитами (см. табл. 12). Как уже указывалось, они специализированы в отношении полезных ископаемых, связанных с карбонатитами и концентрирующихся главным образом в коре выветривания: железные руды, барит, марганец, апатит, редкие земли, цирконий, ниобий, тантал и в некоторых случаях вермикулит. Последний образуется за счет флогопита.

К числу типичных массивов, несущих полезные ископаемые, связанные с экзогенным преобразованием карбонатитов, относятся Салланлатвинский массив в Северной Карелии и массив Сёкли в Финляндии.

Салланлатвинское слюдопроявление

Салланлатвинский массив общей площадью около 6 км² имеет четко выраженное зональное строение (рис. 33). Периферическая, кольцевая в плане, зона представлена мельтейгитами, переходящими к центру в ийолит-уртиты. К последним приурочены согласные с общей структурой массива жилы ийолит-пегматитов, обогащенные меланитом и апатитом, и карбонатиты. Центральная часть, так называемое «ядро» массива, в плане имеющее форму овала и площадь 0,6 км², сложена карбонатитами и также имеет зональное строение. Узкая краевая часть образована кальцитовыми карбонатитами с магнетитом, слюдой, апатитом и пироксеном, сменяемыми к центру сидерит-анкеритовыми карбонатитами, обогащенными баритом, бастнезитом и родохрозитом. Кора выветривания карбонатитов включает комплекс полезных ископаемых — барит, марганец, кобальт, цирконий, сырье для минеральных красок, железо и вермикулит и др. [108, 131, 132].

Промышленные концентрации слюды приурочены к контактовой зоне карбонатитов и щелочных пород, ширина которой, по данным Б. И. Сербы [130, 131, 132], в щелочных породах 130 м, в карбонатитах 50—60 м; по простиранию зона прослежена на 1 км. На современном эрозионном срезе ослюденение представлено вермикулитом. Б. И. Серба выделяет здесь следующие морфологические типы концентраций вермикулита: вкрапленность, гнезда и жилы слюдитов в щелочных породах и карбонатитах (мощность жил от 5 до 40 см при длине 50 и более), реакционные оторочки слюды в зальбандах карбонатитовых тел и жилоподобные тела в краевой и внутренней зонах карбонатитов. Ширина реакционных оторочек 10—20 см, вермикулит в них мелкочешуйчатый. Мощность жилоподобных и полосчатых скоплений вермикулита различна. В краевой зоне карбонатитов мощности слюдоносных пород достигают 8 м. Вермикулит здесь в свою очередь образует гнезда и вкрапленность, слагают до 35% объема породы. Во внутренней части карбонатитового ядра вермикулит наблюдается в виде тонкочешуйчатых скоплений, приуроченных к зонам

трещиноватости. По мере удаления от контакта со щелочными породами количество его падает.

В отношении первичных слюд, состава, формы тела, размера кристаллов и их качества массив не изучен. В целом Салланлатвинский массив заслуживает более глубокой оценки на весь ком-

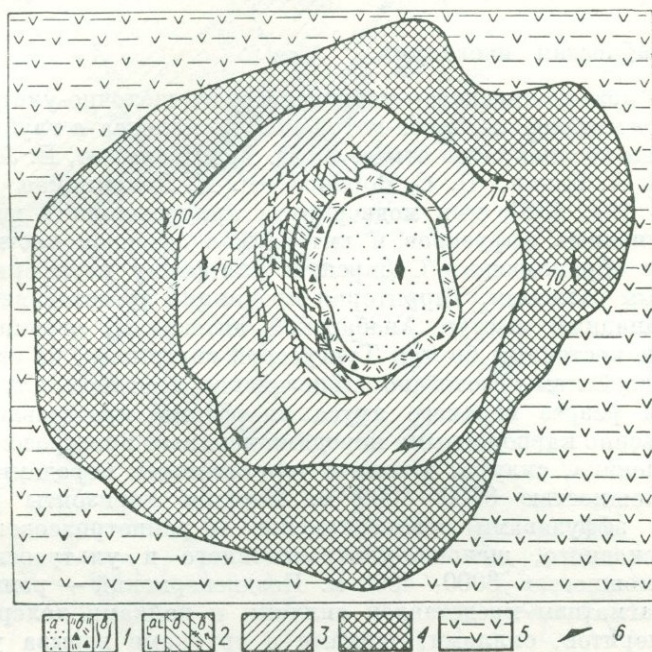


Рис. 33. Схема геологического строения Салланлатвинского массива, по А. А. Кухаренко и другим [61, с. 260].

1 — карбонаты: а — доломито-сидеритовые, б — кальцитовые с магнетитом и гидрофлогопитом, в — кальцитовые с цеолитами; 2 — ийолит-уртиты: а — пегматиты с апатитом и шерломитом, б — уртиты, частично ийолиты неизменные, в — то же, флогопитизированные; 3 — ийолиты, частично мельтейгиты; 4 — мельтейшты; 5 — метадиабазы; 6 — трахитоидность и полосчатость.

плекс полезных ископаемых, в том числе и на флогопит. Судя по повышенной железистости вермикулита и его парагенезисам, трудно ожидать здесь больших концентраций высококачественного флогопита.

Карбонатитовый массив Сёкли, расположенный на окончании южного пояса щелочно-ультраосновных массивов на территории Финляндии, сходен с Салланлатвинским массивом по внутреннему строению и комплексу связанных с ним полезных ископаемых [198, 201]. Роль щелочных пород здесь еще более мала, они слагают лишь незначительные реликты, а карбонаты и кальцитсодержащие разновидности магнетит-апатит (штаффелит)-фор-

стеритовых руд слагают основной объем массива на современном эрозионном срезе. Общая площадь массива 20 км². Кора выветривания прослежена на десятки метров. Массив перспективен на комплекс полезных ископаемых: железо, вермикулит, апатит (штаффелит) и редкие металлы. В отношении первичных высокомагнезиальных слюд массив не изучен.

Северо-Сибирская провинция

Связь позднепермского—раннетриасового щелочно-ультраосновного магматизма маймеча-котуйского комплекса с глубинными разломами неоднократно отмечали Ю. М. Шейнманн, Е. Л. Бутакова, В. А. Вакар, П. С. Воронов, Р. М. Деменицкая и другие [14, 167, 168]; ими подчеркнута приуроченность щелочно-ультраосновных эффузивов и интрузий в северной части платформы к обрамляющим Сибирскую платформу периферическим глубинным разломам. Территория провинции представляет собой северо-западный выступ Анабарской антеклизы, ограниченный на западе восточным бортом Тунгусской синеклизы, на севере — Лено-Енисейским мезозойско-кайнозойским прогибом. Стратиграфический разрез верхнего яруса платформы представлен преимущественно карбонатными породами верхнего протерозоя, кембрия, ордовика, силура, девона и терригенными породами перми общей мощностью 3500—4000 м. Верхние горизонты разреза сложены эффузивами позднепермского — раннетриасового возраста основного, щелочно-ультраосновного и ультраосновного состава мощностью 3000—4000 м. Позднепермский — раннетриасовый магматизм представлен силлами и дайками долеритов и трахидолеритов, силлами, дайками и трубками взрыва ультраосновных — щелочных пород, сложными дифференцированными интрузиями щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов и единичными дайками и трубками взрыва кимберлитов [14, 43, 47, 112, 167, 168].

Подробный анализ закономерностей размещения щелочно-ультраосновных интрузий в указанном регионе на основании более полных данных по геологии и геофизике дан Л. С. Егоровым [43]. В расположении интрузий центрального типа (их в провинции насчитывается 20) и наиболее крупных дайковых полей щелочно-ультраосновного состава Л. С. Егоров подчеркивает ведущую роль двух направлений: субширотного, выраженного в простирании эффузивных толщ щелочных базальтоидов и распределения максимального количества интрузий, и субмеридионального, фиксируемого расположением Гулинского плутона, интрузии Ессей и Унгкянской магнитной аномалии (рис. 34). Система субширотных разломов в пределах платформенного крыла Лено-Енисейского прогиба по геофизическим данным имеет ширину около 100 км. Субмеридиональная зона разломов, называемая Центральным или Большим Таймырским разломом, прослежена на

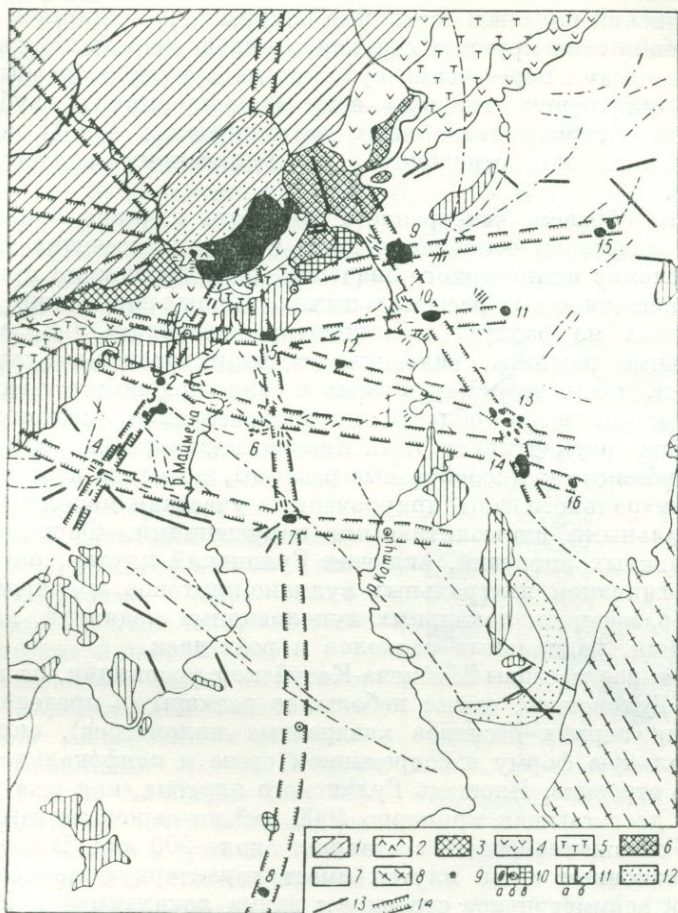


Рис. 34. Схема глубинной дизъюнктивной тектоники и размещения щелочно-ультраосновных массивов Маймеча-Котуйской провинции, по Л. С. Егорову [43, с. 169].

1 — мезозойско-кайнозойские отложения хатангской впадины; триасовые эффузивные образования базальтоидов, щелочных базальтоидов и их туфов свит: 2 — маймечинской, 3 — дельканской, 4 — коготской, 5 — правобоярской, 6 — орыджанской; 7 — карбонатные и терригенные отложения синия и палеозоя; 8 — гнейсы архей (Анабарский кристаллический массив); 9 — кимберлитовые трубки (мезозой); 10 — щелочно-ультраосновные породы раннетриасового возраста; а — интрузии (цифры на карте: 1 — Гулинская, 2 — Атырдык, 3 — Романиха, 4 — Чангит, 5 — Седете, 6 — Далбыха, 7 — Бор-Урях и Карамени, 8 — Ессей, 9 — Одихинча, 10 — Курда, 11 — Сона, 12 — Крестях, 13 — Дьогдьоо, 14 — Маган, 15 — Немакит, 16 — Бйраас), б — дайки, в — силлы; 11 — долериты триаса: а — силлы, б — дайки; 12 — магнитные аномалии; 13 — разломы, 14 — глубинные разломы (радиальные и кулисообразные).

расстоянии более 1000 км при ширине 100—200 км. Следовательно, это крупные планетарные структуры длительного существования.

Гулинский плутон и остальные интрузии, располагаясь в зоне пересечения этих крупных структур, в свою очередь контролируются участками пересечения субширотных, кулисообразных разломов, опережающих главную зону периферических глубинных разломов и субмеридиональных дизъюнктивных зон II порядка (радиальных по отношению к Гулинскому плутону, см. рис. 34).

Таким образом, «внедрение Гулинского плутона явилось не только следствием ослабления коры в зоне пересечения глубинных разломов планетарного значения, но и послужило причиной возникновения новых региональных разрывных нарушений, ориентированных по радиусу к эпицентру внедрения» [43, с. 177]. Радиальные разломы, связанные с формированием Гулинской интрузии, могли возникнуть лишь в относительно жестких горизонтах коры, выше области магмообразования, поэтому, как правильно аргументирует Л. С. Егоров, магмопроводящими являлись глубинные кулисообразные разломы, и именно поэтому массивы центрального типа приурочены к участкам пересечения их с радиальными дизъюнктивными нарушениями. Формирование всех сложных интрузий, включая Гулинский плутон, определялось механизмом центральных вулcano-плутонов и сопровождалось образованием локальных куполовидных поднятий, кальдер обрушения, радиальных расколов и роев даек.

Почти все массивы Маймеча-Котуйской провинции, за исключением Гулинского, имеют небольшие размеры (в пределах первого или первых десятков квадратных километров), округлую или овальную форму в современном срезе и конфокальное внутреннее строение. Площадь Гулинского плутона, как уже указывалось, достигающая примерно 1000 км² по аэромагнитным данным, в обнаженной части составляет около 500 км². В современном эрозионном срезе плутон имеет характерную серповидную форму и асимметричное строение с двумя локальными центрами, подчеркиваемыми распределением пород и дизъюнктивными структурами полнокольцевых и неполнокольцевых тел мельтейгитов, мелилитовых пород с центральными «штоками» карбонатитов среди дунитов и перидотитов, слагающих основную площадь интрузива.

Внутреннее строение интрузивов Северо-Сибирской провинции также соответствует центральному типу. В плане массивы имеют концентрическое строение, и в большинстве случаев для них характерна обратная или нечеткая зональность: с кольцевыми или неполнокольцевыми телами более ранних интрузивных фаз—ультрабазитов и мелилитовых пород в периферической части (массивы Одихинча, Немакит, Быхит Западный, обнаженные части Гулинской интрузии, см. рис. 35, 39, 43) и более широким

распространением более поздних мельтейгит-ийолитов и щелочных сиенитов в центре массива (см. рис. 43). В качестве примеров массивов с прямой и неясной, или противоречивой зональностью необходимо отметить массивы Кугда и плохо обнаженный массив Ессей (см. рис. 38, 64).

Как и массивы Карело-Кольской щелочно-ультраосновой карбонатитовой провинции, интрузии маймеча-котуйского комплекса являются сложными и многофазными. В строении их участвуют (от древних к молодым): 1) ультрабазиты (дуниты, перидотиты, рудные пироксениты), 2) мелилитовые породы, 3) нефелиновые пироксениты, мельтейгиты, мелилитолиты, шонкиниты и оливковые меланефелиниты, пикриты, 4) ийолит-мельтейгиты, 5) щелочные и нефелиновые сиениты и дайки микрошонкинитов, тингуантов, сельвсбергитов и 6) породы карбонатитовой серии (апатит-форстерит-магнетитовые, апатит-магнетитовые руды, штаффелитовые брекчии и карбонаты доломитовые и кальцитовые).

В отношении фаций глубинности и вертикальной зональности массивов исследователи описываемой провинции Л. С. Егоров [46, 47] и Э. А. Ланда [82, 84] указывают, что почти все массивы сформировались в условиях, соответствующих гипабиссальной фации, о чем свидетельствуют данные о положении ряда интрузивных тел в стратиграфическом разрезе вмещающих кембрийских отложений и сохранившиеся в ряде случаев остатки кровли (массивы Гулинский, Сона и др.). При этом пестрота в петрографическом составе массивов характерна и для этой провинции. В качестве явно «противоречащего» примера указанными авторами приводится преимущественно дунитовый Гулинский интрузив, несущий признаки гипабиссальности. Металлогеническая специализация массивов зависит от петрографического состава слагающих их пород. Массивы описываемой провинции по петрографическому составу можно разделить на четыре группы:

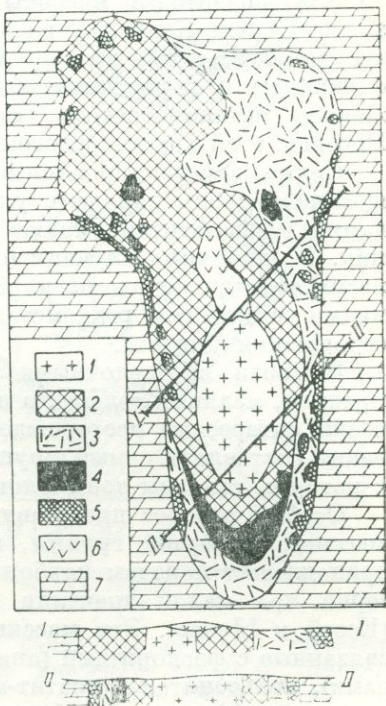


Рис. 35. Обратная зональность на примере массива Быхит Западный, по Л. С. Егорову [45, с. 35].

1 — щелочные сиениты, 2 — ийолиты, 3 — дуниты, мельтейгиты и меланефелиниты; 4 — турьяиты, 5 — оливиниты, 6 — долериты, 7 — доломиты среднего кембрия.

1) ультраосновные (Гулинский плутон * и массив Бор-Урях), 2) полнодифференцированные ультраосновных, щелочных, меллилитовых пород и карбонатитов (Гулинский плутон, массивы Кудга, Одихинча), 3) щелочные с малой ролью меллилитовых пород, ультрабазитов и карбонатитов (Маган, Неманит, Романиха, Быхит Западный, Чангит), 4) карбонатитовые, сложенные преимущественно породами карбонатитовой серии (Ессей и Браас).

Ультрабазитовые массивы в отличие от аналогичных интрузивов Карело-Кольской щелочно-ультраосновной провинции не несут железо-титанового оруденения, хотя в отдельных участках оливиниты и перидотиты характеризуются повышенным содержанием титаномагнетита (Бор-Урях) и хромита (Гулинский). Массивы этой группы флогопитоносны (Бор-Урях и Гулинский).

Полнодифференцированные массивы (с большой ролью пород щелочной серии наряду с ультрабазитами, меллилитовыми породами и карбонатитами) также включают флогопитовые месторождения. В единичных случаях (см. табл. 19) в связи со щелочными пегматитами, слюдитами, карбонатитами и штаффелитовыми брекчиями установлена редкометальная минерализация и повышенные содержания апатита.

В связи со щелочными массивами, представленными, как правило, мелкими телами, в настоящее время неизвестны практически интересные месторождения полезных ископаемых. Исключение составляет самый крупный массив этой группы — Маган, с которым связаны зоны флогопитовых слюдитов (см. табл. 20).

Особый интерес представляют недавно открытые и изученные массивы четвертой группы, в строении которых главная роль принадлежит породам карбонатитовой и так называемой рудной серии при малом значении ультрабазитов и щелочных пород (Ессей и Браас). Эти массивы несут железо-apatитовые руды, связанные с фоскоритами (apatит-форстерит-магнетитовыми породами), нельсонитами (apatит-магнетитовыми рудами), карбонатитами и штаффелитовыми брекчиями [13, 83, 107, 171], что выдвигает Маймеча-Котуйскую провинцию в число перспективных по железу и фосфору.

Месторождение Бор-Урях

Ослюдение оливинитов наиболее интенсивно проявлено в массиве Бор-Урях. Первые сведения о находке здесь крупных кристаллов принадлежат Г. Г. Моору. Участки интенсивной флогопитизации оливинитов были выделены при картировании Л. С. Егоровым в 1957 г., позднее они исследовались С. М. Прохоровой, Л. С. Егоровым, Н. З. Ивановой, А. Ф. Михайловой и

* Гулинский плутон по преобладанию ультрабазитов в его обнаженной части может быть отнесен к I группе массивов, но по строению и петрографическому составу слагающих плутон пород ближе к группе полнодифференцированных интрузий.

Г. И. Поршневым, открывшим ряд флогопитоносных участков и детализировавшим строение уже известного до них участка [412].

Флогопитовое ослюденение приурочено к краевой северо-восточной части штокообразного тела оливинитов (рис. 36). Почти вся интрузия округлой формы, общей площадью 18,5 км², сложена среднезернистыми оливинитами с узкой эндоконтактной полосой более мелкозернистых и флогопитизированных оливинитов. Оливиниты пересекаются дайками мельтейгитов, щелочных сиенитов и жилами карбонатов; последние слагают и крупное линзовидное тело 30 × 170 м. В 2 км к юго-востоку от массива расположена небольшая интрузия—сателлит Карамени (0,8 × 1,5 км), сложенная пироксенитами, мельтейгитами с маломощными шширами оливиновых мельтейгитов и нефелиновыми перидотитов и ксенолитами тонкозернистых мелилитовых пород.

В северо-восточной части массива развиты оливиниты, чередующиеся с рудными (титаномагнетитовыми и перовскитовыми) разновидностями, пересекаемые дайками и жилами мельтейгитов, щелочных сиенитов и карбонатов. Простирание даек и жил совпадает с преобладающей северо-восточной системой трещин отдельности вмещающих пород. Оливиниты почти повсе-

местно обогащены мелкочешуйчатым флогопитом, составляющим 40—30% от объема породы. В местах интенсивной трещиноватости установлены зоны, насыщенные большим количеством (40—60% от объема породы) более крупных кристаллов флогопита, переходящие в мономинеральные флогопитовые жилы слюдитов. В последних в качестве примесей присутствуют оливин, титаномагнетит и перовскит. Мощность жил 0,5—1 до 2,5 м, протяженность

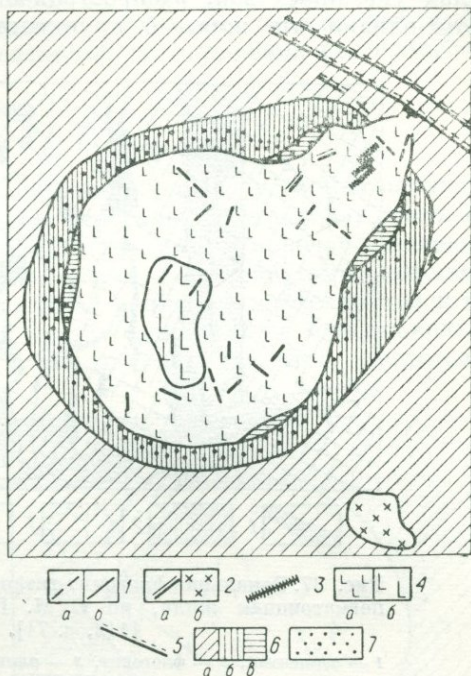


Рис. 36. Схема геологического строения интрузии Бор-Урях, по Л. С. Егорову [43, с. 49].

1 — жилы карбонатов (а) и щелочных сиенитов (б); 2 — жилы (а) и штоки (б) флогопит-мельтейгитов; 3 — пегматоидные оливиниты с титаномагнетитом и флогопитом и слюдиты; 4 — нормальные оливиниты (а) и с жилами и линзами пегматоидных рудных оливинитов (б); 5 — долериты; 6 — вмещающие породы: а — доломиты, известняки и мергели средне- и раннекембрийского возраста, б — доломиты билляхской свиты, а — кварциты мукунской свиты синия; 7 — зоны контактового метаморфизма.

20—150 м. Часто жилы образуют зоны серий субпараллельных сближенных тел. Мощность зон от 0,5—2,5 до 5 м, протяженность 100—220 м. В пределах зон наблюдаются реликты перекристаллизованных и измененных оливинитов, что свидетельствует о метасоматическом происхождении слюдитов.

Кроме флогопитовых слюдитов в этой же части массива, в пределах указанных зон, распространены пегматоидные титаномагнетит-оливиновые жилы с крупными кристаллами флогопита.

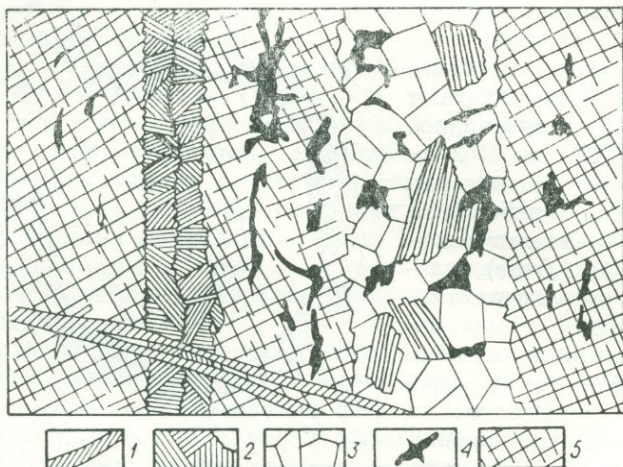


Рис. 37. Зональная флогопит-титаномагнетит-оливиновая пегматоидная жила, по С. М. Прохоровой и другим [112, с. 71].

1 — серпентин, 2 — флогопит, 3 — оливин, 4 — титаномагнетит; 5 — оливинит.

Количественные отношения и размер кристаллов главных минералов в жилах широко варьируют. Контакты с вмещающими породами постепенные. Вмещающие оливиниты характеризуются бластической текстурой с крупными (до 10 см) метабластами оливина и сегрегациями титаномагнетита. Срединные части жил сложены крупными кристаллами оливина (рис. 37), агрегатами титаномагнетита и пластинами флогопита, достигающими 5—8 см в поперечнике; при этом отчетливо устанавливается замещение оливина флогопитом. Кроме указанных жильных минералов присутствуют апатит, клиногумит, кальцит. Струйчатые вертикальные зоны, сложенные магнетитом, часто образуют зальбанды пегматоидных жил.

В пределах участков флогопитизации нередко наблюдается чередование параллельных жил мономинеральных слюдитов с пегматоидными титаномагнетит-оливино-флогопитовыми жилами. В северо-восточной части массива установлено шесть флогопитонос-

ных зон, подробное описание которых приведено в монографии С. М. Прохоровой с соавторами [112]. Флогопит месторождения Бор-Урях представлен крупными кристаллами, размер пластин варьирует от 12×20 до 20×25 см при толщине пачек 4—6 см, прекрасно расщепляется и содержит мало включений. Железистость сравнительно низкая ($F_{\text{общ}} = 12\%$, по данным тех же авторов). Приведенные данные позволяют относить интрузию Бор-Урях к числу перспективных в отношении высококачественного флогопита.

Месторождение Кугда

Массив Кугда, общей площадью около 17 км^2 , имеет округлую форму и отчетливое зональное строение. Центральная часть его сложена оливинитами (рис. 38), а краевые — породами щелочной серии: нефелиновыми пироксенитами, мельтейгитами, нефелиновыми перидотитами с подчиненной ролью меланефелинитов и щелочных сиенитов. В южной части располагается неполнокольцевая интрузия мелилитовых пород (ункомпагритов, кугдитов и мелилитолитов). Редкие жилы щелочных сиенитов являются наиболее молодыми образованиями [14, 44, 112].

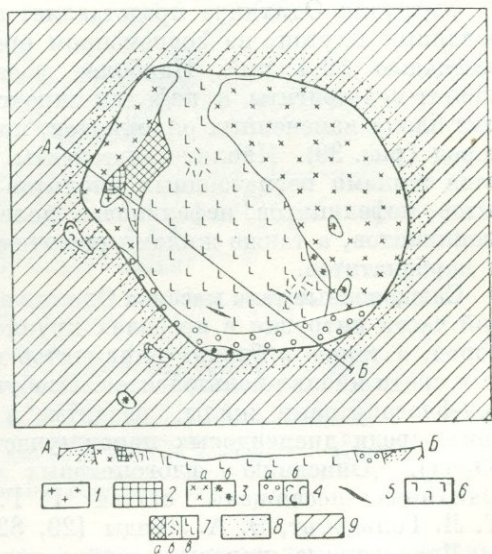


Рис. 38. Схема геологического строения массива Кугда, по Л. С. Егорову [43, с. 494].

1 — щелочные сиениты; 2 — флогопит-оливиновые породы; 3 — нефелин-пироксеновые породы; а — метасоматические, б — ийолит-мельтейгиты; 4 — щелочные породы, обогащенные мелилитом (а) и оливином (б); 5 — флогопит-клиногумит-серпентиновые жилы; 6 — перидотиты нефелиновые; 7 — оливиниты с гнездами карбоната (а), перовскито-титаномагнетитовые (б) и титаномагнетитовые (а); 8 — зона контактового метаморфизма; 9 — доломиты среднего кембрия.

К оливинитам интрузии приурочена флогопитовая минерализация. Она обнаружена в четырех участках в краевых зонах поля распространения оливинитов: в северо-западной части интрузии среди ослюденелых оливинитов в контактовой зоне их с нефелин-пироксеновыми, пироксен-мелилитовыми породами и щелочными сиенитами. Ослюденение сосредоточено во флогопито-оливиновых породах в виде неравномерной вкрапленности, гнезд (50×30 см) и прожилков мощностью 20—25 м. Размер пластин слюды от

2 × 2 до 10 × 10, в среднем 5 × 5 см при толщине пачек 1—5 см [112]. Минеральный парагенезис: флогопит — оливин — кальцит; железистость флогопита, по данным тех же авторов [112], 10,9—11,3%. По представлениям Л. С. Егорова [44], ослюденение в этом участке представлено типичными биметасоматическими образованиями.

Серия жил (около 20) преимущественно флогопитового и флогопит-кальцит-клиногумит-хризотилового состава (данные Т. Л. Гольдбурт, С. М. Прохоровой и др.) локализована среди рудных оливинитов южной и юго-восточной части интрузии. Мощности жил не превышают 0,5—0,6 м, по простиранию они прослежены от нескольких метров до 60—100 м. Размер пластин флогопита 3 × 4, реже 4 × 7 до 10 × 15 см; толщина пачек слюды до 10 см, железистость 13,5%.

Размеры ослюденения к настоящему времени определены недостаточно, однако флогопит этого месторождения характеризуется весьма высоким качеством.

Месторождение Одихинча

Интрузия Одихинча представляет собой сложно дифференцированный плутон, на современном срезе имеющий форму круга площадью 56,4 км². Наиболее распространенными являются ийолит-мельтейгиты и нефелин-пироксеновые породы, включающие блоки измененных оливинитов, пироксенитов и мелилитовых пород (рис. 39). Ийолит-мельтейгиты в свою очередь пересекаются жилами пегматоидных ийолитов и дайками микромельтейгитов, нефелинитов, нефелиновых долеритов, уачититов и микрошпонкинитов, а также жилами щелочных и нефелиновых сиенитов и карбонатитов.

Слюдоносные тела массива Одихинча сосредоточены в центральной части интрузии в пределах крупного ксенолита мелилитовых пород, а также в блоках оливинитов и пироксенитов, заключенных среди ийолит-мельтейгитов. Особую группу составляют диоксид-флогопитовые жилы, развитые в юго-восточной части массива, среди диоксидовых пород (участок в верховьях руч. Эбе-Юрях). Описанию флогопитовых месторождений массива Одихинча посвящены статьи Г. Г. Моора, В. Ф. Мотычко, Т. Л. Гольдбурт, Э. А. Ланды [29, 82, 84] и других [112].

Диоксидовые породы, вмещающие пегматоидные диоксид-флогопитовые жилы, характеризуются неравномернозернистой массивной текстурой, бластовой структурой и включают реликты оливинитов, пироксенитов и мельтейгитов, представляя собой, таким образом, метасоматиты.

Среди них вблизи контакта массива с вмещающими доломитами имеются две жилы субмеридионального простирания, приуроченные, по данным Л. К. Цывьяна, к трещинам оперения крупного разлома. Общая длина наибольшей жилы более 100 м, мощность

2,0—8,5 м, в среднем около 6 м. Контакты с вмещающими породами резкие, что подчеркивается крустификационной текстурой краевых зон жилы. Наибольшие скопления флогопита приурочены к центральной части тела, где размер кристаллов меняется

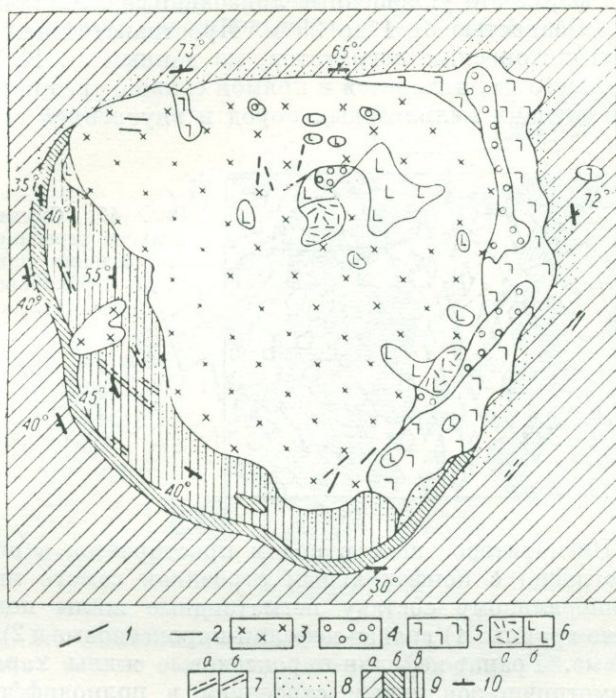


Рис. 39. Схема геологического строения массива Оди-
тинча, по В. Ф. Мотычко [112, с. 499].

1 — карбонаты; 2 — щелочные и нефелиновые сиениты; 3 — ийолит-мельтейгиты; 4 — меллитовые породы; 5 — пироксениты, нефелинизированные и флогопитизированные; 6 — оливиниты и перидотиты: а — флогопитизированные, б — нормальные; 7 — жилы породы: а — долериты и габродолериты, б — нефелиниты; 8 — зона контактового метаморфизма; 9 — вмещающие породы: а — доломиты среднего кембрия, б — известняки нижнего кембрия, в — доломиты верхнего протерозоя; 10 — элементы залегания пород.

от 2×2 до 30×30 см. Второстепенные минералы представлены тремолитом, кальцитом, нефелином (или продуктами его замещения), апатитом, сфеном и титаномагнетитом. Железистость флогопита $F_{\text{общ}} = 14\%$, он характеризуется высоким выходом крупно-таблитчатой фракции — 1010 (кг·см²)/м³ в среднем. По механическим и электротехническим свойствам флогопит также вполне удовлетворителен [112].

Кроме диоксид-флогопитовых пород, приуроченных к перекристаллизованным существенно диоксидовым породам, в массиве

Одихинча широко представлены концентрации флогопита, связанные с формированием ийолит-пегматитов. Последние залегают среди нефелинизированных меллилитовых и пироксен-мелилитовых пород центральной части массива. К настоящему времени вскрыто 59 пегматитовых жил, из которых 13 флогопитоносны. По форме это уплощенные линзовидные тела длиной от 10 до 450 м, мощностью от 1 до 25 м. Пространственная ориентировка флогопитоносных пегматитов, по данным Л. К. Цывьяна, картировавшего их, находится в прямой связи с трещинной тектоникой вмещающих меллилитовых пород и внутренней структурой

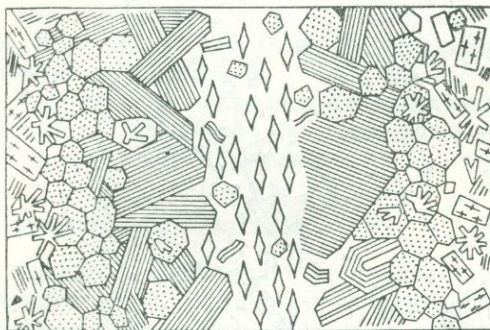


Рис. 40. Симметрично-зональное строение жилы месторождения Одихинча, по С. М. Прохоровой и другим [112, с. 57].

массива. Пегматитовое поле в целом простирается в виде полукольца согласно с конфокальным строением самого интрузива.

По минеральному составу пегматоидные жилы подразделяются на две группы: 1) гранат-нефелин-пироксеновые и 2) нефелин-мелилитовые. Гранат-нефелин-пироксеновые жилы характеризуются симметрично-зональным строением в полнодифференцированных телах (от периферии к центру, рис. 40, 41): 1) средние и крупнозернистый ийолит с гранатом, часто включает ксенолиты ослюдененных оливинитов; 2) крупноблоковый гранат-нефелин-пироксеновый пегматит с апатитом, 3) гигантозернистая гранат-кальцит-флогопитовая порода; мощность зоны 25—30 см; 4) эгирин-цеолит-кальцитовая порода в осевой части, не превышающей 0,5—1 м. Осевая зона часто совмещена с флогопитовой или полностью отсутствует, будучи представленной в ряде жил апатит-кальцит-флогопитовой породой. Мощность зоны в таком случае увеличивается до 1—3 м, количество и размер кристаллов флогопита здесь возрастает.

В некоторых жилах флогопит, кальцит и апатит распределены равномерно среди гранат-нефелин-пироксенового пегматита. Контакты пегматоидных жил с вмещающими породами резкие, состав краевых зон соответствует ийолитам. Необходимо отметить, что эгирин-цеолит-кальцитовые породы слагают осевые части только наиболее полнодифференцированных тел, а в виде самостоятельных секущих жил они встречены среди оливинитов и ийолитов.

Эти геологические данные, а также минералогические особенности (присутствие анкилита, дизаналита), по данным Н. З. Евзиковой [112, с. 59], позволяют присоединиться к мнению авторов монографии об эруптивной природе гранат-нефелин-пироксеновых флогопитоносных тел и о совмещении ряда из них с более поздним процессом образования карбонатитов, следовавшим позже по зонам контактов, трещиноватости и брекчирования.

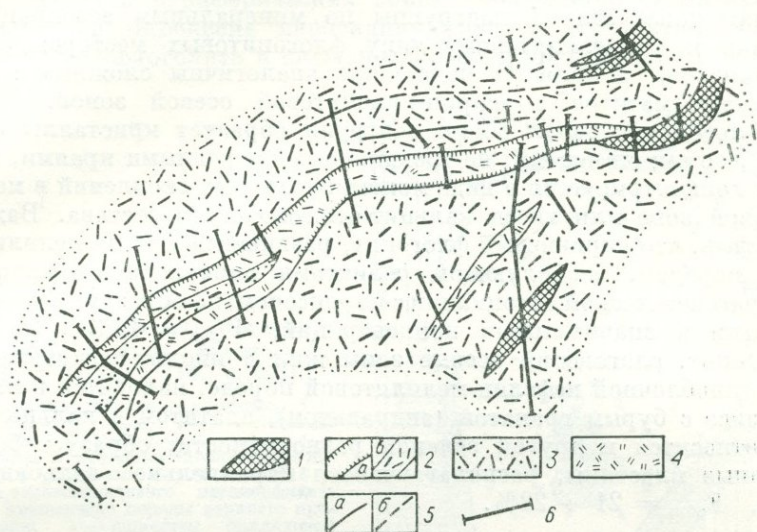


Рис. 41. Схематический план жильного тела на участке Эбе-Юрх массива Одихицча, по С. М. Прохоровой и другим, [112, с. 64].

1 — жилы флогопит-цеолит-кальцитовые; 2 — диопсидовый пегматоид: а — с ориентированным расположением кристаллов диопсида, б — с неориентированным расположением диопсида; 3 — диопсидовая порода, среднезернистая, массивная; 4 — зона флогопита с кальцитом, тремолитом, цеолитом, нефелином, апатитом; 5 — разломы: а — прослеженные, б — предполагаемые; 6 — канавы.

Нефелин-мелилитовые пегматоидные жилы приурочены к тем же участкам, что и ийолит-пегматоидные, но отличаются от последних резким преобладанием мелилита, отсутствием четкой зональности и приуроченностью флогопита непосредственно к мелилитовым породам. По морфологии тел и внутреннему строению среди описываемой группы пегматоидных жил различаются две подгруппы: с хорошо проявленной зоной крупноблочного мелилита и без нее. В обеих подгруппах жил выявлена зональность. Вмещающие мелко- и среднезернистые пироксен-мелилитовые нефелинизированные породы с обильными ксенолитами оливинитов одинаковы для обеих подгрупп. Для I подгруппы далее следуют: 1) зона крупноблочного мелилита и нефелина мощностью

от 1—2 до 15 м, с размером отдельных кристаллов до 20—40 см в поперечнике, 2) зона цеболлитизированного мелилита с гнездами волластонит-гранат-флогопит-кальцитового состава (типа гулитов на Гулинском месторождении) и 3) осевая зона апатит-кальцит-флогопитовая.

В жилах II подгруппы за вмещающими породами следует зона (мощностью 8—10 см) гранат-нефелинового состава с флогопитом, апатитом, цеолитами, содалитом и кальцитом. Можно видеть, что пегматоидные тела I подгруппы по минеральным ассоциациям близки к апомелилитовому типу флогопитовых месторождений (Гулинское), а тела II подгруппы аналогичны сложным телам ийолит-пегматитов с эгирин-кальцитовой осевой зоной.

Флогопит в телах обеих подгрупп образует кристаллы $5 \times 4 \times 6$ см; он чистый, не трещиноватый, с ровными краями, при этом концентрируется в виде мономинеральных скоплений в мелилитовой зоне или гнезд кальцит-флогопитового состава. Важно отметить, что коричневый флогопит, развивающийся по мелилитовым породам, изобилующим реликтами оливинитов, находится в парагенетической ассоциации с пироксеном, не образует крупных пластин и значительных концентраций, $F_{\text{общ}} = 14,3 \div 19,9\%$. Флогопит, слагающий осевые зоны жил в ийолит-пегматитах и в крупноблочной нефелин-мелилитовой породе, находится в парагенезисе с бурым гранатом (андрадитом), апатитом и кальцитом. Он относится к другой зеленой разновидности, образует более крупные пластины, располагающиеся параллельно зальбандам жил, $F_{\text{общ}} = 21 \div 22\%$.

Месторождение Маган

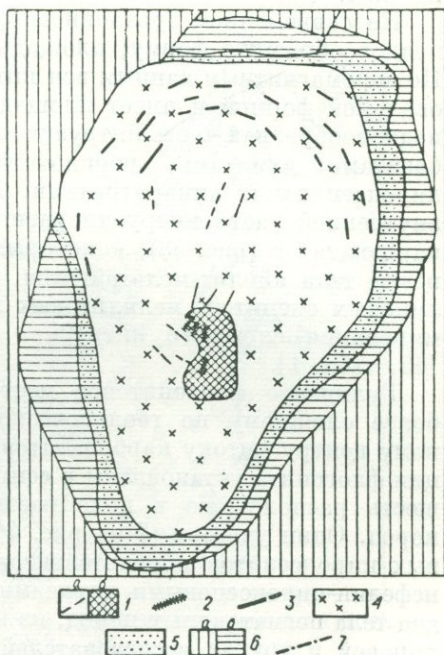
Маганский массив, общей площадью 42 км², сложен главным образом нефелин-пироксеновыми породами — ийолитами и нефелинизированными пироксенитами, среди которых в виде небольших блоков присутствуют измененные оливиниты и пироксениты (рис. 42). Породы дайковой фации представлены микроийолитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, сельвсбергитами, тингуаитами. С формированием ийолитов связано интенсивное проявление метасоматитов как во внутренних (слюдиты, зоны нефелинизации), так и во внешних (фениты, твейтозиты) зонах массива. Самыми молодыми являются породы карбонатитовой серии (карбонатиты, штаффелитовые брекчии, магнетитовые и апатитовые руды).

Флогопитоносные пегматоидные жилы нефелин-пироксенового состава расположены в центральной части массива, где они приурочены к тектоническим нарушениям субмеридионального простирания [30, 112]. По простиранию жилы прослежены на сотни метров, мощности их колеблются от 35 до 50 м, залегание почти вертикальное. В жилах хорошо проявлена зональность, осевая часть сложена нефелин-пироксен-флогопитовой или мономине-

ральной флогопитовой породой. Она осложнена раздувами, пережимами, ответвлениями; мощность зоны варьирует от 1 до 11,4 м. Кроме главных минералов (нефелина, флогопита, пироксена) здесь встречены нефелин и продукты его изменения, магнетит, кальцит, изредка апатит. По обе стороны от осевой части прослеживаются зоны гигантозернистых нефелино-пироксеновых пород, постепенно сменяющиеся зонами грубо- и среднезернистых ийолитов. Часто в периферических зонах наблюдается ориентировка кристаллов пироксена перпендикулярно к контактам жилы. Кристаллы флогопита в слюдоносной зоне иногда ориентированы

Рис. 42. Схема геологического строения массива Маган, по Л. С. Егорову [14, с. 497].

1 — карбонатиты: а — жильные, б — центрального тела; 2—3 — сиениты: 2 — нефелиновые, 3 — щелочные; 4 — ийолиты и нефелино-пироксеновые породы с реликтами пироксенитов; 5 — зона взкоконтактового метаморфизма; 6 — вмещающие породы верхнего протерозоя: а — доломиты бильянской свиты, б — кварциты и кварцито-песчаники мунгунской свиты; 7 — разломы.



вертикально. Размер их колеблется от 2×2 до 30×30 см, преобладают пластины размером 5×5 см. Толщина пачек колеблется от 2 до 10 см.

К настоящему времени прослежено 6 протяженных флогопитоносных жил в центральной части массива (см. рис. 42), сложенной ийолитами. Но почти все поле, как указывают С. М. Прохорова и другие [112, с. 70], пироксен-нефелиновых пород при наличии тектонических нарушений перспективно на обнаружение подобных жил. Коэффициент железистости флогопита месторождения Маган высок ($F_{\text{общ}} = 28 \div 32\%$), что, несмотря на хорошие технологические и механические показатели, снижает его перспективную оценку.

Самое крупное по запасам флогопита месторождение Северо-Сибирской провинции — Гулинское — приурочено к юго-восточной части одноименного массива. Месторождение было открыто Ю. М. Шейнманном и П. С. Фоминым в 1943 г. Ему посвящен большой ряд специальных работ Ю. М. Шейнманна [165, 168], Э. М. Эпштейна, Л. И. Аникеевой, Л. С. Егорова, Э. А. Ланды, Н. З. Евзиковой, А. Ф. Михайловой, С. М. Прохоровой и др. [46, 47, 112, 175]. В данной монографии краткое изложение геологии месторождения сделано по материалам указанных исследователей.

На современном эрозионном срезе Гулинская интрузия имеет подковообразную форму; площадь ее обнаженной части 550 км². По аэромагнитным данным вся интрузия в плане характеризуется овальной формой и имеет площадь около 1000 км². Обнаженная подковообразная часть интрузии сложена главным образом ультрабазитами: дунитами, перидотитами, пироксенитами, рудными пироксенитами, анкаратритами, меймечитами. В юго-восточной внутренней части интрузии расположены два локальных центра карбонатитов (рис. 43), к которым тяготеют также неполнокольцевые тела ийолит-мельтейгитов, шонкинитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, мелилитовых пород и метасоматитов. В формировании сложного интрузива выделяется ряд стадий и фаз [45, табл. 1].

Гулинское флогопитовое месторождение приурочено к наиболее сложному по геологическому строению южному локальному центру (штоку карбонатитов), при этом крупные концентрации флогопита установлены в семи участках (рис. 44), из которых шесть расположено в поле развития измененных мелилитовых пород. Один участок (4 на рис. 44) локализован среди нефелиновых пироксенитов и мельтейгитов и представлен пегматоидными нефелин-пироксеновыми породами. В пределах участка вскрыты два тела пегматоидных пород, из них одно, по данным С. М. Прохоровой и других исследователей [112], флогопитоносно.

Флогопитоносное тело ийолит-пегматита представляет собой линзу широтного простирания, круто (80°) наклоненную к югу. По простиранию оно прослежено на 60 м. В строении его отмечается зональность, обусловленная присутствием пород с различной текстурой и величиной слагающих зоны минералов. Периферическая зона сложена мелко- и среднезернистой нефелин-пироксеновой породой, сменяемой к центру зоной пегматоидного ийолита с радиально-лучистой (мощностью 2—3 м), а затем крупноблоковой текстурой (рис. 45). Во внешней зоне кроме породообразующих пироксена и нефелина в подчиненном количестве присутствуют меланит, магнетит и тонкочешуйчатый флогопит.

Флогопит локализуется в двух центральных зонах с радиально-лучистой и блоковой текстурой, где он концентрируется

в гнездах в виде крупных пластин размером от 5×8 до 30×40 см. В центральной зоне количество нефелина значительно превышает количество пироксена и одновременно наблюдается повышение содержания флогопита и апатита, последний в виде

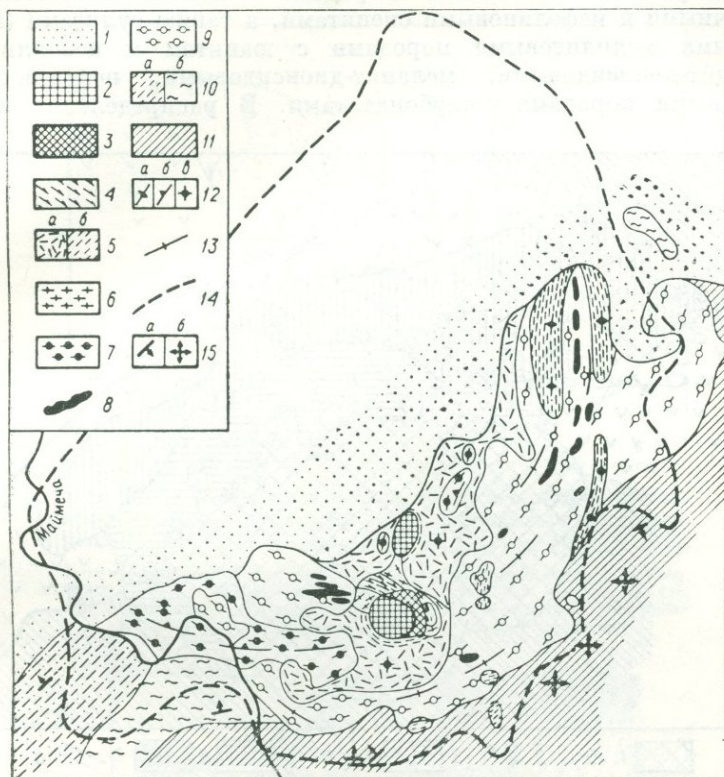


Рис. 43. Структурно-геологическая схема Гулинской интрузии, по Л. С. Егорову [45, с. 17].

1 — мезозойско-кайнозойские отложения Хатангского прогиба; 2 — карбонатиты; 3 — метасоматические породы; 4 — ийолит-мельтейгиты, 5 — анкаратриты и анкаратрит-пикриты с горизонтальным (а) и вертикальным (б) залеганием; 6 — перидотиты, пироксениты; 7 — меймечиты; 8 — рудные пироксениты и перидотиты; 9 — дуниты и перидотиты; 10 — дельканская свита: а — верхняя подсвита (трахибазальты, базаниты), б — нижняя подсвита (авгититы, пикритовые базальты, пикритовые порфириты, андезитобазальты); 11 — ноготская свита (долеритовые базальты); 12 — полосчатость в интрузивных породах: а — вертикальная, б — пологая, в — горизонтальная; 13 — пластовые трещины в дунитах и перидотитах; 14 — граница массива по геофизическим данным; 15 — залегание эффузивов: а — пологое, б — горизонтальное.

лучистых агрегатов пронизывает пироксен и флогопит (рис. 46). Сахаровидный апатит, кроме того, замещает нефелин. Размеры гнезд флогопита варьируют от $0,8 \times 1,2$ до 6×10 м. Пластины флогопита часто ориентированы вертикально. В кристаллах флогопита отмечается [112] интенсивная трещиноватость $F_{\text{общ}} = 31,5 \div 32,7$ до 41,4%.

Район месторождения, заключающего шесть слюдоносных участков, сложен магматическими и метасоматическими породами: биотитовыми перидотитами, кугдитами, оливковыми меллилитами, нефелиновыми пироксенитами, анкаратритами и анкаратрит-пикритами, жильными породами — ийолит-мельтейгитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, а также гулитами (измененными меллилитовыми породами с юанитом и цеболлитом), кальцит-диопсидовыми, меланит-диопсидовыми, нефелин-пироксеновыми породами и карбонатитами. В распределении пород

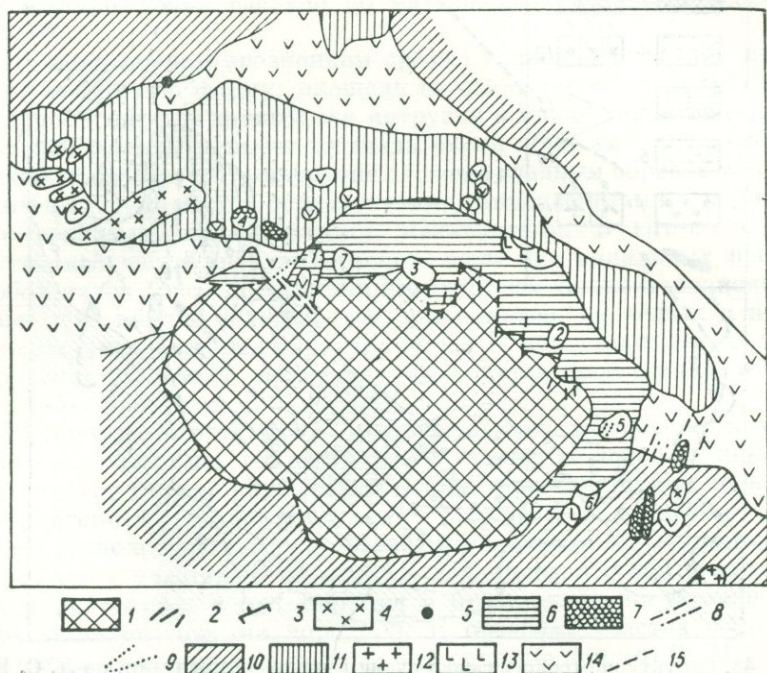


Рис. 44. Схематическая геологическая карта Гулинского месторождения, по С. М. Прохоровой и другим [112, с. 21].

1 — карбонатиты; 2 — жилы карбонатитов; 3 — щелочные сиениты, интенсивно карбонатизированные; 4 — щелочные и нефелиновые сиениты; 5 — эруптивная брекчия; 6 — апомеллилитовые породы; 7 — ийолит-пегматиты; 8 — ийолит-мельтейгиты; 9 — дайки анкаратрит-пикритов; 10 — анкаратриты и анкаратрит-пикриты; 11 — якупирангит-мельтейгиты; 12 — малиньиты и шонкинниты; 13 — оливковые меллилитолиты и кугдиты; 14 — перидотиты и пироксениты; 15 — разрывные нарушения; *цифры на карте* — номера слюдоносных участков.

месторождения устанавливается следующая зональность: наиболее древние ультрабазиты слагают краевые зоны участка месторождения; нефелинизированные пироксениты и мельтейгиты, а также слюдовмещающие меллилитовые породы и связанные с ними автоскарны располагаются в центре, примыкая к карбонатитовому «штоку». Все породы месторождения характеризуются непо-

стоянной, часто пегматоидной текстурой, несут признаки многократной перекристаллизации и аутометасоматоза.

Большинство флогопитоносных тел приурочено к западному и юго-восточному окончанию серповидного тела мелилитовых

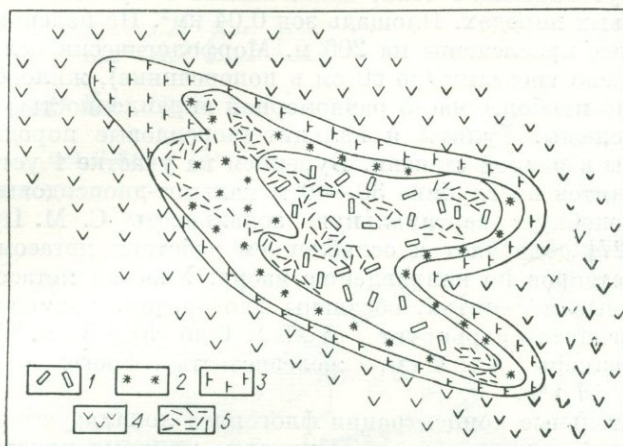


Рис. 45. Схематический план жильного тела нефелин-пироксеновых пород (участок 4 Гулинского месторождения), по С. М. Прохоровой и другим [112, с. 34].

1—3 — нефелин-пироксеновая порода крупноблоковая, пегматоидная (1), с радиально-лучистыми агрегатами пироксена (2), массивная мелко- и среднезернистая (3); 4 — якупирангит-мельтиты нефелинизированные; 5 — гнезда флогопита.

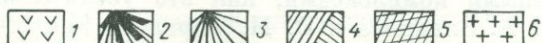
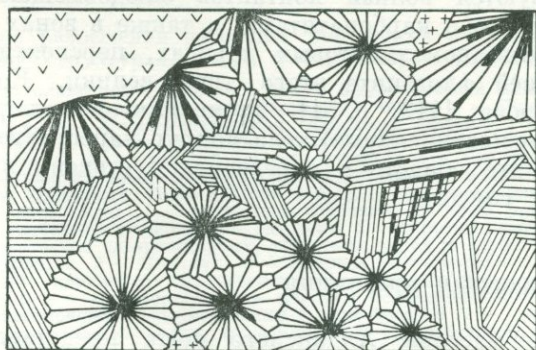


Рис. 46. Зона флогопитизации в пегматоидной нефелин-пироксеновой породе Гулинского месторождения, по С. М. Прохоровой и другим [112, с. 34].

1 — нефелин-пироксеновая порода; 2 — апатит; 3 — диопсид; 4 — флогопит; 5 — кальцит; 6 — нефелин.

пород, превращенных большей частью в кальцит-диопсидовые породы и гулиты, и к краевым зонам поля развития апомелилитовых пород — к контактам их с перидотитами и карбонатитами. Зоны ослюденения, по Э. М. Эпштейну [175], представляют собой крутопадающие тела, заключенные в гулитах и кальцит-диопсидовых породах. Площадь зон 0,04 км². По падению некоторые из них прослежены на 200 м. Морфологически ослюденение представлено гнездами (до 60 см в поперечнике), жилообразными телами, но наиболее часто равномерной вкрапленностью крупных пакетов слюды. Гулиты и кальцит-диопсидовые породы флогопитоносны в равной степени. Бурением на участке 1 установлена смена гулитов на глубине 30—40 м кальцит-диопсидовыми породами. Подобную вертикальную зональность С. М. Прохорова [112, с. 27] объясняет и ослаблением действия метасоматирующих растворов по направлению вверх. Участки метасоматитов, обогащенные меланитом, обеднены флогопитом. Размер кристаллов флогопита варьирует от 5 × 6 до 5 × 8 см. Наиболее часты размеры 5 × 6 см, железистость флогопита $F_{\text{общ}} = 14,5 \div 17,1\%$.

Значительные концентрации флогопита локализуются в зонах повышенной трещиноватости. При этом крупные кристаллы его часто деформированы и залечены кальцитом и апатитом. Апатит во многих случаях является и сопутствующим минералом в зонах повышенной трещиноватости, содержание его достигает 40—60%. На участке 5 (см. рис. 44) флогопит ассоциирует с волластонитом, андрадитом и апатитом.

Поскольку флогопитовые концентрации в апомелилитовых породах локализуются вблизи контактов слюдовмещающих пород с ультрабазитами и карбонатитами, а также в зонах трещиноватости в самих апомелилитовых породах, перспективы обнаружения залежей флогопита этого типа велики. Как отмечает С. М. Прохорова [112, с. 51], апомелилитовые породы «образуют крупные (серповидные) тела вокруг карбонатитов ... практически вся эта область в определенной степени перспективна в отношении слюды».

Восточно-Алданская провинция

Щелочные массивы Алданского щита представлены двумя разновозрастными комплексами, как это убедительно показано в работах А. А. Ельянова и В. М. Моралева [49, 51]: предвендским, ингилийским комплексом (массивы Арбарастах и Ингили) и юрско-нижнемеловым кондерским (массивы Кондер, Инагли, Чад и Сыбахский). Массивы обоих комплексов расположены вблизи от южной окраины Сибирской платформы. Большая часть их находится среди пород кристаллического фундамента и контролируется зонами пересечения (рис. 47) субширотных, параллель-

ных южноалданскому краевому шву, и субмеридиональных разломов [49]. Массивы эпипротозойского (предвендского) комплекса Ингили и Арбарастах прорывают кристаллические породы архея и терригенные толщи верхнего протерозоя и в свою очередь пере-

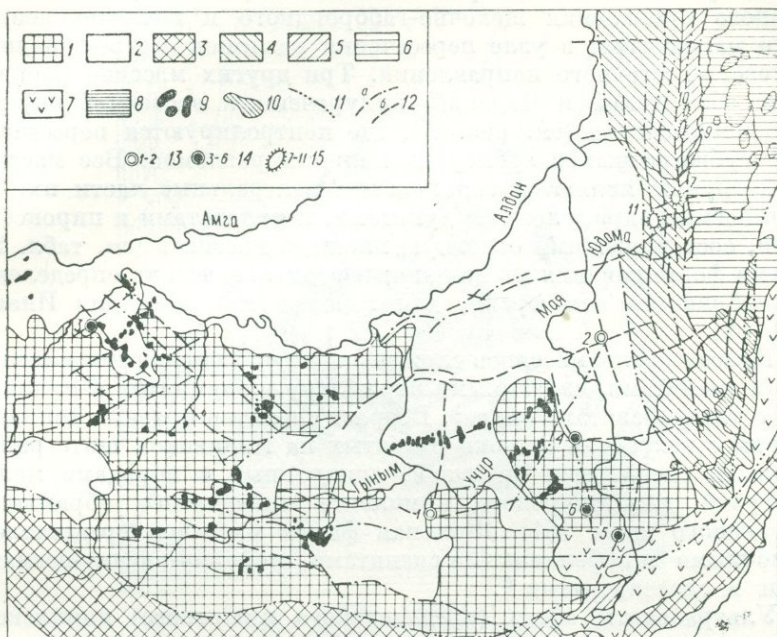


Рис. 47. Схема размещения щелочных комплексов на Алданском щите и в сопредельных структурах, по А. А. Ельянову и В. М. Моралеву [49].

1, 2 — Сибирская платформа (Алданский щит и Учуро-Майская плита): 1 — выступы кристаллического фундамента, 2 — платформенный чехол; 3 — Джугджуро-Становая геосинклиналь; 4—6 — Южно-Верхоянская складчатая система: 4 — Юдомо-Майское краевое поднятие, 5 — Сетте-Дабанское складчато-блоковое поднятие, 6 — Аллах-Юнский синклиниорий; 7 — Охотский вулканогенный пояс; 8 — меловые гранитоиды Аллах-Юня; 9 — нижнемеловые массивы алданского комплекса щелочных и щелочно-земельных пород (Былламах, Томмот, Якокут и др.); 10 — нижнемеловые гранитоиды Джугджурского комплекса; 11 — важнейшие глубинные разломы (краевые и внутренние швы); 12 — глубинные разломы: а — сквозные, б — скрытые массивы предвендского ингилийского комплекса ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов (цифры на карте: 1 — Арбарастах, 2 — Ингили); 14 — массивы юрско-раннемелового кондерского полиформационного комплекса ультраосновных и щелочных пород (3 — Инагли, 4 — Кондер, 5 — Чад, 6 — Сыбахский); 15 — массивы позднемелового сетте-дабанского комплекса ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов (7 — Озерный, 8 — Поворотный, 9 — Гек, 10 — Воин, 11 — Хамшинский).

крыты осадочными толщами нижнего кембрия. Они представлены не крупными (10—36 км²) телами, сложенными пироксенитами, нормальными и ослуденелыми, мельтейгитами и ийолитами, а также щелочными сиенитами и породами карбонатитовой серии (апатит-магнетит-форстеритовыми породами, доломитовыми, кальцит-доломитовыми и кальцитовыми карбонатами). Железо-апатитовые руды и карбонатиты приурочены к центральной и внутренней

частям массива, и лишь отдельные жильные тела карбонатитов располагаются в экзоконтактовом ореоле среди фенитов.

Массивы кондерского комплекса являются полихронными и гетерогенными или полиформационными. Один из них — Инаглинский — расположен в Центральном алданском районе в участке интенсивного проявления щелочно-габброидного и щелочно-сиенитового магматизма, в узле пересечения разломов северо-западного и северо-восточного направлений. Три других массива (Кондерский, Сыбахский и Чадский) приурочены к восточной окраине Алданского щита (см. рис. 47), где контролируются пересечениями субширотных и субмеридиональных разломов. Все массивы этой группы являются зональными: центральные части их, так называемые ядра, сложены дунитами, перидотитами и пироксенидами, составляющими основную площадь массивов (см. табл. 11). Время формирования их по данным радиологических определений докембрийское или юрское для Кондера и юрское для Инагли [40, 51].

Краевые зоны массивов сложены щелочноземельными и щелочными сиенитами, связанными через зону шонкинитов и малиньитов с ультрабазитами «ядра». Возраст сиенитов краевых зон сопоставим с возрастом широко развитых на Алданском щите раннемеловых сиенитовых интрузий, синхронных с породами малых интрузий джугджурского комплекса складчатого обрамления Алданского щита [51]. Жильная фация массивов представлена щелочными и нефелиновыми сиенитами, нефелин-сиенит-пегматитами и спессартитами*.

Ультрабазиты обоих (предвендского и юрского) комплексов не имеют аналогов в складчатом обрамлении и на территории Алданского щита, что подчеркивают многие исследователи щелочно-ультраосновного магматизма и что может свидетельствовать о независимости платформенного ультрабазитового магматизма, контролируемого зонами глубинных разломов. Массивы двух указанных комплексов различаются и по металлогенической специализации (см. табл. 11). Так, типичные представители щелочно-ультраосновной карбонатитовой формации натрового ряда характеризуются редкометальной минерализацией и несут железо-апатитовое оруденение (табл. 20) и флогопит (массив Арбарастах). Массивы более молодой кондерской группы, являющиеся гетерогенными представителями ультраосновного и щелочно-сиенитового магматизма калиевого ряда и, возможно, соответствующие «особой линии развития», по Ю. М. Шейнманну и др. [168, с. 33], отличаются от массивов первой группы повышенным содержанием в ультрабазитах хрома (см. табл. 11). Флогопитоносными являются аподуниты Инаглинского массива.

* Нашими исследованиями в 1975 г. установлено, что описываемые А. А. Ельяновым и В. М. Моралевым [50, 51] на Кондере «мобилизованные карбонатиты» являются скарнами, возникшими за счет вмещающих кальцифиров и мраморов.

Слюдопроявление Арбарастах

Массив Арбарастах Восточно-Саянской провинции приурочен к ступенчатому горсту Идюмо-Хайканского сводового поднятия. На современном эрозионном срезе массив имеет форму эллипса



Рис. 48. Схема геологического строения Арбарастахского массива, по А. Харченкову, Ю. Славутскому [50], дополнена по данным Л. С. Бородина и другим [13].

1 — пикритовые порфиры; 2 — канкринитовые сyenиты; 3 — породы карбонатитовой серии: а — кальцитовые, доломитовые и анкеритовые карбонатиты; б — апатито-магнетито-форстеритовые породы (камафориты); 4 — ослоденелые пироксениты; 5 — фениты, 6 — фенитизированные гнейсы; 7 — карбонатные породы (первично-осадочные инвандированные по А. А. Ельянову и В. М. Моралеву); 8 — сутамская свита архея (гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, кальцифиры); 9 — кюрканская свита архея (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты); 10 — граниты архея; 11 — разломы; 12 — границы пород: а — прослеженные, б — предполагаемые.

(6,7 × 5,3 км) общей площадью около 27 км² и зональное строение. Такое строение обусловлено концентрическим расположением линзовидных и жильных тел карбонатитов и даек нефелиновых и щелочных сyenитов среди ослоденелых рудных пироксенитов, слагающих сам массив (рис. 48). В центральной части массива развиты жилы, прожилки и неполнокольцевые тела магнетит-форстеритовых и магнетит-хондродит-apatитовых пород, на площади около 0,3 км², являющихся рудами на железо и апатит [13, 136].

Флогопит приурочен к полю измененных (амфиболизированных, нефелинизированных и флогопитизированных) пироксенитов. Многочисленные гнезда и жилы слюдитов часто объединяются в штокверки и субпараллельные сближенные линзовидные тела по всему штоку пироксенитов. При этом в краевой зоне массива среди них встречается масса фенитов со слюдяно-пироксеновой реакционной каймой, а в центральной части массива, наряду с пироксен- и пироксен-амфибол-флогопитовыми слюдитами присутствуют флогопитовые слюдиты с апатитом, форстеритом, хондритом и кальцитом, сопровождающие образование магнетит-форстеритовых и магнетит-форстерит-апатитовых пород (так называемых камафоритов или фоскоритов).

Флогопит из флогопит-пироксеновых пород, содержание и запасы которого значительны, характеризуется высокой железистостью ($F_{\text{общ}} = 27 \div 28\%$); более поздний флогопит, образование которого сопряжено с формированием фоскоритов, отличается пониженной железистостью ($F_{\text{общ}} = 7 \div 11\%$, данные Л. С. Бородина и др. [13, с. 100—101]). Размеры слюдоносных тел, технологико-экономические показатели и запасы Арбарастанского месторождения к настоящему времени недостаточно выяснены. При комплексной разработке фоскоритов, несущих железо-апатитовое оруденение [13, 27, 28], могут извлекаться и высокомагнезиальные слюды — флогопит и вермикулит.

Вермикулит-флогопитовое месторождение Инагли

Инаглинский массив расположен в северо-западной краевой части Алданского щита и приурочен к узлу пересечения двух региональных систем глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простирания. Массив имеет округлую в плане форму и площадь около 20 км².

Почти вся его площадь сложена дунитами, в краевой зоне которых располагается кольцевое тело перидотитов и пироксенитов мощностью от 40 до 150—200 м. Более мелкие неполнокольцевые тела перидотитов и пироксенитов установлены в северной и южной частях массива (рис. 49). Периферическая зона массива сложена шонкинитами и меланократовыми сиенитами, повсеместно граничащими с дунитами «ядра» через зону перидотитов и пироксенитов. Шонкиниты и ультрабазиты пересекаются щелочными сиенитами и сиенит-пегматитами, слагающими неполнокольцевые линзовидные тела и радиальные дайки в краевой, а также во внутренних частях массива.

К неполнокольцевым и коническим разломам во внутренней части массива, фиксируемым телами щелочных сиенитов и сиенит-пегматитов, приурочены и контактово-реакционные тела продуктивных полевошпато-диопсид-флогопитовых пород и слюдитов, представленных на современном эрозионном срезе диопсид-вермикулитовыми слюдитами.

В пределах массива установлены промышленные скопления слюды — флогопита и вермикулита. Последний приурочен к площадной коре выветривания, развитой на дунитах ядра, мощность

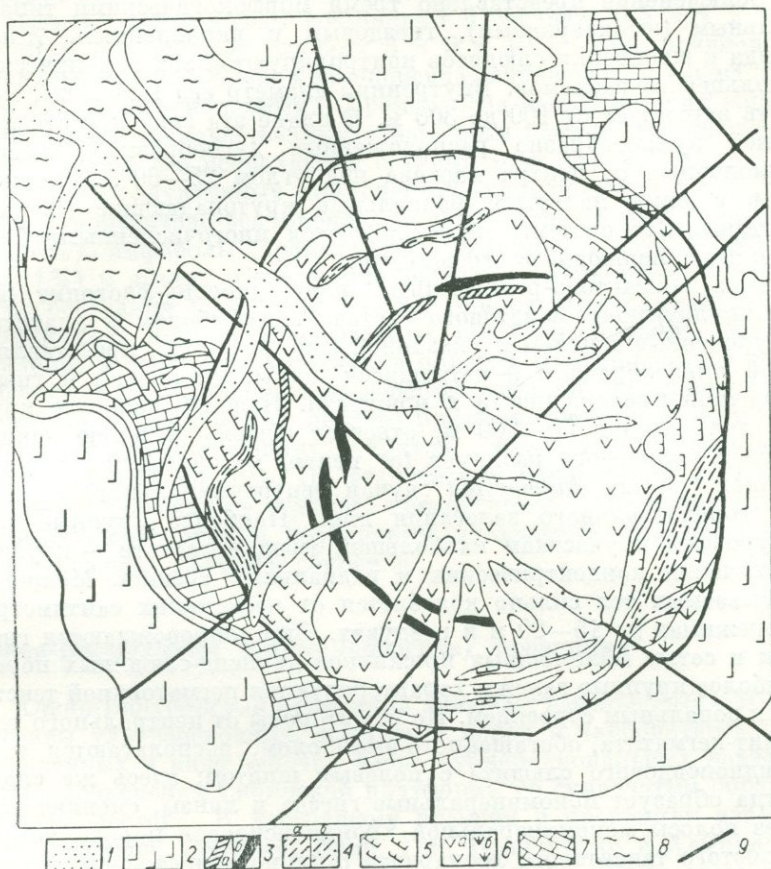


Рис. 49. Схема геологического строения массива Инагли, по А. Н. Угрюмову, В. И. Лядину; Е. П. Максимова [88], С. М. Кравченко и Е. В. Власовой [75].

1 — четвертичные отложения, 2 — сиенит-порфиры, 3 — пегматиты: а — щелочные, б — диопсид-вермикулитовые; 4 — щелочные сиениты: а — лейкократовые, б — меланократовые; 5 — шонкиниты и малинбиты; 6 — ультрабазиты: а — дуниты и б — перидотиты и пироксениты; 7 — доломиты и известняки юдомской свиты нижнего кембрия; 8 — сланцы и гнейсы федоровской свиты архея; 9 — разломы.

ее 3—5 м. В пределах кольцевой зоны разломов, в зоне брекчированных и трещиноватых дунитов, установлена линейная кора выветривания, прослеженная, по данным А. М. Корчагина [73, 74], буровыми скважинами до глубины 120 м.

К настоящему времени разведано и изучено главным образом ослюденение коры выветривания; о месторождении первичной

слюды можно судить по косвенным данным А. М. Корчагина, Б. П. Фоменкова [73, 147], посвященным вермикулит-флогопитовому месторождению Инагли.

Ослюденение представлено тремя морфологическими типами: жильным (штокверковым), гнездовым и вкрапленным. Жилы, гнезда и штокверки слюдитов контролируются зоной конического и кольцевого разломов. Внутренний диаметр его 1,5—2 км, мощность варьирует от 100 до 300 м. В плане эта зона представлена серией кулисообразно расположенных дугообразных трещин, наклоненных от центра массива под углом 25—60°. Сопряженными с ними являются радиальные крутопадающие (80—90°) трещины. Обе системы сопровождаются многочисленными более мелкими оперяющими трещинами.

Тела контактово-реакционных пород диопсид-флогопит (или вермикулит)-полевошпатового состава с амфиболом и апатитом, приуроченные в целом к указанной зоне разломов, представляют собой линзообразные и ветвящиеся жилы, штокверки и гнезда различной протяженности и мощности. Падение наиболее крупных тел, длиной 50—200 м, отвечает общему падению конического и кольцевого разломов (от центра массива или почти вертикально), реже отмечаются случаи центроклиналиного падения или горизонтального залегания жил. Наиболее крупные тела приурочены к участкам наибольшей трещиноватости — к узлам пересечения концентрических и радиальных трещин. Мощность описываемых тел сильно колеблется от нескольких сантиметров в пережимах до 15—20 м в раздувах. Они сопровождаются гнездами и сетью маломощных прожилков диопсид-слюдяных пород. Наиболее крупные залежи характеризуются пегматоидной текстурой и зональным строением. По обе стороны от центрального тела сиенит-пегматита, обогащенного амфиболом, располагаются зоны хромдиопсидового слюдита с полевым шпатом; здесь же слюда иногда образует мономинеральные гнезда и линзы, сменяющиеся через полосы мономинеральной хромдиопсидовой породы зонами пятнистого такситового леопардита (крупнозернистой изумрудно-зеленой породы), крупнокристаллического хромдиопсидолита с темными пятнами — реликтами рудного дунита. Дуниты при контактовых участках интенсивно серпентинизированы и обогащены дендритовидным и пластинчатым магнетитом, благодаря чему они приобрели здесь более темную окраску.

Границы зон, как правило, резкие, мощность зон лежачего бока, по данным А. М. Корчагина [73, 74], больше по сравнению с мощностью реакционных зон висячего бока. Часты тела с неотчетливо выраженной зональностью или с «выпавшими» зонами леопардита или сиенит-пегматита. Иногда вместо последнего присутствует лишь зона слюдита, обогащенного силикатами (хромдиопсидом, амфиболом, полевым шпатом).

В среднем мощности зон контактово-реакционных продуктивных пород, выраженные в объемных процентах, следующие:

леопардит — 10, мономинеральная зона хромдиопсида — 20, хромдиопсид-слюдяная с полевым шпатом — 60, слюдит — 3, диопсид-полевошпат-амфибол-слюдяная — 7.

Размеры гнезд слюды составляют в среднем $0,5 \times 1 \times 1$ м, достигая в отдельных случаях $3 \times 3 \times 10$ м. Они соизмеримы с размерами гнезд и зон хромдиопсида, являющегося также ценным полезным ископаемым. Хромдиопсид месторождения Инагли является высококачественным ограночным камнем, и в настоящее время запасы его исчисляются сотнями тонн сырья [100].

Кроме продуктивных компонентов (хромдиопсида и вермикулита) в контактово-реакционных породах присутствуют ортоклаз (до 10%), амфиболы (арфведсонит и эккерманит до 3%), серпентин (1%) и апатит. Содержание последнего варьирует от 2—3 до 10%, составляя в среднем 3—4%. В коре выветривания кроме вермикулита по трещинам развиты халцедон, кальцит, монтмориллонит и сепиолит. Флогопит в породах Инаглинского массива наблюдается как продукт замещения оливина, хромдиопсида и амфибола. Практический интерес представляет только флогопит, возникающий по оливину дунитов, железистость флогопита варьирует от 6 до 18%. По техническим показателям [73] инаглинский флогопит не уступает ковдорскому. Для окончательной промышленной оценки необходимы дальнейшие работы, предусматривающие глубокое бурение.

Южно-Верхоянская (Сетте-Дабанская) провинция

Южно-Верхоянская провинция включает небольшие (1—10 км²) массивы ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, расположенных в виде цепочки вдоль субмеридиональных разломов в зоне сочленения Сибирской платформы со складчатым обрамлением на востоке. К настоящему времени в провинции известно пять массивов. Озерный, Воин, Гек, Поворотный и Хамнинский (см. рис. 47). Возраст их позднедевонский по взаимоотношениям сетте-дабанских массивов с вмещающими породами, включающими живецкие отложения в восточной части Южного Сетте-Дабана [51].

По поводу структурной позиции массивов сетте-дабанского девонского комплекса существуют различные мнения, как и по поводу структуры Южного Верхоянья — структуры переходного типа от платформы к складчатой зоне. А. А. Ельянов и В. М. Моралев в специальных работах [49, 51], посвященных анализу тектонического положения сетте-дабанского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса, подчеркивают приуроченность массивов к зонам «глубинных разломов, расположенных в пределах складчатой области, причем глубинный магматизм проявился здесь не в эпоху складчатости и превращения геосинклинали в платформу, а до этой эпохи. Ультраосновной щелочной магма-

тизм развивался здесь в пределах специфической активизированной зоны разлома в догеосинклинальную стадию, когда тектонический режим Южного Верхоянья имел субплатформенный (миогеосинклинальный) характер» [51, с. 37—39].

Массивы сетте-дабанского комплекса представлены резко удлиненными в плане телами, сложенными измененными пироксенидами, мельтейгитами, ийолитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами и карбонатитами различного состава (кальцитовыми, кальцито-доломитовыми и анкеритовыми). Массивы Сетте-Дабанской провинции не имеют четко выраженного конфокального строения и в зависимости от глубины эрозионного среза, как указывают А. И. Гинзбург и Е. М. Эпштейн [28, 101], в них меняется внутреннее строение: преобладают щелочно-ультраосновные породы или карбонатиты. Характерна пространственная и временная связь массивов этой провинции с кимберлитами (массив Поворотный). В практическом отношении представляют интерес лишь карбонатиты, несущие флюоритовую минерализацию и апатит. Вследствие малых размеров и преобладания в составе массивов пород щелочной и карбонатитовой серий в настоящее время перспективы флогопитоносности их определяются как отрицательные.

Восточно-Саянская провинция

Массивы Восточно-Саянской провинции располагаются южнее глубинного Ангарского разлома и локализуются в оперяющих

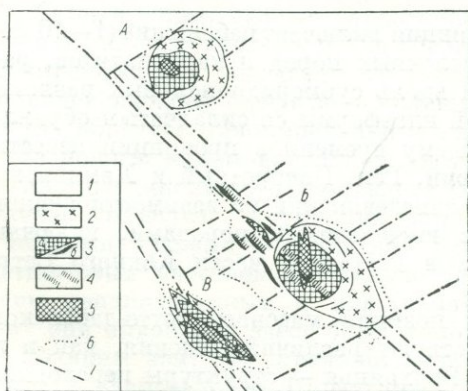


Рис. 50. Схема размещения и внутреннего строения массивов Восточно-Саянской провинции, по А. А. Фролову [151].

1 — вмещающие толщи верхнего протерозоя; 2 — щелочные породы, ийолиты, щелочные и нефелиновые сиениты; карбонатиты; 3 — кальцитовые штокверки (а) и жилы (б); 4 — доломитовые, 5 — анкеритовые; 6 — ореол фенитизации; 7 — разломы. Массивы: А — Тагнинский; Б — Центральный, В — Западный.

его разломах второго порядка [148, 151]. Три массива залегают в протерозойских образованиях, сохранившихся среди пород архея в крупном грабене, четвертый — Жидойский — располагается юго-восточнее в наиболее глубоко эродированных, супракристалльных породах архея. Все массивы приурочены к ослабленным участкам на пересечении крупных разломов северо-западного простирания с более мелкими поперечными нарушениями. А. А. Фроловым и другими исследователями установлено, что в зависимости от положения массивов непосредственно

в зоне глубинного разлома или в стороне от него меняются общая конфигурация интрузива, его внутренняя структура и проявление стадийности карбонатитообразования в постмагматической истории формирования [148, 151]. Возраст массивов Восточно-Саянской провинции среднепалеозойский.

Все массивы имеют небольшие размеры, представлены на современном эрозионном срезе эллипсоидальными или округлыми телами, сложенными породами щелочных мельтейгит-ийолитовой и нефелин-сиенитовой серий и карбонатитами (рис. 50). Среди последних установлены четыре разновидности, отличающиеся минеральным составом, металлогеническими особенностями и временем образования. Необходимо подчеркнуть большую роль калиевых метасоматитов (микроклинитов) в сложении одного из массивов (Большетагнинского) провинции и флюоритовой минерализации, наложенной на карбонатиты [134, 135, 148, 152].

В целом карбонатиты Восточно-Саянской провинции, как и карбонатиты Сетте-Дабана, характеризуются металлогенической специализацией на апатит, фтор, молибден, барий и др. [109, 110, 133, 134, 148, 152]. В отношении флогопита массивы указанной провинции неперспективны, так как в ней почти нет ультрабазитов, а следовательно, и продуктов их изменения. Исключение составляет небольшой по площади (1,5—2 км²) Жидойский массив, по данным А. А. Конева [67] состоящий из пироксенитов, несущих титаномагнетитовое оруденение, а постмагматические образования (в том числе и слюдиты) не получили широкого развития.

Приенисейская провинция

Эта провинция представлена Енисейским массивом щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов и отдельными выходами щелочных пород (щелочных габброидов, лампрофиров и др.) [7, 8, 128]. Все они приурочены к разломам, оперяющим структурный шов — глубинный разлом, отделяющий платформу на западе от складчатого обрамления [7, 128].

Наиболее крупный Енисейский массив имеет округлую форму и зональное строение. Большая периферическая зона его сложена нефелиновыми сиенитами, сменяющимися к центру пироксенитами, мельтейгит-ийолитами и щелочными сиенитами. Во внутренних частях массива интенсивно проявлены процессы калишпатизации, амфиболизации, альбитизации и карбонатизации. Меланократовые породы превращены в амфибол-apatит-слюдистые породы. С карбонатитами генетически связаны прожилки сидеритового и сидерит-флюоритового состава, несущие сульфидную и апатитовую минерализацию [8].

Вмещающие породы представлены нижнепротерозойскими кристаллическими сланцами и гранитоидами фундамента и доломи-

тами ленского яруса нижнего кембрия. Возраст массива, по данным С. И. Гурвич и других, кембрийский, по данным В. П. Белова [8], — среднепермский.

В. П. Беловым [7, 8] в экзоконтактовой (северной) зоне массива описаны флогопитсодержащие скарны и флогопитовые слюдиты. Они приурочены к контакту щелочных сиенитов с вмещающими доломитами и представлены линзовидными телами мощностью от нескольких до первых сотен метров. В скарнах установлена следующая зональность (от вмещающих доломитов к щелочным сиенитам): 1) форстерит — карбонат, 2) шпинель — форстерит; 3) диопсид — шпинель — форстерит; 4) шпинель-диопсид. Флогопит образуется по шпинель-форстеритовым разновидностям скарнов и наблюдается в виде мономинеральных слюдитов, также образующих маломощные линзы. Флогопит слагает мелкие (0,2—0,4 мм) листочки и мелкочешуйчатые агрегаты. Согласно показателям преломления и химическому составу слюды, приведенным В. П. Беловым [7, с. 394], флогопит маложелезист ($F_{\text{общ}} = 0 \div 5\%$).

В настоящее время экономическая оценка флогопитсодержащим породам Приенисейской провинции еще не дана. Но сам факт обнаружения высокомагнезиальных слюд не только во внутренней, но и в экзоконтактовой зоне щелочных и щелочно-ультраосновных массивов расширяет перспективы обнаружения такого типа слюдопроявлений и месторождений.

Сходным в генетическом отношении, как указывает В. П. Белов [7], является флогопит скарнов из контактовой зоны Сынырского щелочного массива другой (нефелин-сиенитовой) формации. Флогопитсодержащие скарны крупнейшего (площадью 550 км²) нефелин-сиенитового массива описаны Г. В. Андреевым [2]. По запасам флогопита ($F_{\text{общ}} = 3 \div 5\%$, размер кристаллов 0,2—3 см) Сынырское слюдопроявление не имеет практического значения в настоящее время, и лишь при разработке высококалевых и высокоглиноземистых пород — сыныритов — целесообразно возобновление ревизионных работ по установлению перспективной оценки экзоконтактовых образований.

В этом же плане необходимо усилить внимание на изучение контактовых ореолов щелочных массивов и других формаций интрузивных пород: щелочно-габброидной (Западно-Таласской, Алданской провинций), нефелиновых и щелочных сиенитов типа указанного сынырского комплекса и других, контактирующих с доломитами.

Кокчетавская провинция

Кокчетавская провинция (красномайский комплекс) насчитывает ряд линейно вытянутых тел, приуроченных к субширотному разлому в северной части Кокчетавской глыбы. Четыре наиболее крупных массива — Барчинский, Карлыкульский, Красномай-

ский и Павловский (площадью 4—4,5 км²) — расположены в зоне глубинного разлома, прослеженного на десятки километров и отграничившего глубоко метаморфизованные породы архея (гранито-гнейсы и др.) от сланцевых свит верхнего протерозоя (рис. 51). Все массивы прорывают и контактово изменяют вмещающие породы верхнего протерозоя. Возраст их методами радиогеохронологии определяется как ранне- и среднепалеозойский — кембрийский: 540—500 млн. лет по слюдам, согласно данным

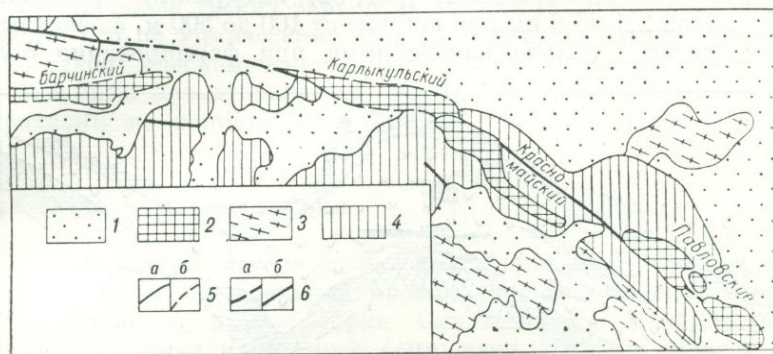


Рис. 51. Схема размещения щелочно-ультрасосновных массивов Кокчетавской провинции, по Н. П. Михайлову с учетом данных Ю. М. Зорина [96, с. 299].

1 — кайнозойские отложения; 2 — щелочно-ультрасосновные массивы красномайского комплекса; 3 — кварциты и сланцы кокчетавской свиты; 4 — гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и эглогиты зерендинской серии; 5 — границы массивов по скважинам (а) и магнитометрическим данным (б); 6 — разломы: а — предполагаемые, б — прослеженные.

И. А. Ефимова и Л. А. Косинцевой [5], и 480—500 млн. лет, согласно данным Ю. М. Зорина и В. П. Яковенко [96, 177].

Со щелочно-ультрасосновным магматизмом Кокчетавской глыбы по времени формирования сопряжено становление расслоенного никеленосного златогорского комплекса перидотит-пироксенит-норитовой формации [96], также расположенного в северной части Кокчетавской глыбы.

Массивы красномайского комплекса представляют собой трещинные интрузивы (см. рис. 51) и сложены главным образом пироксенитами с подчиненной ролью шонкинитов, пересекаемых многочисленными дайками щелочных и нефелиновых сиенитов и жилами карбонатитов. В ультрасосновных породах широко проявлены меланитизация, фельдшпатизация, флогопитизация и карбонатизация. С указанными процессами связаны также явления перераспределения фосфора с образованием высоких концентраций апатита в зонах ослюденения.

Массивы Кокчетавской провинции являются перспективными в отношении комплексных месторождений на апатит и вермикулит, приуроченных к развитой здесь коре выветривания.

Слюдопроявления Барчинское и Красномайское

Слюдопроявления приурочены к одноименным массивам Кокчетавской провинции. Массивы представлены линейно ориентированными пластинообразными (рис. 52) интрузиями трещинного типа длиной 2,4—4,6 км при ширине от 100 до 500 м, сложенными пироксенитами, сильно измененными при формировании более

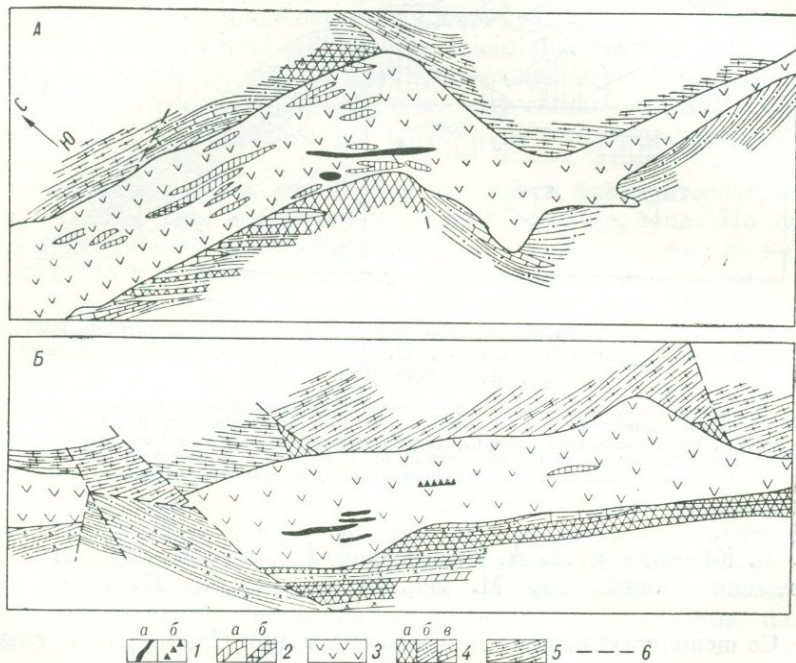


Рис. 52. Схемы геологического строения Красномайского (А) и Барчинского (Б) массивов, по Ю. М. Зорину и В. П. Яковенко [96, 177].

1 — карбонаты: а — собственно карбонаты, б — апатито-магнетито-карбонатные породы с брекчиевой текстурой; 2 — сиениты: а — щелочные, б — нефелиновые (либнеритовые); 3 — пироксениты биотитовые и меланитовые; 4 — кварциты (а), сланцы (б) и мраморы (е) кокчетавской свиты; 5 — гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и эклогиты зерендинской серии; 6 — разломы.

поздних дифференциатов — шонкинитов, нефелиновых и щелочных сиенитов и карбонатов, залегающих в виде даек и жил. Изменение рудных и безрудных пироксенитов (диаллагитов) проявилось в перекристаллизации, фельдшпатизации, гранатизации, биотитизации и апатитизации [52, 96].

Магнезиально-железистые слюды являются постоянной составной частью (8—12% объема) пироксенитов, слагающих основной объем массивов. Они образуют равномерную вкрапленность, замещая пироксен, а также гнезда и жилы в пироксенитах, составляя 30—60% объема породы. В отдельных участках слюдиты слагают жилоподобные и линзовидные тела. Состав слюд и размер пластинок сильно варьируют: преобладающий диаметр пластинок 0,5—3,0 м², изредка встречаются кристаллы до 6 см. Железистость слюд из пироксенитов колеблется от 16,7 до 31,50%; содержание двуокиси титана варьирует от 0,58 до 2,00% [52]. Можно видеть, что по химическому составу первичные (негидратированные) слюды красномайского комплекса не отвечают современным требованиям промышленности. В настоящее время массивы перспективны на вермикулит и апатит [52, 177].

Сихотэ-Алинская провинция

Кокшаровский массив, являющийся пока единственным представителем Сихотэ-Алинской провинции, расположен в краевой части главного антиклинория Сихотэ-Алиня, где приурочен к зоне разрывных нарушений, сопряженных в свою очередь с региональными разломами северо-восточного простирания [57, 58]. Указанная зона и узлы ее пересечения с региональными дислокациями трассируются выходами щелочных базальтоидов и нефелиновых сиенитов Погинского массива того же возраста на расстоянии 50 км при ширине около 40 км. Кокшаровский массив представлен резко удлиненным в северо-восточном направлении телом (15 × 1,5 км) и сложен пироксенитами и якупирангитами, интенсивно ослюденелыми и амфиболизированными. В виде даек и жил, ориентированных субпараллельно зоне разлома и телу пироксенитов, представлены нефелиновые сиениты, ийолит-мельтейгиты и небольшие тела карбонатитов.

Массив прорывает и метаморфизует вулканогенно-осадочные отложения позднего палеозоя (С — Р₁) и его нижняя возрастная граница определяется как послераннепермская. По данным радиогенных определений возраст ультрабазитов (172 млн. лет) и щелочных пород (140—160 млн. лет) близок и датируется ранним мезозоем. По геологическому положению кокшаровский комплекс можно рассматривать как приуроченный к зоне разлома, секущей главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, представлявший собой в мезозое структуру типа срединного массива. Четко выраженный линейный тип интрузива, редуцированность петрографических серий пород (отсутствие оливинитов, малое развитие пород мельтейгит-ийолитовой серии и карбонатитов), петрохимические и геохимические особенности слагающих массивы пород сближают описанный массив с красномайским комплексом Кокчетавской глыбы. Он так же мало перспективен в отношении высоко

качественного высокомагнезиального флогопита. Как подчеркивает Б. Л. Залищак [57], несмотря на то, что пироксениты, составляющие основной объем интрузива, подверглись интенсивной биотитизации и амфиболизации, а в отдельных зонах содержание биотита или амфибола может достигать 80—90% (в среднем содержание слюды по опробованию в горных выработках 6—8%), практические перспективы имеют лишь гидратированные слюды коры выветривания.

Первичный флогопит является высокотитановым ($TiO_2 = 3,64 \div 6,0\%$), высокожелезистым ($F_{\text{общ}} = 32 \div 35\%$) и содержит тонкие включения рутила и гематита в виде сагенитовой решетки. Указанные особенности наряду с малыми размерами кристаллов снижают технико-экономические показатели флогопита.

Заканчивая краткий обзор типовых провинций щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов территории Советского Союза, подчеркнем их особенности в зависимости от структурного положения и состава вмещающих пород. Наиболее крупные (по количеству массивов, их размерам и флогопитоносности) провинции щелочно-ультраосновных массивов размещаются в пределах щитов и активизированных краевых зон платформ. На Балтийском щите Карело-Кольская провинция, являющаяся северо-восточным окончанием линеамента Фенноскандии, представляет собой пример провинции, насчитывающей около 20 резко дифференцированных, конфокальных интрузивов, из которых восемь массивов включают комплексные месторождения (железо-титановые апатито-железные и др.) и пять слюдяных. На Алданском щите описанные два комплекса включают восемь массивов; английский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов специализирован в отношении апатитовой и редкометальной минерализации и флогопита. Кондерский (полиформационный) комплекс ультраосновных пород и щелочных сиенитов является также флогопитоносным, а ультрабазиты его отличаются повышенным содержанием хрома.

Провинции краевых зон платформ наиболее характерны для Сибирской — магматически наиболее активной [156, 157] в отличие от Русской платформы, в которой типичные платформенные интрузивные формации проявлены в значительно меньшей степени. На северной окраине Сибирской платформы распространен крупнейший маймеча-котуйский комплекс, насчитывающий десятки массивов, включая гигантский Гулинский плутон. Массивы их, так же как и карело-кольские, полнодифференцированные и к настоящему времени здесь известен ряд месторождений флогопита и железо-apatитовых руд. Западнее расположены выходы щелочно-ультраосновных пород дайковой фации (пикриты, авгититы, лимбургиты, плагиопироксениты, фурциты, тешениты, трахидолериты и др.) Каменской провинции, аналогичные, по мнению Ю. С. Бушканец и других [15], интрузивам маймеча-котуйского комплекса и малым интрузиям Бырранга сиенит-карбонатитовой

формации на Таймыре. К числу новых и еще мало изученных провинций щелочно-ультраосновных пород относится и Чадобецкая [5].

Провинции складчатого обрамления (байкалиды) Сибирской платформы обычно включают меньшее число и более мелкие по площади массивы, сложенные, как правило, конечными дифференциатами ультраосновной и щелочной серий пород со значительной, часто преобладающей ролью, карбонатитов (Восточно-Саянская, Сетте-Дабанская и Приенисейская провинции). Массивы указанных провинций менее перспективны в отношении флогопита и железо-титанового оруденения, генетически связанного с ультрабазитами, а специализированы на апатит, барий, стронций, флюорит и др. Лишь отдельные массивы, локализованные в выступах более древних (архейских) пород, по своему составу являются ультраосновными и несут железо-титановое оруденение (Жидойский массив).

Как уже указывалось, щелочно-ультраосновные массивы срединных массивов и антиклинориев в складчатых областях отличаются формой интрузивов (трецинный тип), меньшей дифференцированностью и сокращенными, редуцированными сериями слагающих массивы пород. Изученные массивы этого типа Кокчетавской и Сихоте-Алинской провинций сложены главным образом пироксенитами; в них отсутствуют недосыщенные кремнеземом породы (оливиниты, перидотиты, ийолит-уртиты), а породы щелочной и карбонатитовой серий мало распространены. Массивы этих провинций перспективны на апатит и вермикулит, дающие высокие концентрации в коре выветривания.

Особое значение имеют массивы щелочно-ультраосновных пород, приуроченные к глубинным и оперяющим их разломам, пересекающим выступы древних докембрийских пород типа Чатласского камня в складчатых областях. Выявленные в таких участках отдельные тела щелочных пород, например фениты и карбонатиты Тиманской щелочной провинции [64, 160], к настоящему времени недостаточно изучены и не получили правильной перспективной оценки в отношении связанного с ними оруденения.

К новой группе относятся щелочные массивы, несущие ослюденение в контактах с вмещающими толщами доломитов. В качестве возбудителей процессов слюдообразования растворов и флюидов, как источника компонентов слюд (K, Al, OH, F, Cl), так и тепловой энергии, могут явиться щелочные интрузии различных формаций (щелочно-ультраосновной, щелочно-габброидной, нефелиновых и щелочных сиенитов). Генетическая классификация флогопитовых месторождений и слюдопроявлений территории СССР приведена в табл. 12.

За пределами Советского Союза флогопитоносные провинции сравнительно редки. Из 21 зарубежных щелочно-ультраосновных, карбонатитовых провинций (1 — в Гренландии, 6 — в Северной Америке, 1 — в Южной Америке, 11 — в Африке, 1 — в Индии,

1 — в Австралии) флогопитоносны лишь 2 в Южной Африке и 1 в Южной Америке. Указанные провинции в свою очередь включают единичные сложнодифференцированные массивы, в строении которых значительная роль принадлежит ультраосновным, высокомагнезиальным породам наряду с породами мельтейгит-ийолитовой и карбонатитовой серий. В настоящее время ни одно из слоупроявлений и месторождений флогопита не разрабатывается [21]; отдельные слоупроявления, представленные на современном эрозионном уровне корой выветривания, разрабатываются на вермикулит.

Западно- и Восточно-Африканская провинции

Щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы Африки представляют собой классический пример комплексов сквозьструктурных разломов. В целом Западно- и Восточно-Африканская провинции насчитывают свыше 40 массивов — вулканических конусов, жерл, штоков и конфокальных интрузий, приуроченных в зоне Великих Африканских разломов. Указанные тела щелочно-ультраосновной формации имеют большой возрастной диапазон (от докембрийских — карбонатитовый комплекс Трансвааля, до мезозойских — юрских, меловых, палеоген-неогеновых — и современных). Б. К. Кинг и Д. С. Сатерланд [65] относят все известные комплексы к трем возрастным группам: 1) сформировавшиеся после раннего докембрия и до карру, 2) внедрившиеся после карру и до палеоген-неогенового периода, 3) палеоген-неогеновые и современные [34].

Жерла щелочных эффузивов и карбонатитов, штоки и интрузивы центрального типа приурочены к субмеридиональным разломам и узлам их пересечения и располагаются цепочками или поясами (пояс Луеш, цепь Элгон), группами (рис. 53) или веерообразно расходящимися поясами (комплекс Анголы). Эти разломы в ряде случаев совпадают с основным простиранием рифтов, к которым в свою очередь приурочены излияния щелочных и нормальных базальтоидов. Н. де Кюн [190, 191, 192] выделяет на Африканском материке семь поясов или карбонатитовых комплексов (см. рис. 53).

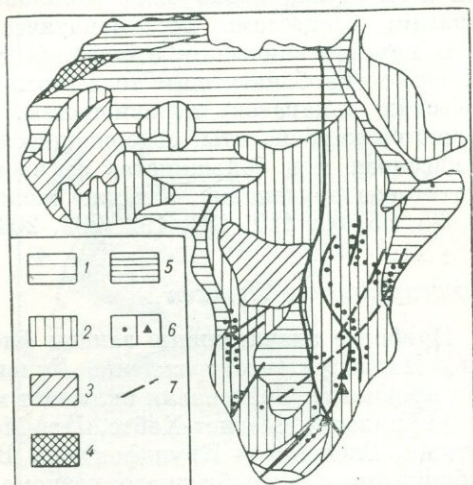
Простирания линий, соединяющих вулканические постройки, не всегда совпадают с простиранием современных рифтовых зон. Как показывают С. Е. Колотухина, А. Е. Первухина и А. В. Рожанец [66] на основании анализа работ М. С. Гарсона и В. Смита, линейное распределение щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов связано с зонами древней ослабленности в истории рифтовых долин Африки и отражает распределение зон глубоких сквозьструктурных разломов длительного заложения и многократной активизации — так называемых линеаментов.

Массивы Юго-Западной и Юго-Восточной Африки представлены типичными вулканическими постройками — некрупными

кольцевыми комплексами, в строении которых принимают участие феолиты, микрофойиты, нефелиновые сиениты, трахиты, мелилитовые породы (мелилититы и др.) и их туфы. Жерла вулканических конусов сложены карбонатитами различного состава. Последние в ряде случаев наблюдаются в виде самостоятельных дайкоподобных тел, а в редких случаях и лавовых покровов (натрово-карбонатные лавы Олдиньо-Ленгаи в Танзании). Полнокристаллические щелочно-ультраосновные и щелочные породы слагают, как правило, отдельные штоки, конфокальные интрузии

Рис. 53. Схема размещения массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Африки, по Н. де Кюну, А. И. Гинзбургу и Е. М. Эпштейну [28] (тектоническая основа В. В. Белоусова).

Синеклизы на докембрийском складчатом основании, прогибавшиеся: 1 — преимущественно в мезозое и кайнозое, 2 — в палеозое; а — выходы докембрия; 4 — антеклизы на герцинском складчатом основании; 5 — альпийские геосинклинали и парагеосинклинали; 6 — массивы щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов: а — нефлогопитовые, б — флогопитовые (1 — Люлекоп, 2 — Шава, 3 — Дорова), 7 — разломы.



и многочисленные дайки, пересекаемые в свою очередь жерлами и дайками карбонатитов. Большинство древних комплексов представлено гипабиссальными конфокальными телами зонального строения, сложенными пироксенитами, шонкинитами, ийолитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами с подчиненными им апатит-магнетитовыми породами и карбонатитами. Возраст их более древний (докембрийский и мезозойский). Флогопитовые слюдиты (месторождения и слюдопроявления) приурочены к относительно более глубинным фациям пород (массивы Люлекоп в Трансваале, Шава и Дорова в Южной Родезии), где они ассоциируют с ослюденелыми пироксенитами или породами рудной серии (так называемыми фоскоритами — магнетит-apatит-флогопитовыми породами) конфокальных интрузий.

В целом комплексы интрузивных и вулканических пород Западно- и Восточно-Африканской провинций и вулканические постройки тесно связаны и зависят от эрозионного среза, хотя в ряде палеоген-неогеновых вулканов плутонические центры не вскрыты эрозией. Характерна также пространственная связь щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов с кимберлитами (Сукулу, Мбея и Тороро).

В петрохимическом отношении африканские мезозойские и кайнозойские комплексы представляют собой редкое сочетание в пределах единой вулканической постройки и даже отдельных геологических тел (дайки, лавовые покровы) ультраосновных и щелочных пород натрового и калиевого рядов (нефелиновые лейцититы и др.) и карбонатитов, что, по-видимому, обусловлено высокой и многократной реактивизацией зон глубинных разломов и отсюда исключительной активностью вулканических аппаратов и сложностью глубинных процессов дифференциации, внедрения и экструзий подкорových расплавов, сопровождаемых интенсивными процессами постмагматического изменения.

В металлогеническом отношении собственно щелочно-ультраосновные и карбонатитовые тела (последние слагают жерла вулканических аппаратов) неравноценны. Наиболее перспективными являются карбонатиты, содержащиеся почти во всех комплексах и массивах и в большинстве случаев несущие редкометальное, апатитовое оруденение, а также железные и медные руды [204, 23, 35, 65, 66, 110, 187, 192, 202, 203].

Слюдоявление Лулекоп

Наиболее значительные запасы флогопита приурочены к массиву Палабора (месторождение Лулекоп) в Трансваале. Щелочная провинция Трансваала включает массивы Шпицкоп (в районе Секукуниленд), Магнет-Хейтс, Пре-Майн и ряд более мелких — Гудини, Гленовер и Крундфонтейн. Все они расположены вдоль субширотного дугообразного разлома в Юго-Восточной Африке (см. рис. 53). Наибольший интерес представляет месторождение Лулекоп, приуроченное к щелочно-ультраосновному массиву Палабора [183]. К описываемому комплексу кроме главного сложного интрузива принадлежат дайки и многие штоки сиенитов и карбонатитовых брекчий на площади 72×19 км, секущие граниты и гнейсы архея. Главный шток занимает площадь около 28 км^2 и состоит из трех субмеридионально расположенных интрузивных центров. Морфологически он представлен несколькими холмами, из которых самый крупный Лулекоп возвышается на 150 м. Массив имеет резко удлинненную в меридиональном направлении овальную форму (4×10 км) и четко выраженное зональное строение.

Основная площадь массива сложена пироксенитами и перидотитами, сменяемыми к периферии узкими зонами шонкинитов и сиенитов (рис. 54). В центральной части массива располагается почти вертикальное куполообразное тело (холм Лулекоп), имеющее в свою очередь также зональное строение. Краевая зона этого тела сложена диопсид-вермикулит-оливиновым пегматоидом, сменяемым в центре через зону магнетит-оливин-апатитовых пород (фоскоритов) карбонатитами «ядра». Размеры его 675×360 км, на глубину прослежено на 1150 м. Несколько мало-

мощных конических пластовых интрузий фоскоритов отмечено в пироксените и глиммерите на западном склоне холма. Тонкие радиальные жилы карбонатита пересекают все породы массива, включая сиениты и фоскориты. На западных склонах Лулекоп между пироксенитами и шонкинитами расположено серповидное тело гидробиотитовых слюдитов — глиммеритов. Изолированное тело глиммеритов расположено за пределами массива среди гранитов и гранито-гнейсов архея.

Северный центр сложен диопсид - вермикулит-оливиновыми пегматоидными породами с апатитом, сменяемыми к середине оливино-вермикулитовым пегматоидом. Аналогичные пегматоидные породы в виде отдельных вертикальных дайкообразных тел представлены и в третьем, южном, центре. Возраст комплекса на основании определения изотопного состава свинца в ураноториевых карбонатитах считается докембрийским (1000—2000 млн. лет).

Массив Палабора несет комплексные руды [193, 203]. Слюдоносными являются все ультраосновные породы массива — перидотиты и пироксениты, слагающие основной объем интрузива. Пегматоидные тела диопсид-вермикулит-оливиновых пород апатитоносны, а на глубине, за пределами коры выветривания, по видимому, флогопитоносны. Глиммериты, развитые в контакте пироксенитов с шонкинитами и обнаруженные за пределами массива, представлены высокожелезистым гидробиотитом и по аналогии с другими месторождениями пироксенитовых массивов ниже коры выветривания содержат высокожелезистые слюды, не представляющие практического интереса. В настоящее время глиммериты разрабатываются на вермикулит.

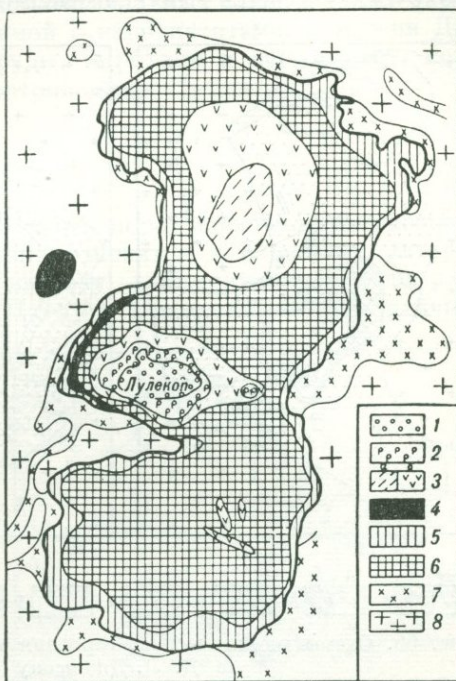


Рис. 54. Схема геологического строения массива Палабора (Лулекоп), по Д. Гиттингу [63, с. 379].

1 — карбонатиты; 2 — фоскориты; 3 — оливин-вермикулитовые пегматоидные породы: а — биминеральные, б — с пироксеном; 4 — вермикулитовые слюдиты; 5 — полевошпатовые пироксениты (шонкиниты); 6 — пироксениты; 7 — сиениты; 8 — вмещающие граниты.

Слюдоявления Шава и Дорова

Щелочно-ультраосновные и карбонатитовые массивы Южной Родезии Шава и Дорова приурочены к той же юго-восточной системе разломов, что и трансваальские (см. рис. 53). Предполагается триасовый возраст их формирования [63, 66]. Массивы

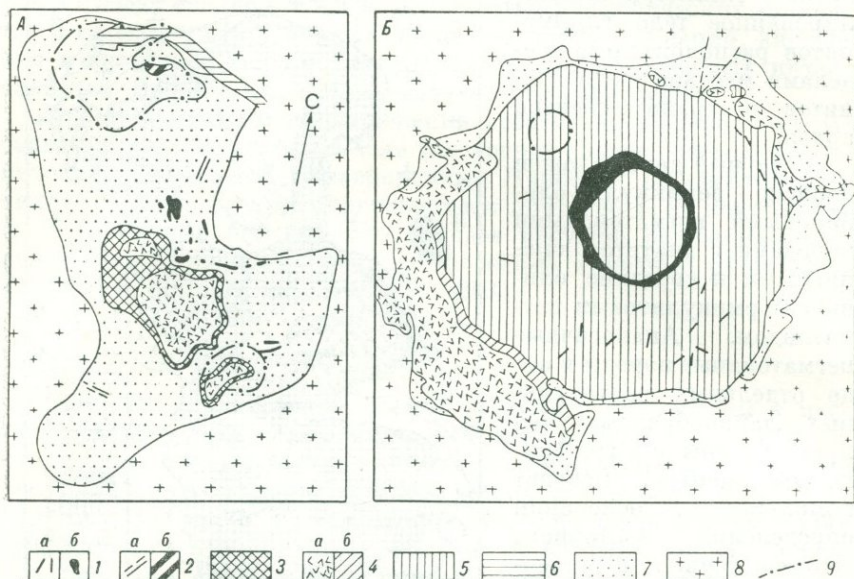


Рис. 55. Схемы геологического строения массивов Дорова (А) и Шава (В), по Д. Л. Джонсону [63, с. 219].

1 — карбонатиты: а — жилы, б — неправильные тела; 2 — магнетитовые породы: а — дайки, б — штокверки и линзы; 3 — сиениты (пуласскито-фениты); 4 — ийолиты: а — крупнозернистые, б — мелкозернистые; 5 — серпентинизированные дуниты; 6 — фениты (сиенито-фениты); 7 — долериты; 8 — фенитизированные граниты; 9 — контур участков пород, обогащенных слюдой (Шава и Дорова) и апатитом (Дорова).

Шава и Дорова представляют собой крупные интрузивы центрального типа с хорошо выраженным зональным строением (рис. 55). Массив Шава, диаметром 3 км, сложен главным образом дунитами (серпентинизированными), окруженными неполнокольцевыми телами ийолитов с подчиненными ийолит-пегматитами. Во внутренней части массива располагается кольцевая дайка и масса мелких жильных тел доломитовых карбонатитов. В зоне экзоконтакта развита широкая полоса фенитов.

Массив Дорова на современном эрозионном срезе представлен ийолитами с широким ареалом фенитов (см. рис. 55), образовавшихся за счет гранитов. Пироксениты имеют резко подчиненное развитие. Дайки, штоки карбонатитов и нефелинитов, а также магнетитовые и апатит-вермикулит-магнетитовые жилы пересекают все указанные породы. В дунитах массива Шава, а также

в южной и северной частях массива Дорова, как указывал Р. Л. Джонсон [63], отмечаются участки распространения слюдитов и апатито-сланцевых пород. Перспективы слюдоносности массивов до конца не выяснены.

Таким образом, щелочно-ультраосновной массив Шава перспективен в отношении высокомагнезиальных слюд, а также баритовой минерализации, связанной с карбонатитами, а массив Дорова включает апатитовые руды, пироксид и вермикулит, концентрирующиеся в коре выветривания.

Бразильская провинция

Указания на флогопитоносность пород щелочно-ультраосновных массивов Южной Америки относятся к сложному ультраосновному, карбонатитовому массиву — Якупиранга. Массив расположен на юге штата Сан-Паулу в Бразилии. В этом районе,

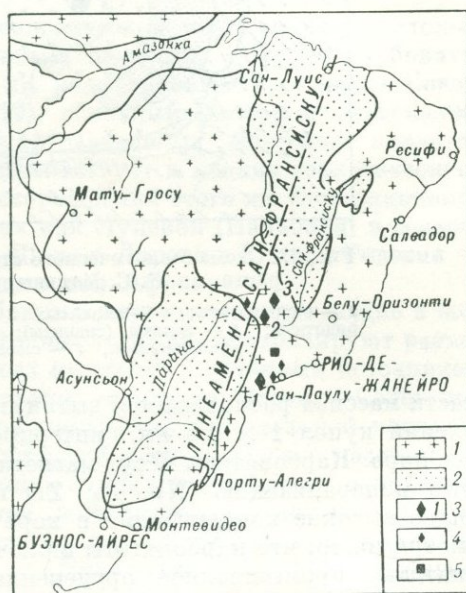


Рис. 56. Схема размещения щелочно-ультраосновных массивов Бразилии, по А. Е. Первухиной и Л. А. Григорьевой [24, с. 155].

1 — докембрийские щиты и массивы; 2 — платформенные прогибы; 3 — щелочно-ультраосновные, карбонатитовые массивы (1 — Якупиранга, 2 — Баррейру-ди-Араша, 3 — Тапира); 4 — массивы предположительно карбонатитовые (Патросинью, Ипанема, Жукиа, Анитаполис и др.); 5 — массивы нефелиновых сиенитов.

к юго-юго-западу от Сан-Паулу, вдоль зоны глубинных разломов — так называемого линеамента Сан-Франсиску локализован ряд (рис. 56) щелочно-ультраосновных, карбонатитовых массивов и связанных с ними апатит-редкометалльных месторождений карбонатитового типа: Анитаполис, Якупиранга (Жакупиранга), Жукиа (Серроте), Ипанема, Араша и др. [24].

Массив Якупиранга является наиболее крупным и сложно дифференцированным. Он на современном эрозионном срезе имеет овальную форму и зональное строение (рис. 57). Общая площадь

его около 65 км². Массив сложен в основном ультрабазитами, перидотитами, пироксенитами и якупирангитами. Ийолиты и нефелиновые сиениты слагают неполнокольцевые тела (шириной 0,3—1,2 км в периферической части массива). В центре, в южной

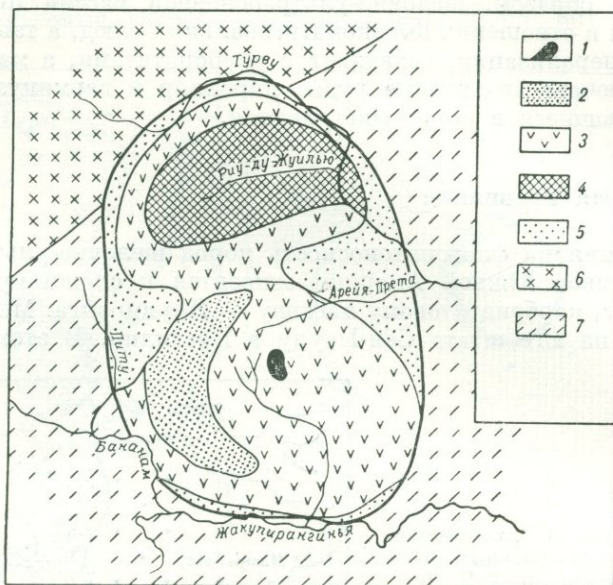


Рис. 57. Схема геологического строения массива Якупиранга, по Ж. С. Мельшеру [63, с. 179].

1 — карбонаты; 2 — ийолиты; 3 — якупирангиты; 4 — перидотиты; 5 — фениты (сиениты); вмещающие породы: 6 — гранодиориты, 7 — слюдяные сланцы.

части массива располагается вытянутый в меридиональном направлении купол 1 × 0,5 км, интерпретируемый как карбонатитовое ядро. Карбонатиты несут магнетит-апатитовую и редкометаллическую минерализацию (Nb, Ta, Zr) и магниезиальные слюды, дающие высокие концентрации в коре выветривания [24, 63]. Несмотря на то, что карбонатиты включают комплексное (Nb-Zr-Fe-апатиты) промышленное оруденение, пока добывается только апатитовый концентрат. Перспективная оценка вермикулитового и флогопитового ослуждения в настоящее время не определена.

Региональные и локальные закономерности размещения месторождений флогопита, связанных с комплексами ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов

Региональные закономерности

Геолого-структурное положение щелочно-ультраосновных комплексов

Как можно видеть из геологической позиции флогопитоносных комплексов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, проиллюстрированной на ряде типовых провинций Советского Союза (гл. IV, табл. 19), основным фактором размещения слюдовмещающих щелочно-ультраосновных массивов является тектонический. Об этом свидетельствует и анализ геологического положения флогопитовых месторождений этого же формационного типа зарубежных стран, таких как Лулекоп (Палабора) в северо-восточной части Трансвааля, Шава и Дорова в Южной Родезии — щелочных провинций рифтовых зон Африки.

Зоны долгоживущих глубинных разломов, возникающие в жестких структурах длительной консолидации, контролируют размещение щелочно-ультраосновных интрузий, глубинным источником родоначальных магм для которых является мантия. Сочетание жестких структур — участков земной коры длительной консолидации (щиты, платформы, в меньшей мере срединные массивы) — с развитием на них разрывных структур глубокого заложения предопределяет формирование комплексов щелочных, ультраосновных пород и карбонатитов. Это могут быть, как указывают Ю. М. Шейнманн [167], А. А. Кухаренко [80, 94] и другие, структуры планетарного значения, контролирующие щелочно-ультраосновной, основной и ультраосновной магматизм — долгоживущие сквозьструктурные разломы типа линеамента [зона Великих Африканских разломов, северо-восточная Норвежско-Кольская тектоническая зона Фенноскандии (рис. 58) и другие, имеющие большую протяженность и носящие глобальный характер]. К таким структурам относятся также глубинные разломы — структурные швы, отделяющие платформы и щиты от складчатого обрамления [северо-западная окраина Сибирской платформы на границе с герцинидами Таймыра, юго-восточная окраина

Алданского щита на границе с байкалидами Становика, южная периферия Сибирской платформы в зоне сочленения с байкалидами Саян (см. рис. 47)]. Бесперспективными в отношении щелочно-ультраосновных массивов являются те окраины платформ, которые сочленяются с сопредельными складчатыми областями по типу образования передовых прогибов или надвигания складчатых сооружений на платформу (восточная часть Русской и северо-восточная оконечность Сибирской платформ).

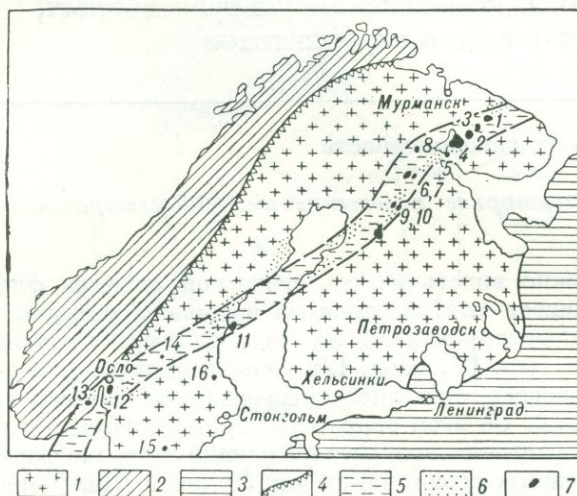


Рис. 58. Северо-восточная тектоническая зона Фенноскандии, по А. А. Кухаренко [81, с. 28].

1 — архейско-протерозойский фундамент Балтийского щита; 2 — каледониды; 3 — палеозой Русской платформы; 4 — линия надвига каледонид на структуры Балтийского щита; 5 — северо-восточная тектоническая зона; 6 — участки повышенной сейсмичности (по Х. Вьюрину и др.); 7 — щелочные массивы (цифры на карте: 1 — Контозерский, 2 — Кургинский, 3 — Ловозерский, 4 — Хибинский, 5 — Хабозерские, 6 — Вуориярвинский, 7 — Салланлатвинский, 8 — Ковдорский, 9 и 10 — щелочной комплекс Куусамо-Ииваара, 11 — о-ва Альне, 12 — щелочной комплекс грабена Осло; 13 — Фен, 14 — Сёрна, 15 — Нарра-Керр, 16 — Альмунге).

Окраина Сибирской платформы является более перспективной в отношении обнаружения новых массивов щелочно-ультраосновных пород по сравнению с периферическими зонами Русской платформы вследствие различной тектоно-магматической активности их, как это показано в целом ряде специальных работ Д. С. Харкевича [156] и В. Л. Масайтиса [92]. Помимо интрузивов, описанных в гл. IV, локализующихся в зонах глубинных разломов, обрамляющих Сибирскую платформу на северо-западе, востоке, юге и юго-востоке (Северо-Сибирская, Приенисейская, Восточно-Саянская, Южно-Верхоянская провинции), работами геологов в 60-х и 70-х годах обнаружены новые массивы и выходы щелочно-ультраосновных пород и сопровождающих их фенитов, а также щелочных габброидов, лампрофиров, кимберлитов. К за-

паду от массивов Северо-Сибирской (Маймеча-Котуйской) провинции Ю. С. Бушканец и другими [15] описаны выходы щелочных пород — так называемый каменский комплекс. На севере Енисейского кряжа обнаружен целый ряд выходов щелочных габброидов и щелочных ультраосновных пород гипабиссальной и эксплозивной фаций [63], составляющих также новую щелочную провинцию; в районе Чадобецкого поднятия описаны дайки и жилы щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов [5].

В пределах щитов и платформ длительно существующие тектонически активные зоны часто разграничивают участки земной коры с различным геотектоническим режимом (платформенным в восточной части Кольского полуострова, начиная с позднего протерозоя и геосинклинальным в отдельных прогибах в западной части Фенноскандии в готский, рифейский и каледонский периоды), впоследствии подновляемые и активизируемые на протяжении всей истории существования консолидированной структуры.

Большое значение в распределении щелочно-ультраосновных интрузий имели расколы в кристаллическом фундаменте платформы и на щитах, возникающие в результате реакции жесткой структуры на орогенические движения в сопредельных складчатых поясах (каледонид на западе и уралид на востоке Балтийского щита) и разграничивающие блоки с различным глубинным строением. Такие участки сочленения блоков фундамента представляют собой длительно существующие зоны дислокаций, к которым приурочены многократные внедрения интрузивных тел различного состава, и в том числе щелочных интрузий [80, 94]. Последние приурочены часто к узлам пересечения таких зон. Здесь следует подчеркнуть унаследованность в современной морфологии древних структур глубинного заложения. Так, целый ряд глубинных расколов в современном рельефе выражен протяженными грабенами (Кандалакшский грабен, трассируемый многочисленными выходами лампрофиров и щелочных пород на Кольском полуострове, грабен Осло в Норвегии, в котором локализованы щелочные массивы и др.), а кольцевые расколы, способствующие подъему щелочно-ультраосновных и щелочных расплавов, в целом ряде случаев морфологически выражены в современной форме полно- и неполнокольцевых озер (оз. Имандра на Кольском полуострове и др.).

Структурами второго порядка, определяющими локализацию щелочно-ультраосновных массивов, являются поперечные или оперяющие по отношению к сквозьструктурным разломам или структурным швам и глубинным расколам фундамента региональные разломы или зоны дизъюнктивных дислокаций. В участках пересечения таких разломов со структурами первого порядка, а также непосредственно в зонах региональных разломов вблизи структур I порядка расположено большинство щелочно-ультраосновных конфокальных тел, как это подчеркивают А. А. Кухаренко [80], А. А. Фролов [151], Л. С. Егоров [43]. Часто интрузивы

зивы располагаются поясами или цепочками (см. рис. 26, 34, 47), так как контролируются они одной и той же зоной или системой разломов, оперяющих сквозьструктурный или региональный разлом (пояса массивов в Карело-Кольской, Северо-Сибирской, Восточно-Саянской, Восточно-Африканской провинциях и др.).

Интересным является структурный контроль щелочно-ультраосновных массивов Северо-Сибирской провинции, описанный Л. С. Егоровым [43] на основании геофизических, тектонических и геологических материалов и данных дешифрирования аэрофотоснимков региона. Массивы маймечка-котуйского комплекса контролируются пересечением зоны субширотных периферических глубинных разломов шириной около 100 км и субмеридиональной зоны Центрального или Большого Таймырского разлома, прослеженного на расстоянии более 1000 км при ширине 100—200 км. Крупнейший Гулинский плутон находится непосредственно в узле пересечения этих глубинных разломов, а интрузия Ессей и унгянская аномалия, расположенные к югу от Гулинского плутона, фиксируют южное окончание центрального разлома. Остальные массивы этой провинции приурочены к узлам пересечения субширотных кулисообразных разломов, оперяющих зону периферических глубинных разломов, и радиальных по отношению к Гулинскому плутону субмеридиональных дизъюнктивных нарушений II порядка, сопряженных со становлением плутона [43] и трассируемых дайковыми полями щелочно-ультраосновных пород.

Морфология массивов, их внутреннее строение и конфигурация тел поздних дифференциатов и автометасоматитов предопределяются положением массива непосредственно в зоне разлома, на пересечении дизъюнктивных структур или на удалении от разломов, а также режимом тектонической активизации в процессе становления интрузива и в постмагматический период [61, 151, 168]. Так, массивы, расположенные непосредственно в зоне разлома, представлены трещинными интрузивами (Красномайский, Барчинский) или эллипсоидальными конфокальными телами центрального типа — Центральный массив Восточно-Саянской провинции (см. рис. 50). Массивы же, располагающиеся в узлах пересечения тектонических структур или на удалении от зон глубинных разломов, чаще представлены округлыми телами (см. рис. 26, 34, 47, 50) центрального типа; таково большинство массивов Северо-Сибирской и Карело-Кольской провинций.

Щелочно-ультраосновной магматизм проявляется синхронно с формированием платформенных серий пород: трахибазальтовых, щелочно-базальтоидных, базальтоидных и ультраосновных (включая кимберлиты и лампрофиры), что четко прослеживается на примере Северо-Сибирской, Приенисейской, Восточно-Африканской и других провинций. В целом по времени проявления щелочно-ультраосновные интрузивы синхронны складчатости прилегающего к платформе или щиту региона, с одной стороны, и фазам

базальтоидного и ультраосновного магматизма платформ — с другой.

Ю. М. Шейнманн на основе анализа огромного материала по щелочному магматизму подчеркивает: «...во всех случаях интрузии (и эффузии) приурочены к тому краю платформы, с которым граничит складчатая область, примерно одновременная интрузиям» [168, с. 50]. В этом отношении характерна временная связь каледонских щелочно-ультраосновных интрузий Балтийского щита с каледонидами Фенноскандии, восточно-сянского комплекса с саянскими байкалидами, маймеча-котуйского — с герцинидами Таймыра и т. д.

Пространственная и временная связь щелочно-ультраосновного магматизма с трапвым отчетливо проявляется на примере Сибирской платформы. Маймеча-котуйский пермо-триасовый щелочно-ультраосновной комплекс синхронен и тесно связан пространственно с пермскими трапами этого же региона [14], здесь же локализованы единичные трубки кимберлитов [14, 43, 129]. Палеозойский комплекс карбонатитов Восточно-Саянской провинции сопоставим по времени проявления с более древними трапами в южной части Сибирской платформы [92]. Дайковые тела кимберлитов, щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов Чадобецкого поднятия локализируются в единой структуре и являются одновременными [5].

Для щелочно-ультраосновных комплексов срединных массивов установлена приуроченность их к глубинным разломам и временная связь с ультраосновным магматизмом ранней стадии в сопредельной геосинклинальной области [166, 168]. Например, для Кокчетавской провинции характерны ультраосновные интрузии перидотит-пироксенит-норитового златогорского комплекса [64, 96], для кокшаровского комплекса — основные интрузии Сихотэ-Алиня [64].

Таким образом, определяющим фактором в размещении щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов является структурно-тектонический. Сопоставление цифровых данных по приуроченности щелочно-ультраосновных комплексов СССР и зарубежных стран и относящихся к ним массивов по типам структурной позиции (табл. 13) показывает, что ведущими являются структурные швы платформ и зоны сквозьструктурных разломов на платформах и щитах, на что неоднократно указывали Ю. М. Шейнманн [166, 167], А. А. Кухаренко [80], А. А. Фролов [151] и многие другие.

Необходимо подчеркнуть специфику щелочно-ультраосновных комплексов каждой из групп по типам структурной позиции. Типичные комплексы платформ и щитов характеризуются полифациальностью массивов, преобладающим конфокальным типом и максимальной дифференцированностью интрузивов. Это проявляется в большом разнообразии петрографических серий пород, соответствующих фазам внедрения и стадиям постмагматического изменения дифференциатов. Металлогеническая специализация

Таблица 13

Распределение (количество) щелочно-ультраосновных массивов и флогопитовых месторождений по типам геолого-структурной позиции

Типы структурной позиции	Комплексы	Массивы	Месторождения	Проявления
Щиты и краевые зоны платформ	11 (+1)	60	16	22
Сквозьструктурные разломы	3 (+3)	52 (+18)	6	6
Зоны сочленения платформ со складчатыми областями	2 (+2)	8	—	2
Срединные массивы и консолидированные складчатые области	1 (+1)	4 (+1)	2	1

щелочно-ультраосновных провинций этой группы определяется комплексным оруденением: железо-титановым, редкометальным, а также наличием нерудных полезных ископаемых (апатит, барит, глинозем, высокомагнезиальные слюды, вермикулит, известь, огнеупоры).

Комплексы сквозьструктурных разломов отличаются полифаціальностью (здесь проявляются вулcano-интрузивные постройки с еще более смешанным типом петрографических серий пород: наряду с ультрабазитами широко представлены щелочные габброиды и базальтоиды, сиениты и трахиты как натрового, так и калиевого рядов), меньшей дифференцированностью интрузивных серий при максимальном разнообразии гипабиссальных, дайковых и излившихся пород и их пирокластолитов. Ведущим типом оруденения являются апатитовое и редкометальное, связанное с карбонатами; подчиненное значение имеет перовскитовое оруденение и вермикулит.

Провинции зон сочленения платформ со складчатым обрамлением несут переходные черты типичной платформенной щелочно-ультраосновной формации и щелочной формации складчатых областей. Ультраосновные члены серий в этих массивах представлены в незначительном объеме, но широко распространены конечные дифференциаты мельтейгит-ийолитовой и нефелин-сиенитовой серий и связанные с ними метасоматиты (микроклиниты), а также карбонатиты, что находит свое выражение в металлогенической и геохимической специализации на редкие металлы и полиметаллы (Mo, Pb, Zn, Cu) с широким проявлением флюоритизации [135, 152].

Щелочно-ультраосновные провинции средних массивов представлены главным образом трещинными интрузивами (не конфокальными) с редуцированным набором дифференциатов (как правило, отсутствуют оливиниты, мало распространены типичные мельтейгит-ийолиты) и малым развитием карбонатитов и качественно отличаются в металлогеническом отношении. Значительно меньше проявлено редкометальное и железо-титановое оруденение; большое значение в качестве полезных ископаемых имеют гидрослюды и апатит, дающие концентрации в коре выветривания.

Появление массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов характеризуется большим возрастным диапазоном — практически от времени замыкания и консолидации архейских геосинклиналей и превращения их в платформы (гуронские или гренвиллские комплексы, доверхнепротерозойские в Восточно-Канадской провинции, протерозойская Алданская провинция) вплоть до кайнозойских и современных (в рифтовых зонах Восточно-Африканской провинции) [34, 51, 63, 68]. Время возникновения глубинных разломов в областях длительной консолидации и внедрения щелочно-ультраосновных расплавов для большинства провинций краевых зон платформ совпадает со временем глыбовых перемещений блоков фундамента под влиянием складчатости в сопредельных складчатых областях.

Как показывает изучение возраста пород разных фаз сложных массивов описываемой формации, они характеризуются многократностью внедрений и длительным интервалом формирования (~100 млн. лет). В отдельных случаях период становления комплекса включает несколько геологических циклов, в результате чего возникают полициклические провинции, связанные с многократной реактивизацией зон глубинных разломов и линеаментов (Восточно-Африканские), и полихронные массивы (Кондер и Инагли Алданской провинции). Максимальное число месторождений и слюдопроявлений флогопита совпадает по времени образования с байкальским, каледонским, герцинским и киммерийским периодами складчатости. Отсутствие месторождений флогопита в молодых комплексах, по-видимому, объясняется степенью эродированности, так как в палеоген-неогеновых и четвертичных массивах относительно глубинные фации пород, как правило, не вскрыты. То же самое можно сказать и в отношении преобладания пород ультраосновной серии, с которыми в первую очередь ассоциируются флогопитовые слюдопроявления и месторождения.

При рассмотрении петрографического состава пород по массивам и комплексам в зависимости от их геолого-структурного положения и возраста выявляется, что оливиниты, дуниты и оливинно-пироксенитовые породы — наиболее магнезиальные члены ультрабазитовой серии — представлены главным образом в каледонских и киммерийских массивах краевых зон платформ (с ними связаны крупнейшие по запасам месторождения флогопита), частично в древних массивах линеаментов Южной Африки. Пироксениты, являющиеся, как правило, также флогопитоносными и перспективными на вермикулит и апатит при наличии на них коры выветривания, представлены более широко в массивах почти всех групп, за исключением молодых вулканов сквозьструктурных разломов и современных рифтов. Последние, как уже подчеркивалось, перспективны в отношении редкометалльного оруденения, связанного с карбонатитами.

Таким образом, геохимическая и металлогеническая специализация щелочно-ультраосновных комплексов в целом и их флогопитоносность, в частности, определяются длительностью консолидации вмещающих участков земной коры, а также конкретными структурно-тектоническими и физико-химическими условиями загрождения и поступления исходных щелочно-ультраосновных расплавов и формирования определенных комплексов и массивов, предопределяющими глубину становления интрузивов, степень дифференцированности их и интенсивность проявления постмагматических процессов.

Локальные закономерности

К локальным факторам размещения флогопитовых месторождений во внутренних частях щелочно-ультраосновных массивов и их экзоконтактовых ореолах относятся следующие: структурно-геологические (структурный контроль, величина эрозионного среза), петрологические (степень дифференцированности, фаціальность и зональность, интенсивность автометасоматических процессов), минералого-геохимические.

Флогопитоносными прежде всего являются наиболее крупные полнодифференцированные массивы, в строении которых наряду с высокомагнезиальными членами ультрабазитовой серии (оливинитами, дунитами, перидотитами) широко представлены конечные дифференциаты щелочно-габброидной (мельтейгит-ийолитовой) серии и интенсивно проявлены процессы автометасоматоза и перекристаллизации.

Степень дифференцированности и интенсивность метасоматических процессов в свою очередь зависят от величины интрузивных тел и глубины их формирования. Наиболее полно дифференцированными оказываются гипабиссальные более крупные (площадь в десятки и сотни квадратных километров) массивы в отличие от субвулканов, некков и вулканических построек).

Вертикальная зональность массивов и величина эрозионного среза

Как изложено при характеристике типовых щелочно-ультраосновных провинций (гл. IV) и подробно освещено в специальной литературе [11, 27, 28, 61, 101, 106, 107, 110, 149, 174, 182, 187], в массивах ультраосновных и щелочных пород имеет место достаточно четко выраженная вертикальная зональность, которая определяет и расположение той или иной минерализации по вертикали.

По ряду прямых определений величины эрозионного среза по данным бурения отдельных массивов на Кольском полуострове и косвенных признаков, относящихся к условиям залегания и фаціальным особенностям щелочно-ультраосновных массивов, вырисовывается следующая вертикальная зональность.

1. Массивы малых глубин эрозионного среза (0—3 км) сложены породами щелочных серий (мельтейгит-ийолитовой, нефе-

лин-сиенитовой) и карбонатитами, среди которых, в свою очередь, представлены железисто-магнезиальные и магнезиально-кальциевые разновидности (кальцитовые, доломитовые, анкерит-сидеритовые, вплоть до кварцево-сидеритовых жил); размеры и форма массивов этого уровня варьирует в широких пределах от округлых и эллипсоидальных сечений, площадью в пределах первых квадратных километров, до полей и отдельных даек и жил, залегающих в виде закономерно ориентированных в пространстве систем.

Карбонатиты имеют часто площадное распространение, а также наблюдаются в виде штокерков и жильных полей (массивы Турьего полуострова, Салланлатви в Карело-Кольском регионе, массивы Сетте-Дабанской и Восточно-Саянской провинций, Ессей и Ыраас на севере Сибирской платформы). Массивы такого типа перспективны в отношении железа, апатита, барита, редкометальной, флюоритовой и стронциевой минерализации, связанной с карбонатитами и щелочными породами.

2. Массивы средних срезов (3—6 км) характеризуются максимальной дифференцированностью и сложностью своего внутреннего строения: наряду со щелочными породами и карбонатитами здесь представлены породы ультраосновной (оливиниты, пироксениты, якупирангиты) и меллитовой серий и, что особенно важно подчеркнуть, наиболее широко развиты пневматолито-гидротермальные руды и постмагматические автометасоматиты (апатит-форстерит-магнетитовые, кальцит-магнетитовые руды, флогопитовые слюдиты, форстерит-диоксид-флогопитовые породы и карбонатиты). Размеры таких массивов, как правило, наибольшие — от десятков до сотен квадратных километров, и они характеризуются наиболее сложным и обычно зональным, конфокальным строением с развитием наложенных зон метасоматитов (массивы Ковдорский, Себляяр, Вуориярви, Салмагорский в Карело-Кольском регионе, Гулинский, Одихинча в Северо-Сибирской провинции, Арбарастах на Алдане). Этот тип массивов наиболее перспективен в отношении редкометально-apatитового оруденения и на обнаружение флогопитовых месторождений. Массивы содержат флогопитовые слюды, возникающие в разных породах и различным путем: автометасоматически, контактово-реакционно, в пегматитах, см. табл. 12).

3. Наиболее глубоко эродированные массивы сложены главным образом ультрабазитами с малой ролью пород ийолит-мельтейгитовой серии, либо образующих краевые зоны пироксенитовых интрузий, либо присутствующих в виде даек (массивы Лесная варака, Африканда и другие на Кольском полуострове, массивы Кокчетавской и Сихотэ-Алинской провинций). Карбонатиты, а также породы мельтейгит-ийолитовой серии в этих срезах представлены мало и, как правило, в виде жильных и неправильных тел небольших размеров. С массивами этого типа связана титано-магнетитовая и апатитовая минерализация и преобладает ослюденение гнездово-вкрапленного и вкрапленного типов, не дающее

крупных¹ по запасам и крупнотаблитчатых по сорту слюды концентраций.

Схематически вертикальную зональность комплексов закрытого типа можно видеть на серии блок-диаграмм, составленных по структурным геологическим картам, приведенных в работах А. А. Кухаренко [61], М. П. Орловой, И. Я. Дядькиной [107], массивов различного эрозионного среза Карело-Кольского региона. Анализ вертикальной зональности карбонатитовых массивов Сетте-Дабанской провинции произведен Е. А. Эпштейном, И. П. Паньшиным, В. М. Моралевым, И. Г. Волкодавом [101].

Структурный контроль

В зависимости от характера рудовмещающих трещин может быть выделено несколько типов слюдоносных тел.

1. Наиболее крупные залежи флогопита размещаются в зоне контакта щелочных пород с ультрабазитами в связи с развитыми здесь подковообразными неполнокольцевыми зонами трещиноватости, сопряженными с конфокальным типом интрузива (Главная залежь Ковдорского массива, см. рис. 30; флогопитовое месторождение Гулинского плутона, участки 1—6, см. рис. 44).

2. С зонами контакта карбонатитов ассоциируют тела так называемых глиммеритов, апатито-флогопитовых и карбонатно-флогопитовых пород (Лулекоп в Трансваале, Салланлатви в Северной Карелии, Арбарастах на Алдане), контролируемые полукольцевыми зонами трещиноватости и границами раздела пород, наиболее проницаемыми для метасоматирующих растворов (см. рис. 33, 48, 54).

3. В ряде случаев слюдоносные тела контролируются неполнокольцевыми зонами трещиноватости, следующими согласно с продольными трещинами отдельности в ультрабазитах вне зависимости от контактов с более молодыми породами. В конфокальных интрузивах и штоках они располагаются концентрически, субпараллельно контактам массива с вмещающими породами. Флогопитовые концентрации здесь представлены группами линзовидных тел в виде прерывистых неполнокольцевых залежей в пироксенитах (массивы Африканда, Себльярвский, Одихинча, см. рис. 29, 39; Инагли, см. рис. 49).

4. В пластинообразных, линейно вытянутых интрузивах продольные трещины отдельности обычно ориентированы вдоль интрузива, и к ним также приурочены линейно расположенные тела слюдитов, наследующие первичную систему трещиноватости (массивы Кокшаровский, Красномайский, Барчинский, Лесная вака и др.).

5. В ряде конфокальных массивов тела флогопитовых слюдитов приурочены к зонам трещиноватости, секущим по отношению к концентрически-зональной внутренней структуре интрузива (массивы Бор-Урях, Одихинча, Маган, Вуориярви, см. табл. 20). Линзовидные тела слюдитов располагаются кулисообразно, суб-

параллельно и подчинены более поздним дизъюнктивным нарушениям. Здесь же обычно располагаются и мелкие тела карбонатитов.

6. Самостоятельный тип представляют флогопитовые слюдиты, приуроченные к ийолит-пегматитам и к контактам ийолит-пегматитов с ультрабазитами и мелилитовыми породами, где флогопит образует реакционные оторочки или слагает осевые части жил (массивы Одихинча, Гулинский), являясь закономерным членом метасоматической колонки, как это подробно показали Э. А. Ланда и С. М. Прохорова [29, 112]. Пространственная ориентировка даек щелочных пород и зон перекристаллизации в свою очередь подчинена распределению первичных полно- и неполнокольцевых, а также радиальных трещин отдельности в конфокальных интрузивах и обычно совпадает с системой продольных трещин в массивах линейного типа.

Литологический и петрохимический контроль

Анализ материалов по отдельным провинциям щелочно-ультраосновных пород, произведенный С. М. Прохоровой, Н. З. Евзиковой и А. Ф. Михайловой [112] для Маймеч-Котуйского комплекса, А. А. Кухаренко, М. П. Орловой, А. Г. Булахом, И. Н. Алявиной, Е. Н. Архиповичем для Карело-Кольской провинции [1, 61, 106, 146], показывает, что литологический состав вмещающих щелочно-ультраосновные массивы пород не оказывает существенного влияния на состав и геохимические особенности интрузивов. Интрузивы, залегающие среди гранито-гнейсов, метадиабазов (Карело-Кольская провинция) и карбонатных толщ (Северо-Сибирская провинция), имеют четкое петрографическое, петрохимическое и металлогеническое сходство и наряду с массивами других регионов (провинций) могут быть отнесены к единому формационному типу ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов. В то же время петрохимические и геохимические особенности пород, закономерности внутреннего строения массивов и текстурные признаки отдельных разновидностей пород имеют решающее значение для размещения различных видов полезных ископаемых, и особенно флогопита.

Как уже было рассмотрено, флогопит промышленной генерации в том или ином количестве встречается почти во всех породах ультраосновных щелочных комплексов (см. табл. 20). Однако анализ геологического строения различных провинций мира свидетельствует о том, что наиболее крупные концентрации высококачественной маложелезистой слюды ($F_{\text{общ}} = 10 \div 14\%$) известны лишь в тех массивах, которые характеризуются наличием высокомагнезиальных пород (оливинитов, дунитов, перидотитов или их метасоматически измененных разновидностей) при сравнительно мощной зоне щелочных пород, представленных ийолит-мельтейгитами (Ковдорский, Одихинча, Кугда).

Значительные запасы, однако, как правило, более высокожелезистой ($F_{\text{общ}} = 16 \div 20\%$) и мелкокристаллической слюды

устанавливаются в тех массивах, в которых наряду с оливинитами широко распространены мелилитсодержащие (высокомagneзиальные) породы — турьяиты, мелилитолиты, гулиты и т. д. (Гулинский плутон), или когда пироксениты являются преобладающим и главным типом пород (массивы Себлявр, Вуориярви, Африканда в Карело-Кольской провинции; Лулекоп в Восточно-Африканской).

Характерно, что при сопоставлении химизма флогопита одной генерации из тел, залегающих среди пород различного состава, устанавливается прямая зависимость железистости слюд от содержания железа в силикатах исходных пород. Этот факт уже неоднократно отмечался в литературе [106, 112, 146]. В табл. 14 показано возрастание железистости во флогопите Карело-Кольской и Северо-Сибирской (Маймеча-Котуйской) провинции в ряду: оливинит — турьяит (гулит) — пироксенит — мельтейгит (ийолит), вплоть до появления биотита в породах щелочной серии (мельтейгиты, ийолиты, нефелиновые и щелочные сиениты). С другой стороны, как видно из табл. 15, флогопит из пироксенитов различных массивов Карело-Кольской провинции имеет близкий состав. Обращает на себя внимание, что промышленно ценный флогопит Главной залежи Ковдорского месторождения (приуроченной к контакту щелочных пород с ультрабазиитами), составляющий более половины всех учтенных запасов этого сырья в СССР, близок по своему составу к флогопиту, образованному по метасоматически измененным оливинитам. Согласно данным Н. З. Евзиковой [112], наименее железистые флогопиты образуются в оливинитах по форстеритам, содержащим 8—12% фаялитового компонента.

Таблица 14

Средний химический состав (%) флогопита из различных пород Маймеча-Котуйской и Карело-Кольской провинций

Компоненты	Маймеча-Котуйская			Карело-Кольская				
	Оливинит (7)	Гулит (10)	Нефелин-пироксеновая порода (14)	Оливинит (12)	Главная залежь Ковдорского массива (23)	Турьяит (12)	Пироксенит (21)	Мельтейгит-ийолит (10)
TiO ₂	1,70	1,60	1,98	1,01	0,90	2,01	2,11	2,59
Fe ₂ O ₃	3,49	3,78	4,45	2,78	2,74	2,39	3,31	5,03
FeO	3,29	5,43	9,34	3,48	3,75	5,70	5,80	12,90
MgO	24,55	21,43	18,25	24,42	24,51	21,63	20,89	16,13
F	0,49	0,29	0,30	0,26	0,26	0,17	0,43	0,50
F _{общ}	12,8	18,8	29,0	12,0	12,3	16,6	19,1	37,7

Примечание. В таблице использованы химические анализы из работ А. А. Кухаренко и других [61], С. М. Прохоровой и других [112], В. И. Тернового и других [141], а также выполненных во ВСЕГЕИ аналитиком А. Н. Аксельрод на материале И. Я. Дядькиной. В скобках приведено число анализов.

Таблица 15

Химический состав флогопита (%) из пироксенитов различных массивов Карело-Кольской провинции

Компоненты	Вуориярви (6)	Африканда (9)	Себельявр (8)	Ковдорский (1)
TiO ₂	1,70	2,75	1,87	1,54
Fe ₂ O ₃	3,59	3,43	3,03	3,58
FeO	5,16	6,41	5,32	5,36
MgO	22,35	21,45	22,36	20,33
F	0,32	0,52	0,39	—
F _{общ}	17,4	19,7	17	19,3

Примечание. В таблице использованы химические анализы слюд из работ А. А. Кухаренко и других [61], С. М. Прохоровой и других [112], В. И. Тернового и других [141], а также выполненных во ВСЕГЕИ аналитиком А. Н. Аксельброд на материале И. Я. Дядькиной. В скобках приведено число анализов.

Несмотря на большое разнообразие минеральных парагенезисов, образующихся при формировании флогопитоносных тел, среди комплексов ультраосновных и щелочных пород ведущая роль принадлежит ассоциации форстерит-диопсид-флогопит, возникшей в процессе метасоматического преобразования пород преимущественно оливинового состава. При этом весьма перспективными оказываются зоны, характеризующиеся чередованием пород существенно оливинового состава с меллитолитами, турьятами, гранатовыми автоскарнами и т. д. Очевидно, причиной тому помимо повышенной проницаемости могло служить благоприятное сочетание на этих участках пород, содержащих такой малоподвижный компонент, как магний, необходимый для образования флогопита.

Состав флогопита нередко зависит также от геохимических особенностей пород той или иной провинции или массива. Так, слюды Маймеч-Котуйской провинции менее фтористы, как указывает С. М. Прохорова, Н. З. Евзикова, А. Ф. Михайлова [112], и в качестве элементов-примесей они практически не содержат Nb. Флогопит Ковдорского месторождения, по данным О. М. Римской-Корсаковой [16, 117], наряду с Ba, Zr, Ga, Ti, Co содержит заметные количества Sr и Nb; флогопит месторождений Себельявр и Африканда, образованный за счет рудных пироксенитов, характеризуется присутствием повышенного количества Ni, Co, Ti, Cu, Nb.

Флогопит из месторождений комплексов ультраосновных и щелочных пород отличается присутствием различного рода включений (газовых, газовой-жидких и твердых), в значительной мере ухудшающих его качество. Не останавливаясь на рассмотрении этого вопроса, поскольку ему посвящено большое число специальных работ С. М. Прохоровой, Н. З. Евзиковой и А. Н. Михайловой [112], О. М. Римской-Корсаковой [116, 117], А. Г. Булаха [146], Н. И. Красновой [176] и других, подчеркнем, что

отрицательным фактором для сохранения высококачественной слюды является совпадение участков флогопитизации с последующими зонами дробления, апатитизации и карбонатизации [112, 1,106].

Заканчивая рассмотрение локальных факторов размещения и формирования флогопитовых месторождений подчеркнем главное. Благоприятным для обнаружения флогопитовых месторождений является сочетание следующих геологических особенностей щелочно-ультраосновных комплексов.

1. Наличие в массивах ультраосновных пород — оливинитов, перидотитов и пироксенитов, особенно безрудных разновидностей, сложенных высокомагнезиальными силикатами, и сравнительно мощной зоны ийолит-мельтейгитов (не менее 20—25% площади на современном эрозионном срезе ряда массивов Карело-Кольской и Северо-Сибирской провинций, несущих флогопитовые месторождения).

2. Интенсивное проявление метасоматических контактово-реакционных биметасоматических и инфильтрационных процессов. Наиболее перспективными являются зоны контактов ультрабазитов и щелочных пород и в них участки, претерпевшие многократное дробление и дислокации. Высокие концентрации флогопита приурочены к оливинитам, пироксенитам и меллититовым породам.

3. Флогопитовые тела локализуются как в связи с кольцевыми и полукольцевыми зонами нарушений, так и секущими зонами дислокаций в ультрабазитах, вблизи контакта со щелочными породами. В пределах слюдоносных залежей распределение крупно- и гигантокристаллического флогопита в свою очередь контролируется зонами трещиноватости.

4. В связи с вертикальной зональностью щелочно-ультраосновных интрузивов оптимальными для возникновения флогопитовых залежей являются интрузивы средних уровней среза, в которых устанавливается преобладание ультрабазитов по отношению к мельтейгит-ийолитам.

5. Наиболее высококачественный флогопит приурочен к участкам многократной перекристаллизации — к пегматоидным разновидностям пород. При этом наряду с флогопитом такие зоны содержат повышенные концентрации апатита и некоторых редкометалльных минералов.

Массивы щелочно-ультраосновных пород, включающие флогопитовые месторождения и слюдопроявления, как правило, несут и другие полезные ископаемые [железные руды, апатит, редкие металлы и известь в связи с карбонатитами; железо, апатит и известь в связи с серией апатито-форстерито-магнетитовых пород (фоскоритов); огнеупорное сырье — с форстеритами и др.]. Таким образом, поиски и разведка флогопитовых залежей должны вестись с учетом комплексности оруденения массивов.

Особенности формирования месторождений флогопита

Рассмотренные закономерности размещения месторождений флогопита свидетельствуют о том, что образование промышленных слюдоносных тел осуществлялось в зоне контактовых ореолов щелочных интрузий (аляскитовых гранитов, ийолитов и т. п.) с высокомагнезиальным субстратом (оливинитами, перидотитами, пироксенитами, мелилитолитами, пироксеновыми сланцами, амфиболитами, доломитовыми мраморами). Присутствие этих пород обеспечивает наличие почти всех необходимых для образования флогопита компонентов и в том числе таких малоподвижных, как магний и алюминий (табл. 16).

Однако, как было ранее показано, не все из перечисленных выше пород в одинаковой мере благоприятны для формирования промышленных залежей слюды. Согласно расчетам, выполненным А. А. Кухаренко [61], при образовании флогопита за счет оливина возникает избыток магния, что в силу малой подвижности последнего препятствует течению процесса. При развитии слюд за счет диопсида магний, напротив, оказывается в недостаточном количестве и его компенсация может осуществляться за счет оливина. При отсутствии последнего возникает пористость, образуются пустоты выщелачивания, которые могут заполняться кальцитом, кристаллизующимся в большом количестве за счет избыточного кальция, высвободившегося в процессе формирования слюдоносных зон.

Следует отметить, что если в щелочно-ультраосновных комплексах развитие слюдоносных тел осуществляется за счет пород с высоким содержанием магнезиальных минералов (оливина, пироксена), то в комплексах докембрийских метаморфических пород количество пироксена нередко не превышает 20—30%, а оливин полностью отсутствует. Возможно, этим обстоятельством вызвана интенсивная пористость пород, подвергшихся метасоматозу в процессе формирования слюдоносных тел. Пустоты имеют неправильную форму и часто выполнены кальцитом. Обычно присутствуют в их краевой части идиоморфные кристаллы флогопита. Следует учитывать, что заимствование магния могло осуществляться из пород, непосредственно вмещающих слюдоносные тела.

Таблица 16

Химический состав пород (%) флогопитоносных провинций различного типа

Компо- ненты	Алдан- ская провин- ция (5)	Слюдя- н- ский р-н Прибай- кальской провин- ции (18)	Карело-Кольская провинция				
			Амфибол-диопсидо- вые сланцы	Оливини- ты (10)	Пироксе- низиро- ванные оливи- ниты (1)	Пироксе- ниты (6)	Мелили- толиты (2)
SiO ₂	51,42	46,36	38,37	34,58	41,99	38,25	41,81
TiO ₂	1,07	1,45	0,21	1,31	3,59	0,83	1,58
Al ₂ O ₃	15,13	14,51	1,05	2,48	3,28	8,76	16,24
Fe ₂ O ₃	1,84	3,80	3,73	10,85	8,41	4,39	5,04
FeO	8,65	9,08	9,78	13,58	6,13	5,43	3,37
MnO	0,19	0,18	0,35	0,42	0,13	0,16	3,00
MgO	6,75	6,92	43,34	28,14	13,84	17,86	3,31
CaO	8,96	13,38	1,15	6,20	20,66	17,96	13,14
Na ₂ O	3,26	2,38		0,22	0,67	2,46	7,28
K ₂ O	1,32	0,51	0,27	0,85	0,46	1,87	3,18

Примечание. Анализы (число их указано в скобках) заимствованы из опубликованных работ [61, 141].

В табл. 17 можно видеть падение содержания магния в диопсид-содержащих сланцах вблизи слюдоносных тел.

Вопрос о возможном переносе магния на то или иное расстояние при образовании флогопитоносных тел дискутируется в течение длительного периода времени [72, 85, 98]. В настоящее время можно с достоверностью говорить лишь о том, что все известные проявления магнезиальных слюд теснейшим образом связаны с участками развития высокомагнезиальных пород и не обнаруживаются за их пределами [42, 107, 119].

Малая подвижность алюминия определяет положение слюдоносных тел в зонах контакта магнезиальных пород с алюмосиликатными, весьма благоприятными являются участки сетчатой инъекции последних в магнезиальный субстрат. Несомненна также роль глинозема, первично содержащегося во вмещающих породах: пироксенитах, пироксеновых сланцах, мелилитолитах (см. табл. 16).

Весьма показательным примером является развитие слюдоносных тел в связи с магнезиальными карбонатными породами. Доломитовые мраморы содержат лишь маломощные флогопитоносные тела в зоне их контакта с гранитоидами либо на некотором удалении от него. Масштаб ослюденения обычно здесь невелик. Очевидно, образованию более крупных промышленных слюдоносных

Таблица 17

Химический состав (%) вмещающих пород в слюдоносных провинциях

Компоненты	Диопсидовый сланец Алданской провинции [127]		Амфибол-пироксеновый сланец Слюдянского р-на Прибайкальской провинции	
	Расстояние от слюдоносного тела, м			Неизменная порода [164]
	0,0—0,1	1,8	0,5 *	
SiO ₂	61,40	56,84	54,74	48,14
TiO ₂	0,95	1,55	0,50	1,62
Al ₂ O ₃	13,55	15,01	11,68	14,61
Fe ₂ O ₃	1,73	3,43	1,76	1,60
FeO	4,32	6,77	4,27	10,15
MnO	0,10	0,04	0,22	6,36
MgO	3,92	4,34	3,64	13,91
CaO	3,62	2,10	16,89	0,20
Na ₂ O	1,53	3,71	2,89	2,38
K ₂ O	7,91	5,85	0,61	0,50
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,08
H ₂ O ⁺	0,34	0,14	0,48	—
П. п. п.	0,66	0,13	2,05	0,59
Σ	100,03	99,91	99,73	100,14

* По данным И. Я. Дядькиной.

тел препятствуют, с одной стороны, малая подвижность алюминия, а с другой — высокая пластичность мраморов, неблагоприятная для проникновения в них гранитоидного материала.

Привнос калия, скорее всего, осуществлялся растворами, генерируемыми щелочными интрузиями (в комплексах ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов) [61] или привносимыми в процессе формирования гранитоидов аляскинского состава (в комплексах докембрийских метаморфических пород) [62, 71]. Метасоматические тела, образованные на контакте магнезиальных пород с гранитоидами плагиоклазового состава, не содержат флогопита. Более характерны для них тальк, энстатит, шпинель (зоны контакта гипербазитов Восточной Тувы).

Вместе с тем для образования промышленных флогопитоносных тел присутствие в достаточном количестве составляющих компонентов не является единственным условием. Необходимо, чтобы эти компоненты входили в состав определенных минералов. Опыт изучения слюдоносных провинций показывает, что наиболее благоприятны для развития флогопита оливин и диопсид [61, 85, 97]. Характерно, например, что ромбический пироксен — гиперстен, — как правило, не замещается флогопитом, что, вероятно, связано с его повышенной железистостью.

Флогопит является широко распространенным в природе минералом. Он образует достаточно крупные концентрации не только в комплексах ультраосновных, щелочных пород и докембрийских метаморфических толщах, но и в ряде других геологических формаций. Такие слюдопроявления отличаются от описанных типов тем, что они сложены мелкокристаллическими агрегатами.

Рассмотрим конкретные примеры.

1. На месторождениях Лебяжинском (Урал) и Хайлеолском (Кузнецкий Алатау) железорудные тела, приуроченные к зонам контакта сиенитов с породами эффузивно-осадочного комплекса (андезитами, базальтами, порфиритами, туфами), содержат до 40% мелкокристаллического флогопита, имеющего железистость 10—14% [60, 104].

2. В зонах контакта ультраосновных пород дунит-пироксенит-габбровой формации с более молодыми калиевыми гранитами (Субутакское месторождение в Казахстане) присутствует мелкокристаллический флогопит. Его железистость достаточно высока и достигает 20—30%. Такие проявления слюд перспективны для нахождения вермикулитовых руд [87].

3. В Енисейской провинции ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов в зоне контакта сиенитов Енисейского массива с вмещающими доломитами киликейской свиты находятся слюдоносные тела форстерит-шпинель-флогопитового состава, возникшие в результате взаимодействия щелочной магмы с магнезиальными карбонатными породами. Мощность тел достигает сотен метров, флогопит мелкочешуйчатый и, судя по оптическим константам ($2V = 0$, $Nm = 1,573$), имеет низкую железистость [7].

Приведенные примеры далеко не полностью исчерпывают все возможные сочетания магнезиальных и щелочных алюмосиликатных пород, благоприятные для нахождения флогопитоносных тел. Как показывает анализ геологического строения участков развития таких пород, флогопит в них в отдельных случаях дает промышленные концентрации, однако, как правило, является мелкокристаллическим.

Очевидно, что нахождение скоплений крупнокристаллических слюд в комплексах ультраосновных, щелочных пород и в докембрийских метаморфических толщах не является случайным. Вполне вероятно, оно обусловлено созданием здесь (помимо наличия двух благоприятных сред — магнезиальной алюмосиликатной и щелочной) определенных термодинамических условий.

В первом случае имело место воздействие постмагматических растворов на те же интрузии, с которыми они теснейшим образом связаны во времени. Следовательно, последние к этому моменту могли находиться в стадии неполного остывания. Во втором — слюдоносные тела развивались под воздействием растворов, связанных с аляскистыми гранитами, формирование которых происходило в процессе ультраметаморфизма пород.

Таким образом, при формировании залежей крупнокристаллических слюд щелочные растворы воздействовали на сильно прогретые большие массы пород, характеризующиеся медленным процессом остывания. Интересный пример в этом отношении представляет массив Инагли, отличающийся от типичных интрузивов ультраосновной щелочной формации значительным разрывом во времени формирования ранних ультраосновных пород и более поздних щелочных [74]. В зоне контакта тех и других образований находятся мощные тела относительно мелкокристаллического флогопита.

Исходя из сказанного можно полагать, что месторождения крупнокристаллического флогопита формировались лишь на тех участках земной коры, где либо образование высокомагнезиального субстрата и выделение щелочных растворов были связаны во времени и происходили в определенном температурном интервале, либо имел место интенсивный вторичный разогрев вмещающих толщ в период поступления щелочных растворов. Очевидно, ведущую роль играло то обстоятельство, что остывание таких участков земной коры происходило в условиях больших глубин и осуществлялось замедленно, в течение длительного периода времени. Образование месторождений крупнокристаллического мусковита, по данным Ю. Е. Рыцка, происходило в близких условиях.

Общей особенностью месторождений флогопита является также зависимость состава ранних минеральных парагенезисов и слагающих их минералов от окружающей среды в целом, а также химического состава непосредственно замещаемых минералов. Это наиболее отчетливо прослеживается на примере флогопита. Так, приведенные в табл. 18 данные показывают, что диопсид из форстерит-флогопит-диопсидовых тел Ковдорского массива Карело-Кольской провинции и из скаполит-диопсид-флогопитовых тел Алдана имеют близкие коэффициенты железистости. В то же время железистость промышленно ценного флогопита из этих месторождений, несмотря на их принадлежность к различным формационным типам, примерно одинакова и составляет 12—14%. Интересно, что химический состав диопсида материнских пород тех и других месторождений (в одном случае пироксеновых сланцев, в другом — пироксенитов) имеет существенные отличия. Вероятно, в комплексах докембрийских метаморфических пород в процессе формирования слюдоносных тел вмещающие толщи подвергались более глубокому преобразованию.

Вместе с тем нельзя не подчеркнуть наличия закономерности в эволюции флогопитообразования. С течением времени происходит постепенное ослабление влияния окружающей среды на особенности процесса и закономерное изменение состава возникающих минеральных индивидов. Состав поздних парагенезисов и флогопита, как правило, лишь в незначительной степени зависит от характера вмещающей среды. На месторождениях комплексов

Таблица 18

Средний химический состав диопсида (%) из пород, вмещающих
слюдоносные тела, и слюдоносных тел

Компоненты	Комплексы докембрийских метаморфических пород (Алданская провинция)		Комплексы ультраосновных, щелочных пород (Ковдорский массив Карело-Кольской провинции)	
	Диопсид-амфи- боловые гнейсы пенгровской серии (6)	Скаполит-диоп- сид-флогопито- вые тела (16)	Пироксениты (11)	Форстерит фло- гопит-диопси- довые тела (8)
SiO ₂	50,50	50,58	49,35	51,86
TiO ₂	0,25	0,14	1,25	0,29
Al ₂ O ₃	2,29	4,33	2,98	1,67
Fe ₂ O ₃	3,51	2,46	3,91	2,36
FeO	7,12	1,68	2,74	1,79
MnO	0,43	0,11	0,12	0,07
MgO	12,51	15,62	14,28	16,43
CaO	22,64	24,01	24,15	24,54
Na ₂ O		0,25		0,39
K ₂ O	0,56	0,27	0,52	0,16
Σ	99,81	99,45	99,30	99,56
F _{общ}	31,57	12,24	19,50	11,90

Примечание. Использованы анализы (число их указано в скобках) из опубликованных работ [22, 61, 141], а также анализы И. Я. Дядькиной, аналитик А. Н. Аксельрод, ВСЕГЕИ.

докембрийских метаморфических пород жилы выполнения пересекают различные породы, практически не изменяя своего состава. На месторождениях, связанных с породами ультраосновной, щелочной формации, поздние слюды — изумрудно-зеленый флогопит и красно-бурый тетраферрифлогопит — развиваются среди родственных им образований (камафоритов и карбонатитов), а наряду с этим образуют промышленно ценный темно-зеленый флогопит, находясь в последнем случае в нехарактерных для них парагенетических ассоциациях. В то же время, если для минералов ранних стадий более типично метасоматическое развитие, то для поздних присуще отложение из растворов, в свободном пространстве.

Значительный интерес представляет ассоциация флогопитоносных зон обоих типов с месторождениями железных руд и апатита. На основе рассмотренных выше материалов и имеющихся литературных данных [61] установлено, что такая связь не случайна и представляет собой закономерное развитие процесса минералообразования на месторождениях описываемых формационных типов. Вполне вероятно, что определенное значение имело обогащение растворов кальцием и железом в процессе флогопитообразования [61, 116].

На фоне общих закономерностей образования промышленных концентратов крупнокристаллического флогопита месторождения двух рассмотренных в работе формационных типов имеют существенные отличия. Их образование обусловлено двумя принципиально различными процессами, проявляющимися на поздних стадиях геосинклинального развития и в платформенных условиях:

1) воздействием щелочных растворов, образующихся при формировании аляскитовых гранитов в процессе регионального метаморфизма и ультраметаморфизма пород на высокомагнезиальные пироксенсодержащие гнейсы, сланцы и мраморы, вызывающими явления интенсивного метасоматоза и последующего отложения вещества в открытых полостях;

2) совмещением ультраосновного и щелочного магматизма, проявляющегося в областях длительной стабилизации в пределах зон глубинных разломов, с постмагматической деятельностью поздних дериватов этих же очагов, приводящей к интенсивным контактово-реакционным и инфильтрационным процессам.

Таким образом, формирование месторождений первого типа осуществлялось в результате дифференциации верхней части гранитного слоя, образованного за счет осадочно-эффузивных пород предыдущего тектоно-магматического цикла. Для месторождений второго типа характерна связь с производными многократного линейного магматизма, развивающегося в условиях совмещения продуктов эволюции магмы вдоль одних и тех же каналов. В случае несоблюдения этого условия интрузии ультраосновных и щелочных пород пространственно разобщены, что типично для складчатых областей.

Особенность образования месторождений флогопита различных формационных типов определили рассмотренные выше различия в их минеральных парагенезисах, масштабе проявления той или иной минерализации и качестве сырья. Весьма отчетливо эти различия могут быть проиллюстрированы также путем сопоставления химического состава флогопита из месторождений различных формационных типов и слюдоносных провинций. Такое сравнение было осуществлено путем вычисления средних арифметических значений содержания главных компонентов, слагающих флогопит, и с помощью метода дискриминантных функций.* Для этого отбирались результаты химических анализов лишь наиболее типичного для данного слюдоносного поля флогопита, представляющего собой основную промышленную генерацию (на месторождениях формации ультраосновных, щелочных пород учитывался состав флогопита из слюдоносных тел, залегающих в оливинитах, пироксенитах, мелилитсодержащих породах; на месторо-

* Использовались анализы из ряда опубликованных работ [22, 64, 62, 85 и др.], а также выполненные во ВСЕГЕИ аналитиками А. Н. Аксельрод, М. П. Филатовой, М. А. Гусаковой.

Таблица 19

Средний химический состав (%) флогопита различных месторождений

Компоненты	Месторождения комплексов ультраосновных, щелочных пород (127)*	Месторождения комплексов древних метаморфических пород (150)	Маймеч-Котуйская провинция (40)	Карело-Кольская провинция (77)	Алданская провинция (58)	Слюдянский район Прибайкальской провинции (45)	Южно-Памирская провинция (26)	Кимберлиты Восточной Сибири (6)	Магнезиальные скарны (10)
SiO ₂	37,64	38,59	37,81	37,48	37,80	38,73	39,63	38,83	40,49
TiO ₂	1,49	0,71	1,55	1,44	0,46	0,97	0,59	0,83	0,40
Al ₂ O ₃	15,24	16,16	14,96	15,52	16,98	15,98	15,58	14,70	14,02
Fe ₂ O ₃	3,49	1,79	3,90	3,01	2,44	1,24	1,16	3,34	1,43
FeO	5,47	2,81	5,92	5,01	3,09	2,23	1,59	4,61	1,70
MnO	0,13	0,05	0,17	0,10	0,05	0,05	0,03	0,02	0,07
MgO	22,19	24,68	21,69	22,70	23,83	24,26	25,44	21,84	27,12
CaO	0,48	0,41	0,51	0,45	0,42	0,31	0,56	1,06	0,60
BaO	0,58	0,83	0,62	0,55	1,03	0,79	0,38	—	0,20
Na ₂ O	0,82	0,70	0,73	0,91	0,82	0,45	0,60	0,29	0,41
K ₂ O	8,75	9,39	8,75	9,76	9,42	9,05	9,58	8,53	9,08
F	0,34	1,73	0,33	0,36	1,65	1,34	2,17	0,59	1,65
F _{общ}	17	9	19	16	11	7	5	16	5,8

* В скобках приведено количество анализов.

ждениях формации докембрийских метаморфических пород — состав флогопита из слудоносных тел, залегающих в гранитоидах, пироксенсодержащих гнейсах и жилах выполнения). Среднеарифметические значения содержаний отдельных компонентов во флогопите показаны в табл. 19.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что наиболее четко отличия устанавливаются при сравнении состава флогопита из месторождений, относящихся к разным формационным типам, и менее выражены у флогопита из отдельных слудоносных провинций, принадлежащих к одному типу. При этом диапазон колебания состава значительно больше у флогопита из месторождений, залегающих в докембрийских метаморфических комплексах, что может определяться большим разнообразием литологического состава вмещающих пород. В целом флогопит месторождений, связанных с породами ультраосновной, щелочной формации, характеризуется более высоким содержанием окислов железа, титана и марганца, меньшим количеством окиси магния, и особенно фтора по сравнению с флогопитом из месторождений, приуроченных к комплексам докембрийских метаморфических пород. В то же время наблюдается некоторое сходство между флогопитом из массивов щелочно-ультраосновной формации и кимберлитов и флогопитом

Памирской провинции, представленной в основном контактово-метасоматическими телами, и флогопитом из магнезиальных скарнов месторождений других типов.

Для конкретизации оценки сходства и различия в составе флогопита как на месторождениях различных формационных типов, так и внутри одного типа нами был применен метод дискриминантной функции *. Исходными данными служили результаты химических анализов флогопита, выраженные в процентах по массе. Определялись значения $\delta = \sqrt{\alpha/2}$, характеризующие количественно степень различия сравниваемых групп [33].

Выполненные расчеты показали, что отличия в составе флогопита из месторождений разных типов весьма значительны $\delta^I = 1,25$. Анализ флогопита из месторождений, принадлежащих к одному формационному типу, свидетельствует о том, что наиболее близок по составу флогопит из различных провинций, связанных с породами ультраосновной щелочной формации $\delta^{II} = 0,57$; в противоположность этому флогопит из месторождений, залегающих в комплексах древних метаморфических пород, имеет существенные расхождения $\delta^{III} = 1,01$, $\delta^{IV} = 1,09$. Весьма наглядно сходство и отличие в составе флогопита выявляется при графическом изображении рассчитанных линейных функций $D(x)$ (рис. 59).

Вероятность ошибки классификации в каждом из рассмотренных случаев для одного образца составила (%): $D^I(x) = 11$; $D^{II}(x) = 29$; $D^{III}(x) = 15$; $D^{IV}(x) = 11$.

Необходимое число анализов для того, чтобы ошибка p^{**} не превышала 0,01%, определено по формуле $n \geq (2Zp)^2/\alpha$ (Zp взято из таблиц нормального распределения). Для выполнения заданного условия количество анализов (%) в случае $D^I(x)$ должно быть равно 3, для $D^{II}(x) - 16$, для $D^{III}(x) - 5$, для $D^{IV}(x) - 4$.

Таким образом, проведенная математическая обработка дает возможность не только количественно сравнить состав флогопита различных месторождений, но и позволяет по небольшому числу анализов судить о его принадлежности к тому или иному формационному типу или слюдоносному полю.

Флогопит месторождений различных формационных типов отличается не только по своему составу, но и по наличию в нем дефектов. Если для флогопита комплексов ультраосновных и щелочных пород характерно обилие дефектов как первичных (газовые включения, винтовые и краевые дислокации, многоглавый рост, треки от деления радиоактивных ядер, малая твердость), так и вторичных (рекристаллизация, поздние трещины,

* Вычисления производились на электронно-вычислительной машине БЭСМ-4 по программе, составленной З. В. Агукиной и В. В. Грузой.

** Расчет ошибки выполнялся согласно С. В. Гольдину и В. А. Кутлину [31].

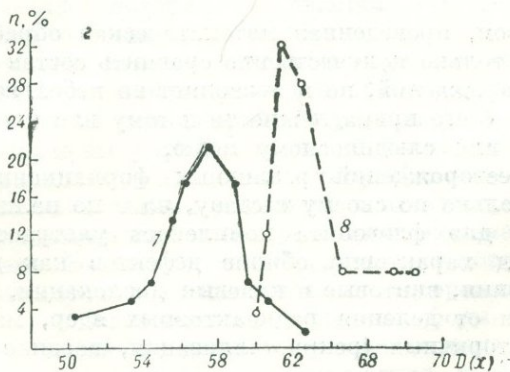
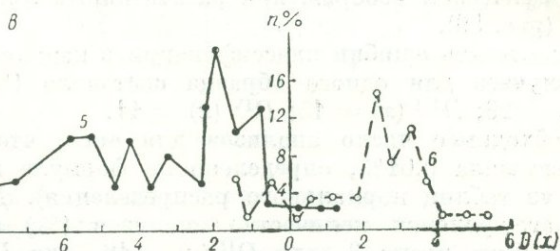
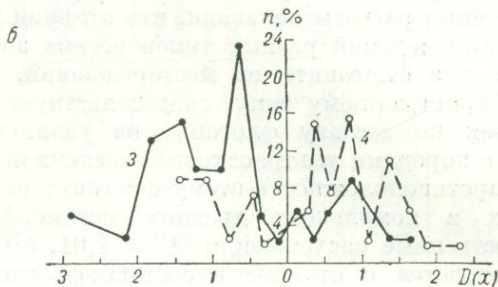
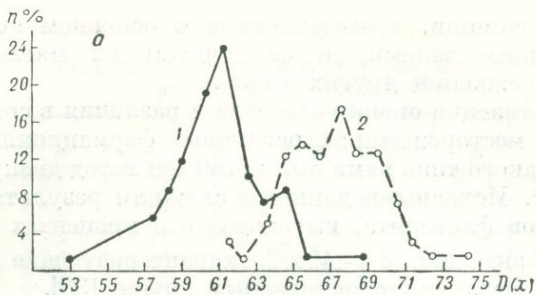


Рис. 59. Распределение значений функции $D(x)$ для флогопита.

Месторождения: а — в комплексах ультраосновных щелочных пород и карбонатов (1) и докембрийских магнезиальных метаморфических породах (2); провинции: б — Карело-Кольская (3) и Маймеча-Котуйская (4), в — Алданская (5) и Прибайкальская (6), г — Алданская (7) и Памирская (8).

гидратация), то во флогопите из слюдоносных комплексов докембрийских метаморфических пород имеются в основном вторичные дефекты, возникшие в процессе пострудных тектонических подвижек (игольчатая и столбчатая отдельность, гофрировка и др.).

Обилие первичных дефектов во флогопите из месторождений щелочно-ультраосновной формации может быть связано с тем, что кристаллизация слюды в этом случае осуществлялась в многокомпонентной, резко неравновесной системе. В таких условиях рост кристаллов мог сопровождаться захватом большого числа посторонних включений, присутствие которых, как известно, приводит к искажению кристаллической решетки слюды и развитию в ней дефектов.

Таким образом, общими условиями, необходимыми для формирования месторождений крупнокристаллического флогопита, являются: 1) сочетание на одном участке двух сред — высокомагнезиальной алюмосиликатной и щелочной; 2) интенсивный прогрев пород и их последующее медленное остывание при отсутствии заметного перерыва во времени формирования магнезиального субстрата и поступления щелочных растворов.

Эти условия в наибольшей мере обеспечиваются при формировании крупных полнодифференцированных массивов щелочно-ультраосновной формации, а также в комплексах пород, претерпевших региональный метаморфизм (гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фации) и ультраметаморфизм, в период образования гранитоидов щелочного (аляскитового) состава.

Глава VII

Комплексность месторождений полезных ископаемых в слюдоносных провинциях различных типов

Характерной чертой всех флогопитоносных провинций мира является их комплексность. Помимо флогопита они являются источником ряда полезных ископаемых, образующих зачастую промышленные концентрации (см. табл. 2). Возможность совместного извлечения полезных компонентов, сосредоточенных в пределах небольшой площади, открывает широкие перспективы для снижения себестоимости добываемого сырья, а главное позволяет сохранить для народного хозяйства то ценное сырье, которое в настоящее время представляет собой «отходы» производства.

Месторождения в докембрийских метаморфических породах

Из полезных ископаемых, имеющих пространственную, а возможно, и генетическую связь с флогопитоносными зонами, наибольший интерес представляют лазурит, железные (магнетитовые) руды и апатит. Месторождения этих полезных ископаемых располагаются в пределах продуктивных на флогопит свит, на участках развития аляскитовых гранитов (сопровождаемых флогопитовой минерализацией) и имеют одинаковые минеральные парагенезисы со слюдоносными телами.

Лазурит, как известно, представляет собой уникальное сырье, свойственное только данному типу месторождений. С древних времен он используется в качестве поделочного камня, а также для производства высококачественных красителей. В последние годы после длительного перерыва этому сырью вновь уделяется большое внимание. Начата разработка лазуритовых руд в Прибайкалье, ведется разведка Ляджвардаринского месторождения на Памире. Характерной особенностью является то, что лазуритовая минерализация известна лишь во флогопитоносных провинциях, залегающих в пределах срединных массивов и внутригеосинклинальных поднятий.

Месторождения магнетитовых руд имеют значительные запасы, составляющие до миллиарда тонн и более. Однако до настоящего

времени они не подвергаются разработке. В то же время для развития железорудной базы на востоке страны магнетитовые месторождения в комплексах докембрийских метаморфических пород Алданского щита представляют огромный интерес.

Апатитовая минерализация, проявленная в пределах слюдоносных полей, весьма разнообразна [3]. В связи с относительно невысоким содержанием P_2O_5 (около 5,5%) и малыми запасами (первые десятки миллионов тонн) месторождения этого типа до сих пор в нашей стране не подвергались эксплуатации. За рубежом примеры разработки таких месторождений известны (Канада, КНДР). Ниже рассмотрено комплексное оруденение отдельных флогопитоносных провинций.

В Алданской провинции железорудные месторождения сконцентрированы главным образом в пределах Тимптонского слюдоносного поля, где они образуют две группы: Леглиерскую (Таежное, Магнетитовое, Тинское, Утомительное и др.) с запасами более 1,5 млрд. т и более мелкую Сиваглинскую (Сиваглинское, Комсомольское, Пионерское). Самостоятельное положение занимает Десовское месторождение. Кроме того, значительные проявления железных руд известны в пределах Эмельджакского, Таборного, Белибердинского месторождений флогопита на севере провинции. Содержание железа в магнетитовых рудах этих месторождений колеблется от 40 до 50%.

Наибольший интерес в настоящее время представляет Таежное месторождение, обладающее крупными запасами железных руд и имеющее благоприятное географо-экономическое положение. Следует отметить, что с 1949 по 1952 г. это месторождение эксплуатировалось на флогопит.

Таежное месторождение (рис. 60) залегает в пределах продуктивного на флогопит леглиерского горизонта федоровской свиты [89]. Подстилающей является толща пироксеновых гнейсов и сланцев, представленная гиперстен-биотитовыми, гиперстен-амфиболовыми, диопсид-плагноклазовыми гнейсами и сланцами. Выше лежащая рудовмещающая толща делится на три пачки: нижнюю — рудоносную (доломитовую с прослоями лейкократовых биотитовых и диопсидовых гнейсов); промежуточную — гнейсовую (биотитовые и амфиболовые разновидности) и верхнюю — рудоносную, представленную доломитами с прослоями лейкократовых биотитовых и диопсидовых гнейсов. Перекрывают эти толщи силлиманитовые гнейсы и кварциты. Широко распространены здесь согласные тела аляскитовых гранитов. Вся магнетитовая минерализация сосредоточена в метасоматических флогопит-амфибол-диопсид-магнетитовых телах, развивающихся среди гнейсов и сланцев или серпентин-магнетитовых рудах, образующихся на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород. Всего на месторождении установлено 18 залежей, из них четыре имеют длину 750—800 м при мощности 70—100 м, остальные — 100—300 м при мощности около 50 м.

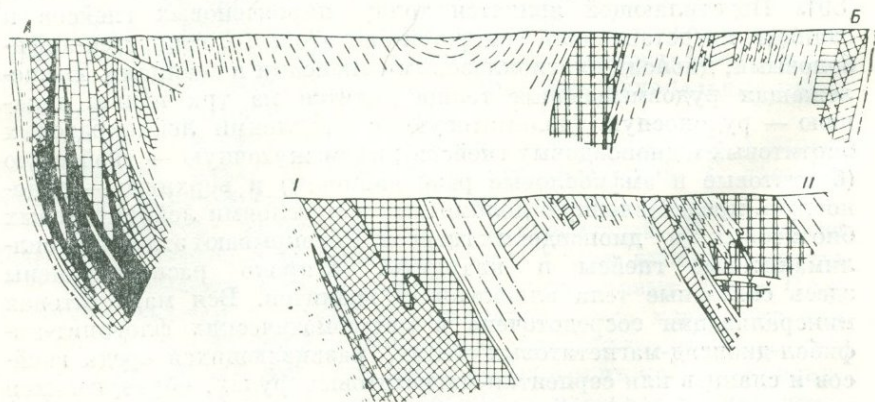
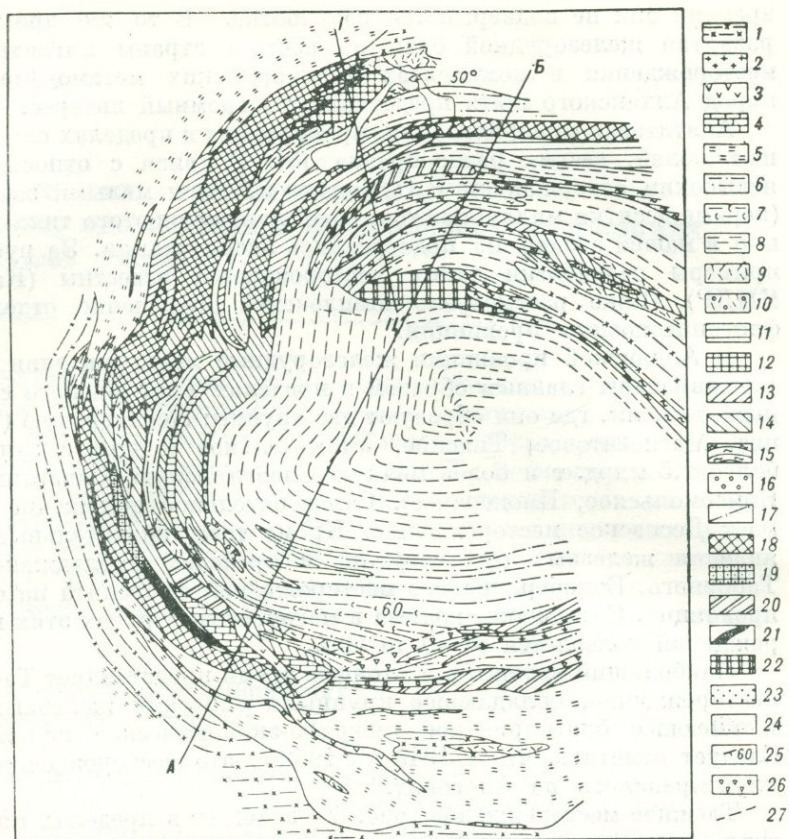


Рис. 60. Схема геологического строения Таежного железорудного месторождения, по А. А. Маракушеву.

1 — мигматиты, аляскиты, диопсидовые граниты; 2 — гранит-пегматиты; 3 — сиенит-порфиры мезозойского возраста; 4 — доломитовые мраморы; 5 — пироксеновые, пироксен-биотитовые, пироксен-роговообманковые основные кристаллические сланцы и гнейсы;

В Прибайкальской провинции значительную ценность представляют месторождения лазурита, связанные с перевальной свитой слюдянской серии. Лазуритовые тела приурочены к зонам кальцит-доломитовых мраморов и гранитоидов. Всего в данном районе известно около 10 месторождений, 5 из них находится в долине р. Слюдянки. Среднее содержание лазурита-сырца — 18,4 кг/м³.

Перспективы этого района на лазурит не ограничиваются запасами уже эксплуатирующегося Малобыстринского месторождения и могут быть значительно расширены за счет уже известных и поиска новых проявлений в пределах развития карбонатных пород култуковской свиты.

Весьма удобное географо-экономическое расположение Прибайкальской провинции позволяет обратить внимание на довольно широкое развитие в докембрийских толщах апатитовой минерализации, в настоящее время еще не достаточно изученной. Последняя развита в пегматитах, флогопит-диопсидовых метасоматических телах, кальцит-флогопитовых жилах и кварц-диопсидовых породах. Наибольший практический интерес представляют горизонты кварц-диопсидовых пород култуковской свиты, содержащие от 2 до 20% P₂O₅. М. С. Сахаровой здесь выделено 8 продуктивных горизонтов мощностью от 10 до 100 м. Апатит в данных породах представлен в виде ксеноморфных выделений, цементирующих зерна диоксида, часто он образует взаимопараллельные или ветвящиеся прожилки мелкозернистого агрегата. Наибольшие перспективы представляют участки пади Улунтуй, Сюточкиной пади, рек Похабихи и Буртуй. Прогнозные запасы района оцениваются около 5 млн. т.

На Юго-Западном Памире в породах горанской свиты наряду с флогопитом широко распространены другие неметаллические полезные ископаемые, такие как лазурит, тальк, энстатит, форстерит, благородная шпинель. Однако по условиям образования и наличию парагенетической связи с аляскитовыми гранитами наиболее близки к флогопитовым месторождения лазурита.

Ляджвардаринское месторождение лазурита залегает в пределах продуктивного на флогопит верхнего горизонта горанской свиты. Непосредственно на месторождении развиты биотитовые, гранато-биотитовые гнейсы, зачастую мигматизированные, и мраморы;

6 — лейкократовые гнейсы; 7 — графитовые гнейсы; 8 — биотит-силлиманитовые и биотит-кордиеритовые гнейсы, кварцито-гнейсы и кварциты. Метасоматические породы: 9 — диопсид-плагноклазовые и диопсид-скаполитовые, 10 — шпинель-диопсидовые и турмалин-диопсидовые; 11 — диопсидовые и гиперстеновые с флогопитом, 12 — форстеритовые и гиперстен-форстеритовые, серпентинизированные; 13 — флогопитовые, 14 — диопсид-флогопитовые, гиперстен-флогопитовые, 15 — диопсид-амфиболовые с флогопитом, 16 — андрадитовые, геденбергит-андрадитовые со скаполитом; 17 — жилы флогопита и зоны замещения гнейсов амфиболом и флогопитом. Рудные залежи: 18 — форстерит-магнетитовые с флогопитом; 19 — гиперстен-магнетитовые и диопсид-магнетитовые; 20 — флогопит-магнетитовые; 21 — людовигит-магнетитовые; 22 — роговообманково-магнетитовые с флогопитом; 23 — салит-магнетитовые и геденбергит-магнетитовые; 24 — кварц-магнетитовые с биотитом, роговой обманкой; 25 — элементы залегания пород; 26 — тектонические брекчи; 27 — дизъюнктивные нарушения.

моры. Имеются пластовые интрузии гранитов, гранит-пегматитов и аплитов. Лазуритсодержащие тела (гнезда и линзы размером до $5 \times 0,5$ м) залегают непосредственно среди мраморов. Месторождение представляет значительный практический интерес в связи с весьма высоким качеством содержащегося в нем сырья.

Месторождения комплексов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов

Активное изучение ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов началось лишь с 50-х годов текущего столетия в связи с открытием в них за сравнительно короткий промежуток времени весьма крупных, а в отдельных случаях и уникальных месторождений, содержащих комплекс полезных ископаемых [35, 61, 79, 150]. Главнейшими среди них помимо флогопита являются руды редких и редкоземельных элементов, железа, меди, а также флюорит, апатит, вермикулит, форстерит, минеральные краски, цементное сырье. Возможно попутное извлечение титана, свинца, молибдена, марганца, бария, алюминия и др. Приведенный перечень полезных ископаемых, образующих промышленные концентрации в массивах ультраосновных, щелочных пород с каждым годом пополняется.

Большие перспективы представляет разработка кор выветривания, в пределах которых помимо образования вторичных продуктов (вермикулит, минеральные краски, франколит) осуществлялась концентрация первичных элементов. Содержание ниобия, апатита, барита и других, например, в коре выветривания карбонатитов в несколько раз выше, чем в коренных породах.

Месторождения рассматриваемого типа по широкому диапазону связанных с ними полезных ископаемых представляют собой уникальное явление. Они еще весьма слабо изучены, однако даже за короткий период, прошедший с начала их освоения, открылись неограниченные возможности для внедрения новых технологических схем с полной переработкой всех продуктов производства.

За рубежом известен ряд примеров комплексной добычи полезных ископаемых из массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов: Палабора (медь, железо, вермикулит, апатит, цирконий, торий, уран), Букусу (железо, апатит, вермикулит), Сукулу (apatит, цементное сырье) — в Африке; Якупиранга (ниобий, цирконий, апатит, цементное сырье) — в Бразилии [35, 79].

В СССР Ковдорский массив в Карело-Жоельской провинции в настоящее время разрабатывается на флогопит, вермикулит и железные руды. Подготовлена база для извлечения из «хвостов» магнитной сепарации апатита.

Ниже, на примере отдельных массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, рассмотрим перспективы этого типа месторождений на те или иные виды полезных ископаемых.

А п а т и т. Месторождения комплексов ультраосновных, щелочных пород после уникальных хибинских — формации агпайтовых нефелиновых сиенитов — представляют наиболее перспективный промышленный тип на апатит. Уже несколько лет он извлекается из апатит-форстерит-магнетитовых руд и карбонатитов (как коренных, так и дезинтегрированных) массивов Букусу, Сукулу, Палабора (в Африке), Якупиранга (в Бразилии) и др.

Остаточные апатитовые руды Сукулу (Африка), содержащие 13% P_2O_5 , образуют запасы 200 млн. т. Кроме того, они содержат 25% железа и 0,25% Nb_2O_5 . На руднике Палабора (ЮАР) содержание P_2O_5 в карбонатитах (являющихся одновременно источником ниобия, тория, циркония, меди) и пироксенитах составляет 6—10%. Производительность этого рудника по апатиту 500 тыс. т концентрата в год.

Ж е л е з о и т и т а н. Как показывает опыт работы рудников Ковдорского в Карело-Кольской провинции в СССР, Фен в Норвегии, Букусу в Африке, весьма рентабельным является извлечение железа из апатит-форстерит-магнетитовых руд, где его содержание достигает 28—30%. Кроме того, железо в количестве от 10 до 30% имеется в карбонатитах и перовскит-титаномагнетитовых рудах. Последние, кроме того, могут служить источником титана. Запасы эксплуатируемого месторождения титаномагнетитовых руд массива Магнет-Ков (США) достигают многих сотен миллионов тонн при содержании двуокиси титана от 3 до 25%, железа — от 20 до 35% и пятиокиси ниобия — от 0,05 до 0,15%.

В СССР в настоящее время учтены запасы железа лишь двух массивов ультраосновных щелочных пород: Ковдорского и Африкандовского (Карело-Кольская провинция). Железные руды Ковдорского месторождения используются Череповецким металлургическим комбинатом совместно с рудами, извлекаемыми из железистых кварцитов Оленегорского месторождения для получения высококачественного чугуна. Содержание посторонних примесей в нем составляет (%): кремния — 0,5; марганца — 0,22—0,28; фосфора — 0,06—0,15; серы — 0,025; углерода — 4,7.

Р е д к о з е м е л ь н ы е, р а с с е я н н ы е и р а д и о а к т и в н ы е э л е м е н т ы. Карбонатиты являются концентратом ряда весьма ценных металлов — ниобия, тантала, церия, лантана, урана, тория, циркония, стронция, бериллия, цезия. Пироксеновые карбонатиты содержат 98,5% мировых запасов и 74,5% добычи за рубежом ниобиевого сырья. Содержание Nb_2O_5 в коренных породах составляет 0,1—1,5%, а в коре выветривания 4,5%.

За рубежом крупнейшим поставщиком ниобиевых руд является месторождение Ока в Канаде, эксплуатация которого осуще-

ствляется с 1961 г. Годовой выпуск пирохлоровых концентратов колеблется здесь в пределах 900—200 т при среднем составе 50—52% Nb_2O_5 и 0,72% Ta_2O_5 . В Европе на первом месте по добыче ниобиевых концентратов является рудник Сёве в Южной Норвегии. Его эксплуатация начата в 1952 г. Рудник имеет общие запасы 45 млн. т руды и 90 тыс. т пятиоксида ниобия. Годовая добыча концентрата 90 т при среднем составе 50—60% Nb_2O_5 и до 1,5% Ta_2O_5 .

Как источник редкоземельных элементов цериевой группы (Ce, La) огромный интерес представляют поздние анкерит-доломитовые и сидеритовые карбонатиты. Их роль резко возросла в результате открытия и эксплуатации уникального месторождения бастнезитовых карбонатитов Маунтин-Пасс (США), содержащих 0,5—5 до 20% Ta_2O_5 при запасах, равных десяткам и сотням миллионов тонн.

Циркониевые бадделейтовые руды являются побочным продуктом при получении железных, апатитовых руд и др. Их извлечение производится начиная с 1966 г. на руднике Палабора в ЮАР в количестве 2000 т бадделейта в год, содержащего 95% ZrO_2 .

Ф л ю о р и т. Большой интерес вызывает нахождение в анкерит-доломитовых карбонатитах флюорита, образующего в отдельных случаях крупные месторождения с запасами 8—12 млн. т при содержании CaF_2 от 10 до 80%, в среднем 22—35%. Разработка руд такого типа осуществляется в настоящее время лишь на месторождении Окурису (Юго-Западная Африка), где добыча составляет 7—10 млн. т руды ежегодно, содержащей более 35% CaF_2 [79, 150].

М е дь. Уникальные явления представляют собой полосчатые карбонатиты центральной части комплекса Палабора, содержащие 315 млн. т прожилково-вкрапленных халькопирит-борнитовых руд со средним содержанием в них меди 0,69%. Открытый здесь в 1963 г. рудник дает свыше 63 000 т металла в год и является крупнейшим медным рудником Африки. Изучение закономерностей формирования медной минерализации массива Палабора дало толчок для поисков сульфидных медных руд в других массивах. Небольшие концентрации меди найдены в массивах Айрон-Хилл (Колорадо), Букусу (Уганда) и др. Считается, что медная минерализация этого типа теснейшим образом связана с карбонатитовым процессом [35].

В е р м и к у л и т. Является новым и весьма ценным сырьем для производства тепло-и звукоизоляторов. Кора выветривания, развитая на флогопитовых слюдитах комплексов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов содержит крупнейшие по запасам (до 70 млн. т) месторождения высококачественного вермикулита [87, 140]. В СССР в настоящее время добыча вермикулита из месторождений такого типа осуществляется на Ковдорском массиве. За рубежом — на массиве Палабора Восточно-Африканской провинции.

Таким образом, массивы ультраосновных, щелочных пород представляют огромный интерес в связи с возможностью их разработки на большой комплекс полезных ископаемых. Следует учитывать, что прогнозирование связанных с ними месторождений следует проводить на всех этапах поисковых, геологоразведочных и даже эксплуатационных работ в связи с возможностью выявления по мере их детализации новых видов полезных ископаемых. Неуклонное расширение перспектив рудоносности пород ультраосновной, щелочной формации должно привлечь самое пристальное внимание планирующих геологических организаций.

Как уже было показано, в зависимости от геолого-структурной позиции массивы ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов имеют свою металлогеническую специализацию. Весь комплекс перечисленных выше полезных ископаемых может присутствовать в массивах, приуроченных к глубинным разломам (в том числе линеаментам), пересекающим щиты и краевые зоны платформ. Для провинций, располагающихся в зонах сочленения платформ со складчатым обрамлением, характерна редкоземельно-редкометаллическая и апатитовая минерализация с возможным проявлением флюоритизации. Щелочно-ультраосновные провинции срединных массивов характеризуются присутствием апатита, а при наличии кор выветривания — вермикулита, развитого за счет высокожелезистого мелкокристаллического флогопита или биотита.

В связи с большой перспективностью рассматриваемых месторождений представляется целесообразным хотя бы в самом общем виде рассмотреть перспективы отдельных провинций ультраосновных, щелочных пород в СССР на отдельные полезные ископаемые.

Карело-Кольская провинция, включающая 20 массивов ультраосновных, щелочных пород, является наиболее хорошо изученной и освоенной. Провинция, как уже было показано, является крупнейшим флогопитоносным районом страны, характеризующимся присутствием ряда полезных ископаемых (железо, титан, редкие металлы, цирконий, апатит, форстерит, цементное сырье, вермикулит и др.). В оценке перспектив этой провинции на комплекс полезных ископаемых большую роль сыграли работы СЗТУ, проводившиеся под руководством В. И. Тернового [138, 139, 141].

Основные запасы пятиоксида фосфора в Карело-Кольской провинции сосредоточены в комплексных форстерит-apatит-магнетитовых рудах, содержащих около 7% P_2O_5 и 25—30% железа. Согласно данным В. И. Тернового, общие прогнозные запасы таких руд в провинции составляют несколько миллиардов тонн. Кроме того, апатит содержится в количестве от 3 до 7% в карбонатитах. В коре выветривания, развитой на этих породах (apatит-франколитовые руды), содержание P_2O_5 составляет около 15%.

Одним из ценнейших видов полезных ископаемых Карело-Кольской провинции является также вермикулит, сосредоточенный

в пределах коры выветривания, развитой на оливин-диопсид-флогопитовых и диопсид-флогопитовых породах. Главные запасы этого сырья сосредоточены на Ковдорском месторождении [142].

Среди уже известных массивов наибольший интерес в отношении промышленной рудоносности в Карело-Кольской провинции помимо детально разведанного и эксплуатирующегося Ковдорского представляют массивы Себлявр, Вуориярви и Салланлатви. Последний имеет большое сходство с ныне разведываемым массивом Сёкли, карбонатиты которого в коре выветривания содержат крупнейшее месторождение фосфатных руд [198, 201].

В Ковдорском массиве апатит-магнетитовое месторождение расположено в его юго-западной части. Оно связано с вертикальным разломом субмеридионального простирания, проходящим в зоне контакта ийолитов и пироксенитов (см. рис. 30) Апатит-форстерит-магнетитовые породы образуют меридионально вытянутое тело длиной 1,3 км и шириной 0,8 км, прослеженное геофизическими работами на глубину 500 м. Рудная залежь имеет неоднородное строение. Среди апатит-форстеритовых пород, составляющих значительный объем залежи, находятся многочисленные ветвящиеся и субпараллельные прожилки магнетита. Помимо указанных разновидностей широко распространены апатит-магнетитовые, кальцит-apatитовые, флогопит-apatит-форстеритовые и другие породы.

Содержание железа колеблется от — 20 до 30%, P_2O_5 — от 2—3 до 11—13%. Наличие в рудах большого количества кальцита препятствует получению богатого апатитового концентрата. Считается целесообразным извлечение пятиокси фосфора из «хвостов» магнитной сепарации, где его количество составляет 11—12%. Конечный концентрат имеет содержание P_2O_5 — 66—93%.

В последние годы В. И. Терновым [139] в Ковдорском массиве выявлены запасы апатит-франколитовых (штаффелитовых) руд в коре выветривания кальцитовых карбонатитов. Эти руды образуют подковообразные тела на юго-западной окраине массива среди карбонатитов, фенитов и в меньшей мере апатит-магнетитовых руд. Мощность тел может достигать 300 м, чаще же они представлены штокверками и прожилками мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Общие запасы франколитовых руд массива достигают более 100 млн. т, при содержании P_2O_5 от 6 до 29,4%.

В массиве Вуориярви форстерит-apatит-магнетитовые породы, залегающие среди пироксенитов, сконцентрированы на двух участках: Тухта-Вара и Неске-Вара (см. рис. 27). Они представлены в виде серии крутопадающих линзовидных и жильных тел. Главная масса (всего насчитывается около 50 тел мощностью от 10 см до 1 м и более) форстерит-apatит-магнетитовых пород сосредоточена на возвышенности Тухта-Вара в пределах участка $0,5 \times 0,6$ км². Направление падения линзовидных залежей южное

под углом 50—80°. Содержание железа в руде составляет 15—30%, P_2O_5 — 3—10%.

Северо-Сибирская провинция помимо флогопита характеризуется наличием промышленных концентраций апатита и железных руд. Редкометалльная минерализация для нее не столь характерна, как для других провинций. Слабое развитие коры выветривания делает этот регион малоперспективным и для поисков вермикулитового сырья. Наибольший интерес в отношении апатит-магнетитовой минерализации представляют массивы Ессей и Ыраас, небольшие проявления известны в интрузиях Гулинской и Далбыха [47, 83, 171]. Ессей и Ыраас отличаются от других массивов провинции расположением на самых удаленных флангах субмеридионального и субширотного разломов (см. рис. 34), а также по своему внутреннему строению и металлогенической специализации (см. табл. 19).

В пределах массива Ессей промышленные апатит-магнетитовые породы выходят в его центральной части в виде трех изометричных в плане тел площадью 0,12 км². Кроме того, они окружают центральное карбонатитовое ядро в виде кольца шириной 150—500 м (рис. 61). Суммарная площадь выхода магнетит-apatитовых пород составляет 2,7 км². В коре выветривания фосфорная минерализация представлена франколитом. Среднее содержание P_2O_5 — 19,2%, железа — 29,5%. Прогнозные запасы двуокиси фосфора около 600 млн. т.

В массиве Ыраас магнетит-apatитовые (франколитовые) руды слагают ряд обособленных тел среди ийолит-мельтейгитов. Наиболее крупное тело магнетит-apatитовых пород имеет площадь 500 м².

Восточно-Саянская провинция. В строении массивов данной провинции принимают участие главным образом породы щелочного состава (нефелиновые, щелочные сиениты) и карбонатиты, при преобладающем значении последних. Это предопределяет апатит-редкометалльную специализацию провинции. Известны проявления флюоритовой и баритовой минерализации. Размещение оруденения определяется полями развития карбона-

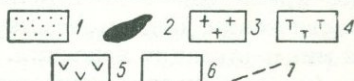
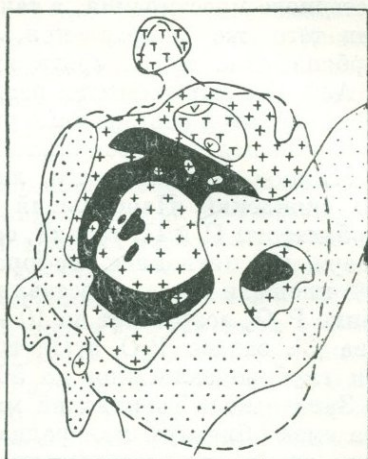


Рис. 61. Схема геологического строения массива Ессей, по В. З. Шуваловой и Г. И. Поршневу [171].

1 — четвертичные отложения; 2 — магнетит-apatитовые породы; 3 — карбонатиты; 4 — якуширангит-мельтейгиты; 5 — оливиниты и перидотиты; 6 — вмещающие породы (карбонатные и кремнисто-карбонатные); 7 — предполагаемый контур массива.

титов [3]. Наиболее крупным в Восточно-Саянской провинции является Центральный массив. Апатитоносны главным образом кальцитовые карбонатиты, анкеритовые разновидности отличаются более бедным содержанием.

Кальцитовые карбонатиты образуют в пределах карбонатитового «ядра» ряд крупных зон северо-западного, реже северо-восточного простирания, а также серию маломощных (0,2—0,5 м) жил того же направления, залегающих как среди безрудных карбонатитов, так и среди ийолит-мельтейгитов.

Апатит в карбонатитах распределен сравнительно равномерно, иногда образуя обогащенные участки с содержанием P_2O_5 до 20%. Подавляющая же масса апатита находится в карбонатитах в виде рассеянной вкрапленности, линзообразных полос и гнездообразных скоплений. Наибольший интерес представляют кальцитовые карбонатиты II и III стадий, содержащие от 2 до 8% P_2O_5 . Среднее содержание пятиоксида фосфора в карбонатитах, слагающих около 90% площади массива составляет 4%. В коре выветривания содержание P_2O_5 возрастает до 10—14%. Согласно данным А. А. Фролова [3], запасы P_2O_5 в Центральном массиве равны 400 млн. т при глубине залегания до 500 м.

Западный и Тагнинский массивы Восточно-Саянской провинции имеют близкую минерализацию. Жидойский массив в настоящее время еще недостаточно изучен, но, судя по имеющимся геологическим данным, его перспективы в отношении промышленной минерализации невелики. Однако следует отметить, что в районе его нахождения имеются благоприятные предпосылки для обнаружения новых массивов щелочно-ультраосновных пород.

В настоящее время в ИрГИРедмет и ГИРедмет разработаны схемы обогащения руд саянских месторождений и получения из них пятиоксида фосфора. Использование местных фосфорных руд позволит сельскому хозяйству Восточной Сибири отказаться от завоза удобрений из других районов страны.

Восточно-Алданская провинция в настоящее время еще недостаточно изучена. Однако на основании уже имеющихся материалов можно говорить о том, что ее металлогеническая специализация определяется присутствием апатитовой, магнетитовой и редкометальной минерализации. Наличие пироксенитов в сочетании со щелочными породами (ийолитами, мельтейгитами, нефелиновыми сиенитами) свидетельствует о возможности нахождения слюд повышенной железистости, которые в коре выветривания могут быть представлены вермикулитом.

Наибольший интерес представляет массив Арбарастах, содержащий комплексную апатитовую, магнетитовую, редкометальную и флогопитовую минерализацию. Апатит присутствует в карбонатитах и апатит-магнетитовых породах. Содержание P_2O_5 в них в среднем составляет 8—10%. Количество железа в апатит-магнетитовых рудах колеблется от 20 до 30%. Прогнозные запасы этих полезных ископаемых не подсчитаны.

К о к ч е т а в с к а я п р о в и н ц и я. Главную промышленную ценность в провинции представляют апатит и железо-магнетитовые слюды, развитые среди пироксенитов Барчинского, Красномайского и Павловского массивов. Апатит в пироксенитах образует вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды. Содержание P_2O_5 составляет около 8%. Общие запасы апатита в провинции, согласно данным И. А. Ефимова и А. Т. Косинцевой [52], до глубины 500 м насчитывают 580 млн. т (в том числе Красномайского массива — 514 млн. т, Барчинского — 21 млн. т, Южно-Красномайского — 45 млн. т). Вермикулитовые слюдиты сосредоточены в пределах зоны развития коры выветривания, мощность которой достигает 25 м. По данным тех же авторов, запасы этого сырья в провинции оцениваются в 18,8 млн. т.

Оценивая территорию СССР на комплекс полезных ископаемых, связанных с породами щелочно-ультраосновной формации, следует отметить, что помимо уже рассмотренных известных провинций и отдельных массивов, она имеет значительные перспективы на обнаружение новых. В этом отношении значительный интерес представляют северо-западная, западная и юго-западная окраины Сибирской платформы [8, 47, 63, 83]. На ряде участков указанной территории при геофизических работах обнаружены аномалии свидетельствующие о нахождении массивов такого типа. Впоследствии эти данные были подтверждены геологическими исследованиями [15].

Весьма перспективной следует считать восточную окраину Алданского щита, особенно в области его сочленения с окружающим складчатым обрамлением. Этот регион еще недостаточно изучен, однако благоприятная геолого-структурная обстановка свидетельствует о целесообразности проведения здесь поисковых работ [49, 51]. До настоящего времени остается неизученной вследствие слабой экономической освоенности территория Анабарского щита, имеющего также значительные перспективы для нахождения массивов щелочных, ультраосновных пород и карбонатитов.

Глава VIII

Состояние минерально-сырьевой базы СССР и перспективная оценка отдельных регионов страны на флогопит

В настоящее время флогопит в основном используется так же, как и мусковит, для получения щипаной слюды, однако по сравнению с последним он обладает более низкими значениями коэффициента пробивной напряженности.

Следует отметить, что в ближайшем будущем роль флогопита может возрасти в связи с открывшейся возможностью получения из него нового вида электроизоляционных изделий — слюдопласта, сырьем для которого служит чешуйка флогопита. Широкое внедрение слюдопласта окажет решающее влияние на экономику слюдяной промышленности страны. Оно позволит заменить дорогостоящий ручной труд более дешевым механизированным, обеспечит возможность полного извлечения и использования слюды, содержащейся в жильной массе, включая и мелкозернистую, которая в настоящее время идет в отвал, создаст условия для строительства крупных комбинатов по комплексной переработке всех видов слюдяной продукции.

Расчет, выполненный в институте Гипронинеметаллоруд, показывает, что, если извлекать всю слюду, в том числе и кристаллы размером менее 4 см^2 , то на 1 т слюдопласта надо добывать в 5 раз меньше забойного сырца, чем на 1 т щипаной слюды. При этом, если цена щипаной слюды колеблется от 4 до 100 руб. за 1 кг, то стоимость мелкозернистой или деформированной крупнокристаллической слюды составляет всего 50 коп.

Весьма важную роль в последние годы приобретают такие виды сырья, как дробленая слюда, употребляемая для облицовочных и декоративных материалов, и молотая, идущая на производство лаков, красок и сварочных электродов. Потребность в том и другом виде продукции также будет неуклонно расти.

Отмеченные изменения в слюдяной промышленности должны отразиться и на требованиях, предъявляемых к сырьевой базе. Эта база должна быть более разнообразной по качеству сырья и экономическим показателям его оценки. Наряду с крупнокристаллической слюдой, необходимой для миканитов, необходимо оценить запасы мелкокристаллического флогопита и слюдяной чешуйки, представляющих собой сырье для изготовления слюдо-

пласта и молотой слюды. Следует при этом иметь в виду, что для получения слюдопласта целесообразно использовать мелкую слюду лишь до определенного номера, так как чешуйка, как правило, характеризуется наличием большого числа дефектов и непригодна для получения из него высококачественных изделий.

В настоящее время учтены запасы только крупнокристаллического флогопита, отвечающего высоким требованиям, предъявляемым к сырью для производства щипаной слюды. Все ресурсы мелкоразмерного флогопита отнесены к забалансовым. Оценка перспектив обнаружения крупных месторождений такой слюды — задача геологов-слюдяников недалекого будущего. Для этого необходимы специальные исследования, заключающиеся в инвентаризации известных сырьевых ресурсов и выявлении новых. Если имеющиеся запасы не дифференцировать, то всего лишь через несколько лет, когда потребность в щипаной слюде снизится, а мелкоразмерной возрастет, баланс, в котором представлены запасы флогопита, лишь пригодного для щипки, и отсутствуют запасы сырья для новых видов изоляции, будет нереальным и перестанет отвечать запросам практики.

Наряду с оценкой запасов сырья, залегающего в недрах, необходимо оценить запасы мелкоразмерной слюды, находящейся в отвалах рудников и слюдяных отходах различных производств. Переработка такой слюды не потребует больших затрат, в то время как запасы флогопита в отвалах месторождений одной Алданской провинции оцениваются примерно в 100 тыс. т.

Месторождения мелкокристаллического флогопита в земной коре гораздо более широко распространены, чем крупнокристаллического. Однако в настоящее время наибольшие перспективы в отношении поиска новых и переоценки уже известных слюдоносных зон представляют месторождения, залегающие в комплексах ультраосновных, щелочных пород и докембрийских метаморфических толщах. В Карело-Кольской провинции ныне эксплуатируемое Ковдорское месторождение имеет неограниченные перспективы для комплексного извлечения флогопита различного размера. Месторождения Вуориярви и Себлявр также содержат достаточно крупные тела слюдитов в пироксенитах, однако флогопит в них характеризуется высокой железистостью ($F_{\text{общ}} = 16 \div 25\%$) и не отвечает современным требованиям, предъявляемым к такому сырью.

В Алданской провинции извлечение мелкокристаллического флогопита целесообразно производить из метасоматических тел, имеющих широкое распространение в федоровской, а также нижнеалданской и верхнесункагинской свитах алданского архея.

Одновременно с этим в случае необходимости обнаружения источника мелкокристаллической слюды вблизи предприятия потребителя следует обратить внимание на флогопитовые месторождения, развитые в зоне контакта пород дунит-гарцбургитовой формации с более молодыми микроклиновыми гранитами (Урал),

на контакте эффузивно-осадочных пород (андезитов, базальтов и т. д.) с сиенитами (Урал, Кузнецкий Алатау) и т. д.

В пределах СССР в настоящее время разведаны на флогопит месторождения шести слюдоносных провинций. Три из них — Карело-Кольская, Восточно-Алданская и Маймеча-Котуйская — представлены месторождениями, связанными с комплексами ультраосновных и щелочных пород, другие — Алданская, Прибайкальская и Памирская — с формацией древних высокомагнетизальных метаморфических толщ в связи с аляскитовыми гранитами (см. табл. 2, 12). В пределах указанных провинций учтены балансовые запасы 50 месторождений. Из них эксплуатируются только восемь, остальные законсервированы.

В наибольшей степени запасами обеспечено Ковдорское месторождение. Однако их значительная часть относится к слюде низкого качества размером менее 100 м², не имеющей в настоящее время потребителя. В связи с этим значительный интерес представляет выявление в пределах этого массива участков развития высококачественного флогопита крупного размера.

В Алданской провинции, заключающей в себе слюдоносные тела более высококачественного флогопита, чем месторождения комплексов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, имеется пять действующих рудников, однако их запасы при условии сохранения современного уровня добычи достаточны на 5—10 ближайших лет. Поэтому в настоящее время весьма актуально проведение в этом районе поисковых и поисково-разведочных работ для выявления новых перспективных участков.

В Слюдянском районе Прибайкальской провинции из-за неблагоприятных гидрогеологических условий на действующих рудниках, добыча флогопита, характеризующегося весьма высоким качеством, ведется в очень небольшом объеме.

Флогопитовая формация докембрийских метаморфических пород

Алданская флогопитоносная провинция занимает второе место в стране по запасам флогопита, но первое по добыче слюды. Ученные запасы месторождений составляют 26,6% от общесоюзных. Общая площадь слюдоносных полей равна примерно 200 тыс. км². Слюдоносные зоны прослеживаются по простиранию от первых десятков до 300—400 м, при мощности 1—20 м и глубине по падению до 200 м и более.

Содержание слюды-сырца на алданских месторождениях в среднем около 56 кг/м³, балансовый показатель 90 (кг·см²)/м³. Выход колотой слюды от забойного сырца по действующим рудникам изменяется от 14 до 18%, в среднем по комбинату Алданслюда он составляет 15,8%.

В связи с возросшей потребностью в высококачественном алданском флогопите в настоящее время резко увеличен план добычи слюды на ведущих алданских рудниках. Прогнозные же

Запасы флогопита в провинции относятся в основном к уже известным рудным узлам и лишь в малой степени к новым перспективным площадям, выявление которых, с нашей точки зрения, возможно как среди продуктивных горизонтов (содержащих существенно диопсидовые гнейсы и сланцы) федоровской свиты иенгурской серии, так и в других свитах алданского архея, обогащенных на отдельных участках этими породами.

Некоторые перспективы представляет Оюмракское слюдоносное поле, приуроченное к леглиерскому горизонту федоровской свиты. В районе разведанного Оюмракского месторождения известно еще около 35 слюдопроявлений. Метасоматические диопсид-флогопитовые породы содержат гнезда и линзы крупнокристаллического флогопита хорошего качества.

Представляется также целесообразным проведение дополнительных разведочных работ на ранее эксплуатировавшихся, а позднее (в связи со снижением интереса производственных организаций к алданскому флогопиту) подвергшихся консервации рудниках, таких как Таборный, Горелый и др.

В настоящее время еще слабо изучены проявления флогопита и в ряде других свит архея Алданского щита: например, Чугинская группа месторождений в верхнеалданской свите иенгурской серии, Мекюндинская и Мегюскээнская группы нижнесуннагинской свиты, а также имеющиеся проявления в куренской свите джелтулинской серии.

Постановка поисково-съемочных работ в пределах участков выхода продуктивных пород (зоны контакта аляскитовых гранитов с метаморфическими породами магнезиального состава — пироксеновые гнейсы и сланцы, пироксеновые амфиболиты) может внести существенные коррективы в прогнозные запасы флогопита.

В Прибайкальской провинции запасы учтены только для слюдянской группы месторождений. Они составляют 1,8% от общесоюзных. Здесь имеется семь месторождений, включающих 316 слюдоносных жил, расположенных в пределах полосы длиной 5 км при ширине 0,5 км. Содержание колотой слюды в сырце составляет 6,7—61,2%. Балансовый показатель изменяется от 13 до 4292 (кг·см²)/м³. Выход промышленного сырца составляет 30,5%.

Запасы Слюдянской группы месторождений заключены главным образом в пределах отдельных довольно мелких жил выполнения, имеющих мощность в среднем 2—3 м при протяженности до нескольких десятков метров. Сильная обводненность месторождения затрудняет его эксплуатацию.

Помимо Слюдянского района в Прибайкалье перспективы для нахождения промышленных концентраций флогопита имеет полоса распространения пород шарыжалгайской серии, прослеживающаяся вдоль северо-западного побережья оз. Байкал [165]. Эта серия, особенно в низах разреза, по своему составу (присутствие пластов диопсидсодержащих гнейсов и сланцев), степени

метаморфизма, характеру проявления процессов гранитизации и мигматизации пород, а также развитию здесь гранитоидов аляскитового состава (из числа гранитоидов Китайского комплекса) весьма сходна с продуктивной на флогопит федоровской свитой Алданской провинции. Основой поисков месторождений флогопита в этом районе должно быть детальное литологическое расчленение метаморфических пород и прослеживание по простиранию гнейсов и сланцев существенно диопсидового состава, оконтуривание площадей, характеризующихся наличием чередования пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма [164].

Памирская провинция содержит месторождения весьма высококачественного маложелезистого флогопита. Прогнозные запасы наиболее крупного из них (Ляджвардаринского) составляют 2 тыс. т. Все остальные месторождения и проявления — Даршайское, Горондаринское, Абхарвское — имеют суммарные запасы около 1 тыс. т. Развитие флогопита среди пород существенно карбонатного состава определяет его низкую железистость ($F_{\text{общ}} = 1 \div 5\%$). Флогопит характеризуется высокой термо- и вибростойкостью. Сложные географо-экономические условия района, с одной стороны, и высокое качество флогопита, с другой — позволяют считать целесообразной периодическую отработку слюды на данных месторождениях по мере необходимости.

Анабарская провинция до настоящего времени не рассматривалась в качестве перспективной для обнаружения промышленных флогопитоносных зон. Однако анализ геологического строения региона позволяет считать возможным нахождение в его пределах слюдоносных тел обоих типов (с сопутствующей им минерализацией).

Анабарский щит, как известно [114], сложен комплексами архейских интенсивно метаморфизованных магнезиальных алюмосиликатных и карбонатных пород, содержащих пластообразные, реже секущие тела аляскитового состава. Это позволяет предполагать возможность нахождения здесь флогопитоносных тел алданского типа. Значительный интерес представляет верхнеанабарская свита, сложенная гиперстеновыми, двупироксеновыми, салитовыми гнейсами, пироксеновыми амфиболитами, мраморами и кальцифирами. Присутствующие здесь пластообразные тела флогопит-диопсидовых пород образуют прослойки мощностью до нескольких десятков метров и длиной по простиранию 1—4 км. Содержание флогопита в этих породах колеблется от 3 до 15%, размер отдельных кристаллов равен 4 см и более.

С другой стороны, как область длительной стабилизации Анабарский щит весьма перспективен для нахождения в его пределах массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов с возможной флогопитовой и другой сопутствующей минерализацией. Особенно благоприятны участки сочленения имеющих здесь развитие длительно существующих глубинных разломов с оперя-

ющими их трещинами. В случае проведения поисковых работ необходима детальная проверка всех аэромагнитных аномалий, а также известных выходов ультраосновных и щелочных пород.

Флогопитовая формация комплексов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов

Карело-Кольская провинция. Ковдорское месторождение флогопита резко выделяется среди других по запасам слюды и их концентрации на единицу площади. Запасы месторождения составляют 68,5% от общесоюзных. Флогопитоносные тела в массиве связаны с полукольцевой зоной метасоматически измененных пород, залегающих на контакте оливинитового ядра с ийолитами. Выходы слюдоносных пород прослежены по простиранию на 5 км и глубину по падению 800 м. Ученные запасы флогопита относятся к одной (Главной) залежи, длина которой составляет 800 м при мощности 50—100 м. Средний выход промышленного сырца, принятый при подсчете запасов, равен 46%. Выход полуочищенных подборок колеблется от 5 до 20%.

Расширение перспектив промышленной флогопитоносности Ковдорского массива возможно как за счет разведки глубоких горизонтов Главной залежи, так и оценки перспектив слюдоносного полукольца в целом. По данным минералогических исследований и технологических испытаний образцов флогопит Ковдорского месторождения, несмотря на относительно высокую железистость и большое число дефектов, как первичных, так и вторичных, может быть использован для производства различных электроизоляционных изделий, согласно существующей классификации применения флогопита.

Как было рассмотрено выше, наиболее перспективными для нахождения промышленных концентраций флогопита, имеющего допустимый для промышленного использования коэффициент железистости ($F_{\text{общ}} = 12 \div 14\%$), являются массивы, содержащие высокомагнезиальные существенно оливиновые породы, подвергшиеся метасоматическому преобразованию в зоне их контакта с более поздними интрузиями ийолит-мельтейгитового состава. Перспективы для нахождения новых месторождений флогопита такого типа в Карело-Кольской провинции, судя по имеющимся в настоящее время данным, ограничены. Некоторый интерес в этом отношении могут представлять лишь массивы Себлявр, Салмагорский и Кургинский.

Присутствие более высокожелезистых слюд ($F_{\text{общ}} = 16 \div 20\%$), в настоящее время не имеющих практического применения, характерно для зоны контакта пироксенитов со щелочными породами (ийолитами, мельтейгитами). Присутствие таких слюд установлено также в турьяитах и мелилитолитах. Высокожелезистый флогопит широко распространен в пределах массивов Себлявр, Вуориярви и в какой-то мере Африканда. Кора выветривания

этих массивов, развитая на флогопитовых слюдитах, содержит богатые залежи вермикулитовых руд.

В Себляврском массиве слюдоносные тела залегают среди пироксенитов в виде линз длиной 10—20 м при мощности 1—2 м. В пределах массива Вуориярви флогопитоносные тела залегают в зоне восточного контакта пироксенитов с ийолит-мельтейгитами (см. рис. 27). Слюдиты образуют линзообразные тела размером около 20×5 м, содержание флогопита в них достигает 20—30%. Размер кристаллов в поперечнике может превышать 20—30 см.

В отношении выявления новых массивов ультраосновных и щелочных пород представляется перспективной субмеридиональная полоса, принадлежащая к Кандалакшскому грабену, включающая уже известные массивы Салланлатви, Вуориярви, Турьего полуострова, а также слабо изученной Маврогубинской группы. В целом по запасам флогопита Карело-Кольскую провинцию можно считать крупнейшей флогопитоносной провинцией.

Северо-Сибирская провинция находится на северо-западе Сибирской платформы в промышленно неосвоенном районе, что является одной из главных причин ее слабой изученности. Перспективной здесь считается полукольцевая площадь распространения кальцит-диопсидовых пород в контакте с якупирангит-мельтейгитами и перидотитами.

Размеры слюдоносных тел колеблются от 5×3 м до 50×120 м. Кристаллы флогопита в поперечнике достигают 60 см. Однако железистость флогопита высокая и составляет 14—23%. Весьма крупные концентрации флогопита установлены среди мельтейгит-пегматитов ($F_{\text{общ}} = 28 \div 41\%$).

Перспективы Гулинской интрузии для нахождения промышленных тел маложелезистого флогопита на современном уровне знаний ее геологического строения нам представляются ограниченными вследствие того, что главная масса крупнокристаллического флогопита была образована здесь за счет пород щелочного состава, так называемых гулитов. Оливиниты в массиве не подвергались метасоматическому преобразованию, причиной чему могла служить их пространственная разобщенность со щелочными породами ийолит-мельтейгитового ряда, которые в пределах массива не получили широкого развития (см. рис. 44).

В отношении нахождения маложелезистого флогопита значительный интерес представляют массивы Одихинча, Бор-Урях и Кугда, особенно два последних. Железистость флогопита этих массивов колеблется от 10 до 14,5% [112].

В массиве Бор-Урях флогопитизация наиболее интенсивно проявлена в его северо-восточной части среди оливинитов, предположительно имеющих на глубине контакт с ийолитами. Мощность жил в среднем составляет 0,6 м при длине 60—70 м. Нередко серии параллельных жил образуют зоны мощностью до 5 м. Число зон достигает шести.

Массив Кугда содержит весьма высококачественный флогопит, сконцентрированный в пределах четырех участков в виде жил и гнезд, залегающих среди метасоматически измененных оливинитов в зоне контакта с сиенитами. Мощность отдельных жил в среднем составляет около 0,6 мм при длине до 100 м.

Содержание флогопита в слюдоносных породах Северо-Сибирской провинции колеблется от 20 до 90%. Прогнозные запасы флогопита по провинции в целом оцениваются в сотни тысяч тонн. В процессе дальнейшей детализации поисково-разведочных работ они могут возрасти до нескольких миллионов тонн.

В Восточно-Алданской провинции ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов из известных массивов определенный интерес для нахождения флогопитовой минерализации может представлять лишь Арбарастах, в пределах которого известны зоны ослюденения в пироксенитах и на контакте тел магнетит-апатитового состава с вмещающими породами. Железистость этого флогопита высокая и составляет 27—32%.

Из рассмотренного материала следует, что на территории СССР в настоящее время наибольшие перспективы в отношении промышленной флогопитоносности по-прежнему представляют Карело-Кольская и Алданская провинции, заключающие в себе около 90% всех запасов флогопита.

Согласно расчетным данным Карело-Кольская провинция при условии сохранения планируемого уровня добычи обеспечена флогопитом на десятки лет. Тем не менее дальнейшие поиски и разведка уже известных массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов в данном районе не потеряли своей актуальности в связи с возможностью извлечения из них наряду со слюдой целого ряда других дефицитных полезных компонентов. Кроме того, в связи с тем, что значительная часть кристаллов флогопита Главной залежи характеризуется присутствием в них большого числа дефектов и выход полуочищенных подборок зачастую весьма низок (3—4%), значительный интерес может представлять выявление в пределах слюдоносных зон участков, содержащих высококачественный флогопит.

В Алданской провинции учтенные запасы слюды достаточны для обеспечения действующих рудников лишь на несколько ближайших лет. В то же время растущая потребность в высококачественном флогопите приводит к необходимости увеличения плана его добычи и требует резкого прироста запасов этого сырья в данном регионе.

Слюдянский район Прибайкалья обладает лишь двумя процентами общих запасов флогопита, заключенного среди довольно мелких жил. Однако благоприятное географо-экономическое положение месторождений и высокое качество слюды в какой-то мере окупают этот недостаток. Перспективы провинции не ограничиваются уже известными месторождениями и, как это было рассмотрено, могут быть расширены.

Заклучение

Рассмотренные в работе месторождения двух формационных типов в настоящее время изучены и освоены весьма неравноценно. Разработка месторождений, залегающих среди докембрийских метаморфических толщ, осуществляется с конца XVIII в. В то же время эксплуатация месторождений флогопита, связанных с породами щелочно-ультраосновой формации, начата совсем недавно (в 1965 г.) на Ковдорском массиве Карело-Кольской провинции. За рубежом до настоящего времени добыча флогопита осуществляется лишь на месторождениях первого типа.

Несмотря на короткий промежуток времени, прошедший со времени открытия слюдяных месторождений в комплексах ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, благодаря весьма крупным запасам, сконцентрированным в пределах малой площади, они получили признание в нашей стране. По мере отработки Ковдорского месторождения флогопита, вскрытия ранее не освоенных участков рудной залежи и промышленного использования добываемого сырья выявляются все новые черты, присущие только этому типу месторождений.

В связи с изложенным целесообразно сопоставление месторождений двух типов, различающихся по условиям формирования. Такое сравнение показало, что наряду с имеющимися принципиальными различиями в геолого-структурной и временной позиции месторождений, составе и строении слюдоносных тел, а также промышленной ценности они имеют и ряд общих черт. Это выражается в приуроченности слюдовмещающих массивов и зон к областям древней консолидации, а в их пределах к контакту высокомагнезиальных силикатных пород со щелочными алюмосиликатными породами (аляскитами, ийолит-мельтейгитами), в воздействии дериватов последних на магнезиальный субстрат, в прямой зависимости состава ранних слюдоносных тел и слагающих их минералов от окружающей среды при постепенном ослаблении ее влияния с течением времени.

Таким образом, анализ и сопоставление особенностей формирования месторождений указанных типов позволяет конкретизировать ряд общих условий, необходимых для нахождения промышлен-

ленных скоплений высококачественного флогопита. Вместе с тем следует отметить, что затронутые вопросы далеко еще не разработаны и требуют дальнейших исследований.

Значительный интерес представляет нахождение в пределах слюдоносных полей ряда связанных с ними пространственно, а нередко и генетически полезных ископаемых. Из них общими являются железные руды и апатит. При этом, если месторождения сложных щелочно-ультраосновных, карбонатитовых массивов с начала их открытия и освоения рассматривались прежде всего как поликомпонентные, то для комплексов докембрийских метаморфических пород вопрос о генетической связи различных полезных ископаемых, залегающих в пределах слюдоносных полей, остается открытым. В связи с этим приводимые в работе данные относительно условий образования и закономерностей размещения месторождений флогопита могут представлять интерес и при изучении особенностей формирования сопутствующей минерализации, весьма ценной в промышленном отношении.

Освоение районов размещения докембрийских метаморфических пород и массивов щелочно-ультраосновной формации на комплекс связанных с ними полезных ископаемых — ближайшая и весьма важная задача отечественной промышленности.

Список литературы

1. Алявидина И. Н. Слюдь массива Вуориярви. — В кн.: Мат-лы по минералогии Кольского полуострова, вып. 6. Л., «Наука», 1968, с. 251—257.
2. Андреев Г. В. Петрология Сыннырского щелочного плутона. Улан-Удэ, Бурят. книжн. изд-во, 1965. 120 с.
3. Арсеньев А. А., Вировлянский Г. М., Смирнов Ф. Л. Генетические типы промышленных месторождений апатита. М., «Недра», 1971. 238 с.
4. Асбестоносность СССР. — В кн.: Закономерности размещения полев. ископ. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 113—152. Авт.: Ю. К. Андреев, И. И. Волчек, В. П. Еремеев и др.
5. Багдасаров Ю. А., Нечаева Е. А., Фролов А. А. Чадобецкая провинция ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов. — В кн.: Геология м-ний редких элементов, вып. 35. М., «Недра», 1972, с. 79—91.
6. Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л., Изд-во ЛГУ, 1963. 243 с.
7. Белов В. П. Магнезиальные скарны и флогопитовые слюдиты Кийского щелочного массива (Енисейский кряж). — «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 2, с. 393—396.
8. Белов В. П. Геология и петрология Кийского щелочного комплекса (Енисейский кряж). Автореф. канд. дис. М., 1970. 19 с.
9. Блибина Т. В. К геологии и металлогении Алданского щита. В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных м-ний. М., «Наука», 1966, с. 233—256.
10. Богомолов М. А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физ.-хим. петрологии. М., «Наука», 1968, с. 312—363.
11. Бородин Л. С. Парагенезисы минералов Nb, Zr, Ti и фации глубинности карбонатитов. — В кн.: Петрология и геохим. особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., «Наука», 1965, с. 221—244.
12. Бородин Л. С. Петрология нефелино-пироксеновых пород и генезис комплексных массивов ультрабазитов щелочных пород и карбонатитов. Автореф. докт. дис. М., 1966. 36 с.
13. Бородин Л. С., Лапин А. В., Харченко А. Г. Редкометалльные камафориты. М., «Наука», 1973. 176 с.
14. Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймечка-Котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород. — В кн.: Петрография Вост. Сибири, т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 417—589.
15. Бушканец Ю. С., Невская А. В., Беляков Г. Д. Камевская магматическая провинция щелочных пород. — В кн.: Карбонатиты

и щелочные породы севера Сибири. Л., Науч.-исслед. ин-т геологии Арктики, 1970, с. 157—169.

16. Васильев В. И., Драгунов В. И., Рундквист Д. В. «Парагенезис минералов» и «формация» в ряду образований различных уровней организаций. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1972, сер. 2, ч. 101, вып. 3, с. 281—290.

17. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969. 247 с.

18. Волотовская Н. А. Магматический комплекс ультраосновных — щелочных и карбонатных пород массива Vuorijarvi. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1958, ч. 87, вып. 3, с. 302—303.

19. Волотовская Н. А., Карело-Кольская петрографическая провинция ультраосновных, щелочных и карбонатных пород. — В кн.: Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгр. (21 сес.). М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 169—173.

20. Волотовская Н. А. Новые данные о закономерностях размещения герцинских щелочных пород в восточной части Балтийского щита. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 173, № 3, с. 645—647.

21. Гаврилова В. М. Сравнительная геолого-экономическая характеристика промышленных типов месторождений полезных ископаемых (флогопит). — В кн.: Экономика минерал. сырья и геол.-развед. работ. М., Всесоюз. ин-т экономики минерал. сырья, 1970. 20 с.

22. Галюк В. А. Новые данные о геологии и минералогии Эмельджакского флогопитового месторождения (Ю. Якутия). — «Труды Моск. геол.-развед. ин-та», 1957, т. 31, с. 102—129.

23. Гарсон М. С. Карбонатиты Малави. — В кн.: Карбонатиты. Науки о Земле, т. 19. М., «Мир», 1969, с. 50—86.

24. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., «Наука», 1968. 279 с. Авт.: С. Е. Колотухина, Л. А. Григорьева, Л. И. Клаповская и др.

25. Герлинг Э. К., Варшавская Э. С. Определение возраста пород Охотско-Бельской и Присаянской зон Восточного Саяна Pb—Sr изохронным методом. — «Геохимия», 1966, № 6, с. 627—633.

26. Гецева Р. В. Изучение процесса гидратизации флогопита Слюдянского месторождения. М. — Л., Госгеолгиздат, 1940, с. 43—44. (Труды Всесоюз. ин-та минерал. сырья, вып. 157).

27. Гинзбург А. И., Апельцин Ф. Р. Редкометалльные месторождения, их связь с магматизмом и тектоническими структурами земной коры. — «Геология рудн. м-ний», 1970, т. 12, № 2, с. 25—37.

28. Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндог. рудн. м-ний. М., «Наука», 1968, с. 152—220.

29. Гольдбурт Т. Л., Ланда Э. А. Месторождение флогопита Одихинча на севере Сибирской платформы. Л., Госгонтехиздат, 1963, с. 149—161. (Труды Науч.-исслед. ин-та геологии Арктики, т. 136).

30. Гольдбурт Т. Л., Ланда Э. А. Новое флогопитовое месторождение Маган на севере Сибирской платформы. — «Учен. зап. науч.-исслед. ин-та геологии Арктики», 1963, Регион. геология, вып. 1, с. 35—43.

31. Гольдин С. В., Кутюлин В. А. К петрохимии трапсов хатангского и кузьмовского комплексов западной окраины Сибирской платформы. — «Сов. геология», 1964, № 12, с. 133—139.

32. Гольдман И. М., Лейзерзон М. С. Использование плотного маложелезистого флогопита в качестве заменителя мусковита в конденсаторах. — В кн.: Пробл. изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Вост. Сибири. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 95—105.

33. Груза В. В. Критерии разделения нефелиновых пород центральной части Алтае-Саянской области. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 167, № 5, с. 1139—1142.

34. Даусон Дж. В. Ольдойно-Ленган — действующий вулкан с потоками лав натровых карбонатитов. — В кн.: Карбонатиты. Науки о Земле, т. 19. М., «Мир», 1969, с. 169—181.

35. Динс Т. Геолого-экономическая характеристика карбонатов Африки. — В кн.: Карбонаты. Науки о Земле, т. 19. М., «Мир», 1969, с. 329—358.
36. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Принципы выделения и классификация регионально-метаморфических формаций. — «Геология и геофизика», 1969, № 3, с. 3—16.
37. Додин А. Л. Глубинные разломы на примере Алтае-Саянской области. — В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964, с. 82—89.
38. Додин А. Л., Маньковский В. К. Структурные взаимоотношения Сибирской платформы с байкальским и каледонским подвижными поясами. — В кн.: Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгрессе (23 сес.), пробл. 3. М., «Наука», 1968, с. 212—218.
39. Дьяконов Ю. С., Львова И. А. О превращении триоктаэдрических слюд в вермикулит. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 2, с. 432—434.
40. Дядькина И. Я. Некоторые особенности флогопитовой минерализации в комплексах древних метаморфических пород. — В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезн. ископ. Л., «Недра», 1971, с. 153—161.
41. Дядькина И. Я. О кальциевом метасоматозе во флогопитоносных зонах комплексов древних метаморфических пород. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., «Недра», 1972, с. 146—147.
42. Дядькина И. Я. Типы флогопитоносных тел в комплексах древних метаморфических пород. — В кн.: Пегматиты (минералогия, генезис и промысл. оценка). Л., Ленингр. горный ин-т, 1972, с. 68—73.
43. Егоров Л. С. Глубинные разломы и закономерности размещения интрузивных тел Маймеча-Котуйской провинции щелочных и ультраосновных пород. — В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964, с. 166—178.
44. Егоров Л. С. К вопросу о происхождении флогопит-оливиновых и родственных им пород в сложных щелочно-ультраосновных массивах. — «Геология рудн. м-ний», 1964, № 4, с. 33—44.
45. Егоров Л. С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. Л., «Недра», 1969. 247 с.
46. Егоров Л. С., Анисеева Л. И. К вопросу о происхождении Гулинского месторождения флогопита. — «Информ. бюлл. Науч.-исслед. ин-та геологии Арктики», 1957, вып. 1, с. 41—43.
47. Егоров Л. С., Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. М. Гулинская интрузия ультраосновных щелочных пород. М., Госгортехиздат, 1961, с. 1—115. (Труды науч.-исслед. ин-та геологии Арктики, т. 122).
48. Елизарьев Ю. З. К стратиграфии архея Юго-Западного Прибайкалья. — «Труды геол. ин-та Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол.», 1962, вып. 5, с. 147—151.
49. Ельянов А. А., Моралев В. М. Тектоническое положение Алданской и Южно-Верхоянской провинций ультраосновных щелочных пород. — «Геология и разведка», 1972, № 6, с. 34—40.
50. Ельянов А. А., Моралев В. М. Амагматические «интрузии» первично-осадочных карбонатных пород, связанные с массивами центрального типа (на примере массивов Алданского щита). — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1973, № 2, с. 35—40.
51. Ельянов А. А., Моралев В. М. О возрасте массивов ультраосновных — щелочных пород Алданской и Южноверхоянской провинций. — «Геология и разведка», 1973, № 10, с. 15—23.
52. Ефимов И. А., Косинцева Л. Г. Апатит, слюды, гидрослюды и вермикулит в массивах Красномайского ультраосновного, щелочного комплекса (Северный Казахстан). — В кн.: Хим. и горнорудное сырье Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1968, с. 49—69.
53. Жабин А. Г. Геохимия щелочей в эффузивном и дайковом ультраосновном щелочном магматизме. — «Геохимия», 1967, № 2, с. 206—213.
54. Жариков В. А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудн. м-ний. М., «Наука», 1968, с. 220—300.

55. Жданов В. В., Спрыгина Т. В. О блоковом строении Балтийского щита. — «Геотектоника», 1968, № 3, с. 58—69.
56. Жирова В. В., Зыков С. И., Тугаринов А. И. О росте пегматитов Слюдянского района. — «Геохимия», 1957, № 7, с. 592—599.
57. Зализяк Б. Л. Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород (Южное Приморье). М., «Наука», 1969, 115 с.
58. Зализяк Б. Л., Толок А. А. Некоторые данные о закономерностях пространственного размещения формаций щелочных пород Дальнего Востока и типы минерализации, связанной с ними. Приморск, Приморск. книж. изд-во, 1962, № 3, с. 3—9.
59. Златкин Д. Г., Шалимов А. И. Ено-Ковдорский плутон щелочных и ультраосновных пород (Кольский п-ов). — «Сов. геология», 1946, № 12, с. 26—34.
60. Индукаев Ю. В. Магнезиально-железистые слюды Хайлеолского железорудного месторождения. — «Учен. зап. Томского ун-та», 1964, № 49, с. 29—39.
61. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии (геология, петрология, минералогия, геохимия). М., «Недра», 1965. 722 с. Авт.: А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Г. Булах и др.
62. Калинин П. В., Роненсон Б. М. Геолого-структурные особенности и гезис Слюдянских флогопитовых месторождений. — «Сов. геология», 1957, № 58, с. 56—73.
63. Карбонатиты. Науки о Земле. Под ред. О. Таттла и Дж. Гиттинса. М., «Мир», 1969, т. 19. 485 с.
64. Карпинский Р. Б., Качевская Г. И. Щелочно-ультраосновной магматизм северной части Енисейского кряжа. — «Труды Ин-та геологии и геофизики», Сиб. отд. АН СССР, 1973, вып. 213, с. 143—158.
65. Карта магматических формаций СССР. М-б 1 : 2 500 000 (краткая объяснит. зап.), гл. ред. Д. С. Харкевич. Л., 1971, 88 с.
66. Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. М., «Наука», 1964. 303 с.
67. Конов А. А. Жидойский щелочно-ультраосновной плутон. М., «Наука», 1970. 81 с.
68. Кононова В. А., Шанин Л. Л., Аракелянц М. М. Время формирования щелочных массивов и карбонатитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 5, с. 25—36.
69. Константинов Р. М. Методы изучения и критерии выделения магматогенных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях (на примере Восточного Забайкалья). — В кн.: Эндог. и руд. формации Сибири и Дальнего Востока, М., «Наука», 1966, с. 19—30.
70. Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. — В кн.: Слюды СССР. М. — Л., ОНТИ, 1937, с. 93—114.
71. Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1947. 164 с. (Труды Ин-та геологии нефти, вып. 29, петр. сер., № 10).
72. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основ. пробл. в учении о магмат. рудн. м-ниях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—453.
73. Корчагин А. М. Вермикулит-флогопитовое месторождение Инагли. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 8, с. 86—97.
74. Корчагин А. М. Инаглинский массив ультраосновных и щелочных пород (Южная Якутия). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 7, с. 49—59.
75. Кравченко С. М., Власова Е. В. Щелочные породы Центрального Алдана. М., Изд-во АН СССР, 1962, 188 с. (Труды Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, вып. 14).

76. Краснова Н. И. Минералогия и вопросы генезиса Ковдорского флогопитового месторождения. Автореф. канд. дис. Л., 1972. 17 с.
77. Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа. — В кн.: Эндог. рудн. формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Недра», 1966, с. 7—18.
78. Кузнецов Ю. А. Главнейшие типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 385 с.
79. Кузнецов К. М., Цепкина С. В. Сравнительная геолого-экономическая характеристика промышленных типов месторождений полезных ископаемых (тантал и ниобий). М., Всесоюз. ин-т экономики минерал. сырья, 1970. 38 с.
80. Кухаренко А. А. Щелочной магматизм восточной части Балтийского щита. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1967, ч. 96, вып. 5, с. 547—566.
81. Кухаренко А. А., Орлова М. П. К проблеме генезиса платформенных щелочно-ультраосновных магматических комплексов. — В кн.: Происхождение щелочных пород. М., «Наука», 1964, с. 17—32.
82. Ланда Э. А. О генезисе флогопитовых месторождений в массивах щелочных ультраосновных пород. Л., «Недра», 1968, с. 113—121. (Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, т. 121).
83. Ланда Э. А. Магнетит-апатитовые породы Маймеча-Котуйской провинции и некоторые вопросы генезиса существенно апатитовых пород ультраосновных-щелочных магматических комплексов. — В кн.: Карбонаты и щелочные породы Севера Сибири. Л., «Наука», 1970, с. 113—133.
84. Ланда Э. А., Прохорова С. М. О генетической классификации флогопитовых месторождений формации щелочных-ультраосновных пород. — «Учен. зап. науч.-исслед. ин-та геологии Арктики», 1965, вып. 5, с. 154—160.
85. Лицарев М. А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. М., Изд-во АН СССР, 1961. 166 с.
86. Лицарев М. А., Белянкина Е. Д. О составе и свойствах промышленных флогопитов СССР из месторождений различного типа. — В кн.: Неметалл. полезн. ископ. гипербазитов. М., «Наука», 1973, с. 179—192.
87. Львова И. А., Боровиков П. П., Дядькина И. Я. Региональные и локальные закономерности размещения месторождений вермикулита. Л., «Недра», 1971, вып. 12, с. 1—76.
88. Максимов Е. П. Естественные ассоциации мезозойских изверженных пород Алданского щита. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1973. 28 с.
89. Маракушев А. А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. — «Труды Дальневост. филиала АН СССР, сер. геол.», 1958, т. 5. 121 с.
90. Маракушев А. А., Ким Мин Себ, Ким Хак Дзе. Фациально-парагенетический анализ месторождений талька и флогопита, связанных с докембрийскими магнезиальными мраморами Северной Кореи. — В кн.: Закономерности размещения полезн. ископ., т. 6. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 76—91.
91. Масайтис В. Л. Очерк тектоники и истории геологического развития Корейского полуострова. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1963, т. 100, с. 5—32.
92. Масайтис В. Л. Проблемы трапсового магматизма Сибирской платформы. — В кн.: Пробл. петрологии и генет. минералогии. М., «Наука», 1969, т. 1, с. 247—256.
93. Месторождения хризотил-асбеста СССР. Под ред. П. М. Татаринова и В. Р. Артемова. М., «Недра», 1967. 511 с.
94. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Л., «Недра», 1971. 276 с. Авт.: А. А. Кухаренко, А. Г. Булах, Г. А. Ильинский и др. (Труды Ленингр. о-ва естествоисп., т. 72, вып. 2).

95. Миллер Р. Л., Кандж. С. Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965. 480 с.
96. Михайлов Н. П., Орлова М. П. Красномайский интрузивный комплекс. — В кн.: Петрография Центр. Казахстана. М., «Недра», 1971, с. 298—312.
97. Мурзаев С. П. Метасоматическая зональность флогопитоносных образований Алдана. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966, с. 294—318.
98. Мурзаев С. П. Петрология флогопитоносных магнезиальных скарнов. Автореф. канд. дис. Якутск, Якутск. книж. изд-во, 1974. 178 с.
99. Мурина Г. А., Хорева Б. Я., Шеголев Н. Д. Становление и активизация метаморфических серий Юго-Западного Памира по геолого-петрографическим и радиологическим данным. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 8, с. 9—18.
100. Наседкин В. В. Хромдиопсид из Инаглинского массива. — В кн.: Драгоценные и цветные камни как полезн. ископ. М., «Наука», 1973, с. 135—140.
101. О вертикальной зональности массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. — В кн.: Геология м-ний редких элементов. М., «Недра», вып. 35, 1972. Авт.: Е. М. Эпштейн, И. П. Панышин, В. М. Моралев, И. Г. Волкодав.
102. О возрасте метаморфических толщ ваханской серии (Юго-Западный Памир). — «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 4, с. 845—848. Авт.: Л. Л. Шанин, И. Б. Иванов, М. А. Лицарев и др.
103. О природе узоров, наблюдаемых на плоскостях спайности некоторых флогопитов. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1967, ч. 96, вып. 2, с. 141—154. Авт.: О. М. Римская-Корсакова, Н. И. Краснова, Т. Т. Петров, В. Н. Поликарпочкина.
104. Овчинникова Л. В., Бахарева Н. В. Флогопит Лебяжинского месторождения. — «Труды Горно-геол. ин-та (Уральский филиал АН СССР)», 1959, вып. 42, с. 43—52.
105. Орлова М. П. Некоторые вопросы петрохимии и петрологии каледонского комплекса щелочно-ультраосновных пород Кольского полуострова. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, нов. сер.», 1963, т. 96, с. 65—102.
106. Орлова М. П. О генетических типах и поисковых критериях высококачественного флогопита, связанного с комплексами щелочно-ультраосновных пород. Л., Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1973, с. 111—119. (Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, т. 166).
107. Орлова М. П., Дядькина И. Я. Региональные и локальные закономерности размещения флогопитовых месторождений. Мат-лы к совещанию «Основы науч. прогноза м-ний рудн. и нерудн. полезн. ископ.». Вып. 11. Л., «Недра», 1975. 198 с.
108. Орлова М. П., Рождественский Ю. П., Баранова Е. Н. К минералогии редкометалльных карбонатитов Салланлатвинского массива (Сев. Карелия). — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, нов. сер.», 1963, т. 96, № 3, с. 3—20.
109. Пожарицкая Л. К. О генезисе карбонатитов. — В кн.: Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Вост. Сибири. Новосибирск, «Наука», 1966, с. 121—147.
110. Пожарицкая Л. К., Фролов А. А., Эпштейн Е. М. Поисковые критерии редкометалльных карбонатитовых месторождений. — В кн.: Геология м-ний редких элементов. М., «Геосеолтехиздат», 1961, вып. 14, с. 115—130.
111. Промышленные типы месторождений флогопита Восточной Сибири и задачи дальнейших исследований. — В кн.: Probl. изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Вост. Сибири Л. — М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 65—100. Авт.: П. В. Калинин, В. А. Галюк, Г. Ф. Роненсон и др.

112. Прохорова С. М., Евзикова Н. З., Михайлова А. Ф. Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных, щелочных пород. М., «Недра», 1966. 195 с.
113. Путинцев В. К., Синицкий С. Е. Краткий очерк геологии северо-восточной части КНДР. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1963, т. 100, с. 33—57.
114. Рабкин М. И., Вишневский А. Н. Метаморфические фации и субфации Анабарского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971, с. 103—116.
115. Редкометалльные карбонатиты. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958. 128 с. Авт.: А. И. Гивзбург, Е. А. Нечаева, Ю. Б. Лавренев, Л. К. Пожарицкая.
116. Римская-Корсакова О. М. К вопросу о генезисе Ковдорского железорудного месторождения. — В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 1. Л., Изд-во ЛГУ, 1963, с. 125—143.
117. Римская-Корсакова О. М., Соколова Е. П. О железисто-магнезиальных слюдах с обратной схемой адсорбции. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1964, ч. 93, вып. 4, с. 411—423.
118. Ройзенман В. М. Литология и стратиграфия федоровской свиты (Алданский щит.) — «Геология и разведка», 1973, № 10, с. 24—33.
119. Ройзенман Ф. М. Геологические условия образования флогопитовых месторождений Алдана. Автореф. канд. дис. М., Изд-во Моск. геол.-развед. ин-та, 1970, с. 1—21.
120. Романович И. Ф. Месторождения талька СССР. М., «Недра», 1973. 220 с.
121. Роненсон Б. М., Ройзенман Ф. М. Типы тектонических структур Алданских флогопитовых месторождений. — «Геология и разведка», 1970, № 1, с. 56—61.
122. Рудник В. А. Последовательность геологических событий в докембрии Алданского щита. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 200, № 3, с. 690—693.
123. Рудник В. А. Гранитообразование и его роль в формировании гранитного слоя земной коры в докембрии (на примере Алданского щита и других районов Восточной Сибири и Дальнего Востока). Автореф. докт. дис. Л., Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т, 1972. 57 с.
124. Рудник В. А., Соболевич Э. В. О возрасте полиметаморфических комплексов иенгрской серии Алданского щита. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 4, с. 834—837.
125. Рундквист Д. В. О принципах выделения и прогнозирования рудных формаций. — В кн.: Основы научного прогноза м-ний рудн. и нерудн. полезн. ископ. Л., «Недра», 1971, с. 27—34.
126. Салон Л. И. Докембрий СССР. — В кн.: Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгр. (23 сес.), пробл. 4. М., «Наука», 1968, с. 5—15.
127. Салье М. Е., Дук В. Л., Бургова В. Д. Некоторые вопросы геологии, внутреннего строения и петрологии флогопитовых месторождений Алдана. — В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийск. формаций СССР. М. — Л., «Наука», 1966, с. 25—62.
128. Самойлова Н. В. Петрохимические особенности ассоциации ийолит-мельтейгитовых пород и нефелиновых сиенитов (на примере щелочной интрузии Енисейского кряжа). — «Труды Ин-та геологии рудн. м-ний, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР», 1962, вып. 76, с. 143—169.
129. Сарсадских Н. Н. Региональные и локальные закономерности размещения эндогенных месторождений алмазов. Л., «Недра», 1973. 68 с. (Мат-лы к совещанию, вып. 9).
130. Серба Б. И. Салланлатвинский массив щелочных пород и карбонатитов. — В кн.: Магмат. образования Кольского п-ва. Л., Изд-во АН СССР, 1962, с. 58—64.
131. Серба Б. И. Вермикулит Салланлатвинского массива. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1963, ч. 92, вып. 6, с. 708—713.

132. Сербва Б. И. Карбонатиты Салланлатвинского массива. — «Сов. геология», 1963, № 6, с. 125—131.
133. Соботович Э. В., Гращенко С. М., Ловцюс А. В. Возраст пород шарыжалгайской серии (Байкальская глыба). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 9, с. 38—41.
134. Сомина М. Я. Структурно-фациальные принципы в классификации карбонатитовых комплексов. Л., Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т, 1966, с. 271—274.
135. Сомина М. Я. О специфике комплексов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов платформенных и субплатформенных областей. — В кн.: Пробл. метасоматизма. Л., «Недра», 1969, с. 342—348.
136. Стоялов С. П. Арбарастахский массив ультраосновных и щелочных пород. — «Труды Всесоюз. аэрогеол. треста», 1961, вып. 7, с. 74—81.
137. Судовиков Н. Г., Климов Л. В., Михайлов Д. А. О закономерностях распределения флогопитовых месторождений в архее на Алдане. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископ., т. 6. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 385—395.
138. Терновой В. И. К условиям образования слюд на Ковдорском флогопит-вермикулитовом месторождении. — В кн.: Мат-лы по геологии и полезн. ископ. северо-запада РСФСР. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 165—174.
139. Терновой В. И. Закономерности образования и размещения месторождений Ковдорского массива, перспективы обнаружения новых карбонатитовых месторождений в Карело-Кольском регионе. Автореф. доктор. дис. Л., Ленингр. горный ин-т, 1973. 48 с.
140. Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И. Геологическое строение и условия образования Ковдорского месторождения флогопита. — «Сов. геология», 1967, № 2, с. 128—136.
141. Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л., «Недра», 1969, 286 с.
142. Токмаков П. П. Ковдорское месторождение вермикулита и условия его образования. — «Труды Ин-та геологии рудн. м-ний, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР», 1961, вып. 48, с. 61—79.
143. Тугаринов А. И. Эпохи минералообразования в докембри. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 9, с. 3—26.
144. Условия формирования щелочных пород (на материалах СССР). — В кн.: Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгр. (24 сессия), минералогия. М., «Наука», 1972, с. 5—23. Авт.: О. А. Воробьева, Р. М. Яшина, С. В. Свешникова и др.
145. Фирсов Л. В. Абсолютный возраст флогопитов из месторождений Алдана. — В кн.: Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгр. (22 сессия), пробл. 3. М., «Наука», 1964, с. 96—107.
146. Флогопитоносность пироксенитов Себляврского массива на Кольском полуострове. — В кн.: Минералогия и геохимия, вып. 2. Л., Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1967, с. 119—135. Авт.: А. Г. Булах, Б. В. Губачева, Е. Т. Губачев и др.
147. Фоменков Б. П., Корчагин А. М. О закономерностях размещения вермикулитовых зон в Инаглинском массиве (Ю. Якутия). — «Геология и разведка», 1964, № 10, с. 61—66.
148. Фролов А. А. Факторы локализации редкометалльного оруденения в карбонатитах. — «Геология рудн. м-ний», 1965, т. 7, № 5, с. 31—37.
149. Фролов А. А. К проблеме вертикальной зональности оруденения (на примере формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов). — «Изв. АН СССР, Сер. геол.», 1970, № 9, с. 52—61.
150. Фролов А. А. Промышленные типы месторождений полезных ископаемых в ультраосновных, щелочных породах и карбонатитах. — «Разведка и охрана недр», 1971, № 5, с. 13—17.

151. Фролов А. А. Структурные условия образования ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов. — В кн.: Геология м-ний редких элементов, вып. 35. М., «Недра», 1972, с. 7—35.
152. Фролов А. А., Багдасаров Ю. А. Карбонатиты — новый генетический тип месторождений флюорита. — «Разведка и охрана недр», 1968, № 7, с. 6—8.
153. Фролова Н. В. Геологическое строение и флогопитоносность района среднего течения р. Курнах. — «Труды Сибгеолнеруд», 1944, вып. 1, с. 11—40.
154. Фролова Н. В., Клековкин Н. Ф. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки алданских месторождений флогопита. — «Труды Сибгеолнеруд», 1945, вып. 2, с. 109—112.
155. Хаин В. Е. Региональная тектоника (Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка), т. 1. М., «Недра», 1971. 547 с.
156. Харкевич Д. С. Значение магматизма для типизации региональных тектонических подразделений. — В кн.: Геол. строение СССР, т. 5. М., «Недра», 1969, с. 188—201.
157. Харкевич Д. С., Москалева В. Н. Серии магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ. — В кн.: Пробл. связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1968, с. 29—46.
158. Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы», 1952, вып. 5, с. 31—52.
159. Ходли Д. ж. Слюдяные месторождения Канады. — В кн. Вопр. геологии и минералогии слюд. М., «Мир», 1965, с. 13—40.
160. Черный В. Г., Смирнов В. Г., Черная И. П. Основные черты геологического строения и формационные типы кристаллических пород Тимана и докембрийского складчатого основания Печорской синеклизы. Тезисы II петрограф. совещания по европ. части СССР. М., «Наука», 1972, с. 18—20.
161. Чирвинский П. Н., Афанасьев М. С., Ушакова З. Г. Массив ультраосновных пород при станции Африканда. Л., Изд-во АН СССР, 1940, с. 31—70. (Труды Кольской базы АН СССР, вып. 5).
162. Шабынин Л. И. Формация магнезиальных скарнов. М., «Наука», 1973. 214 с.
163. Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 5, с. 3—23.
164. Шафеев А. А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. Стратиграфия и метаморфизм. М., «Наука», 1970. 176 с.
165. Шейнманн Ю. М. Некоторые геологические особенности ультраосновных, ультращелочных, магматических образований на платформах. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1955, ч. 84, вып. 2, с. 143—158.
166. Шейнманн Ю. М. О связи щелочных магматических формаций с крупнейшими структурами материков. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезн. ископ. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 436—446.
167. Шейнманн Ю. М. К характеристике ультраосновных щелочных провинций на материках. — В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 322—325.
168. Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. — В кн.: Геология м-ний редких элементов. Вып. 12—13. М., Госгеолтехиздат, 1961. 178 с.
169. Шакин Б. М. Флогопитоносность диопсидовых пород Куронахских месторождений (Южная Якутия). — «Геология и разведка», 1959, № 1, с. 74—82.
170. Шакин Б. М. Особенности минералогии и генезиса Куронахских флогопитовых месторождений (Алданский р-н). — «Труды Моск. геол.-развед. ин-та», 1961, т. 37, с. 60—81.
171. Шувалова В. В., Поршнева Г. И., Ланда Э. А. Кар-

бонатитовый массив Есей. — В кн.: Карбонаты и щелочные породы севера Сибири. Л., «Недра», 1970, с. 49—55.

172. Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение вост. части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, с. 5—59.

173. Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л., «Недра», 1971. 147 с.

174. Эккерман Г. Карбонаты Ально. — В кн.: Карбонаты. Науки о Земле. М., «Мир», 1969, т. 19, с. 23—49.

175. Эпштейн Е. М., Аникеева Л. И., Михайлова А. Р. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии. М., Госнаучтехиздат, 1961, с. 116—272. (Труды науч.-исслед. ин-та геологии Арктики, т. 122).

176. Якжин А. А. Флогопитовые месторождения бассейна р. Кура-нах в районе Алданской плиты. — В кн.: Мат-лы по геологии Вост. Сибири, вып. 15. ГОНТИ-НКТП СССР, 1939, с. 71—127.

177. Яковенко В. П. Результаты геологоразведочных работ на вермикулит на месторождениях Красномайской зоны в Северном Казахстане. — В кн.: Исследование и применение вермикулита. Л., «Наука», 1969, с. 49—53.

178. A s w a t h a n a r a y a n a V. Age determination of rocks and geochronology of India. New Delhi, 1964. 13 p.

179. Currie J. B. Mica and apatite deposits in Ontario. — «Econ. Geol.», 1951, vol. 46, № 7, p. 750—764.

180. Currie J. B. The occurrence and relationships of some mica and apatite deposits in South-Eastern Ontario. — «Econ. Geol.», 1951, 46, № 7, p. 765—778.

181. D e y S. K. Phlogopite in the Teypore Zamindary in Vizagapatam Madras. — «Indian Minerals», 1950, vol. 4, p. 182—185.

182. E c k e r m a n n H. von. The alkaline district of Alnö island. Stockholm. Kartograf. inst., 1948. 176 p.

183. G e v e r s T. W. Vermiculite at Loolekop, Palabora, North East Transvaal. — «Bull. Geol. Soc. S. Afr.», 1948, vol. 51, p. 133—179.

184. G l a b a u g h S. E., B a r n e s V. E. Vermiculite in Central Texas. — Rep. invest. univ. Texas. Austin, 1959, vol. 12, № 40, p. 1—32.

185. G l o c k n e r F. Die Genesis der Phlogopit-Glimmer-Lagerstätten von Süd-Madagascar. — «Z. praktische. Geol.», 1942, 50, № 12, S. 150—152.

186. H é n i n S., C a l i l l e r e S. Sur l'évolution de la phlogopite a Madagascar. C. r. 19 Ses. Alger, 1952 (Congr. geol. intern.), 1953, fasc. 18, p. 137—147.

187. H o l m e s A. Spitzkop carbonatite Eastern Transvaal. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1958, vol. 69, № 12, pt. 1, p. 1525—1526.

188. L o o J. Guides structuraux dans la recherche des mineralisations en mica phlogopite a Benato (sud de Madagascar). Comptes rendus de la semaine geol., Rep. Malgache, 1968, p. 80—90.

189. K a t z M. B. Retrograde contact metamorphism in the granulite facies terrain of Mont Trembland Park, Quebec. — «Geol. Mag.», 1968, vol. 105, № 5, p. 487—492.

190. K u n N. The economic geology of columbium (niobium) and of tantalum. — «Econ. Geol.», 1962, 57, № 3, p. 377—404.

191. K u n N. de. Die Niobcarbonatite von Africa. — «N. Jb.», Min. Mh., 1961, H. 6, p. 124—135.

192. L a c r o i x A. Les gisements de phlogopite de Madagascar of Les pyroxenites qui Les renferment. — «Ann. Geol. Serv. Mines Fasc.», 1941, № 11, p. 119.

193. L a n d e s K. K. Origin of the Quebec phlogopite-apatite deposits. — «Amer. Min.», 1938, vol. 23, № 6, p. 359—390.

194. L a n g A. H. Mica deposits in near Eau Claire, Ontario. — «Geol. Surv.», Canada Spec. Rept., 1943, p. 120—140.

195. L e n t w e i n F. Etude geochemique et geochronologique d'un cristal de phlogopite de Miary pres Bekily (Madagascar). *Compt. rend. Semaine geol. Tananarive*, 1964, p. 86—96.

196. M o y a l M a u r i c e. Graphite and mica in Madagascar. — *J. Mining*, 1958, vol. 251, № 6421, p. 278—279.

197. N u u t i l a i n e n J. Soklin karbonatittimassiivin geokeminallista tutkimuksista. — *«Geol. Julkaisija»*. Surmin Geol. seura Geol. Finland. Sällskopeti, 1973, vol. 25, № 2, p. 13—17.

198. N o i z e t G. Depositions structurales de quelques gisements de phlogopite à Madagascar. — *«Ann. Geol. Madagascar»*, 1963, № 33, p. 235—238.

199. N o i z e t G. Visite de gisements de mica. — *«Rapp. Annuel. Serv. Geol.»*, Rep. Malgache, 1963, p. 249—251.

200. P a a r m o H. A new find of carbonatite in Nord Finland the Sokly Plug in Savukosky. — *«Lithos»*, 1970, vol. 3, № 1—2, p. 129—133.

201. P e c o r a W. T. Carbonatites a Review. — *«Bull. Geol. Soc. Amer.»*, 1956, vol. 67, p. 1537—1556.

202. R u s s e l H. D., H i e m s t r a S. A., G r o e n v e l d D. The mineralogy and petrology of the carbonatites at Loolecop, Eastern Transvaal. — *«Trans. Proc. Geol. Soc. S. Afr.»*, 1954, vol. 57, p. 197—209.

203. S m i t h W. C. A review of some problems of African carbonatites. — *«Quart. J. Geol. Soc. Lond.»*, 1956, vol. 112, pt. 2, № 446, p. 189—219.

204. S m i t h A i t k e n W. W. An occurrence of phlogopite and its transformation to vermiculite by weathering. — *«Min. Mag.»*, 1965, vol. 35, № 269, p. 151—164.

Оглавление

Предисловие	3
Глава I. Главнейшие формационные типы месторождений флогопита	5
Флогопитовая формация высокоглиноземистых докембрийских метаморфических пород	8
Флогопитовая формация комплексов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов	15
Глава II. Характеристика типовых слюдоносных провинций и месторождений флогопита, связанных с высокоглиноземистыми докембрийскими метаморфическими породами	22
Алданская провинция	—
Восточно-Канадская провинция	36
Мадагаскарская провинция	37
Северо-Корейская провинция	38
Восточно-Индийская провинция	39
Прибайкальская провинция	—
Памирская провинция	47
Глава III. Региональные и локальные закономерности размещения месторождений флогопита, связанных с докембрийскими метаморфическими породами	51
Региональные закономерности	—
Локальные закономерности	65
Глава IV. Характеристика типовых слюдоносных провинций и месторождений флогопита, связанных с комплексами ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов	84
Карело-Кольская провинция	—
Северо-Сибирская провинция	116
Восточно-Алданская провинция	134
Южно-Верхоянская (Сетте-Дабанская) провинция	141
Восточно-Саянская провинция	142
Приенисейская провинция	143
Кокчетавская провинция	144
Сихотэ-Алинская провинция	147
Западно- и Восточно-Африканская провинция	150
Бразильская провинция	155
Глава V. Региональные и локальные закономерности размещения месторождений флогопита, связанных с комплексами ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов	157
Региональные закономерности	—
Локальные закономерности	164

Глава VI. Особенности формирования месторождений флогопита	171
Глава VII. Комплексность месторождений полезных ископаемых в слюдоносных провинциях различных типов	182
Месторождения в докембрийских метаморфических породах	—
Месторождения комплексов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов	186
Глава VIII. Состояние минерально-сырьевой базы СССР и перспективная оценка отдельных регионов страны на флогопит	194
Флогопитовая формация докембрийских метаморфических пород	196
Флогопитовая формация комплексов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов	199
Заключение	202
Список литературы	204

Ирина Яковлевна Дядькина, Майя Павловна Орлова

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЛОГОПИТА

(Закономерности размещения и условия образования)

Редактор издательства Т. М. Пономарева

Переплет художника С. Я. Гесина

Техн. редактор А. Б. Ящуржинская

Корректор В. Н. Малахова

Сдано в набор 5/VIII 1975 г. Подписано в печать 28/I 1976 г.
 М-30033. Формат 60 × 90^{1/16}. Бумага тип. № 1. Печ. л. 13^{1/2}.
 Уч.-изд. л. 14,6. Тираж 1000 экз. Заказ 447/1065. Цена 1 р. 67 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171,
 ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном
 комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии
 и книжной торговли

196006, Ленинград, Московский пр., 91.

4

1784

1р.67к.

НЕДРА

