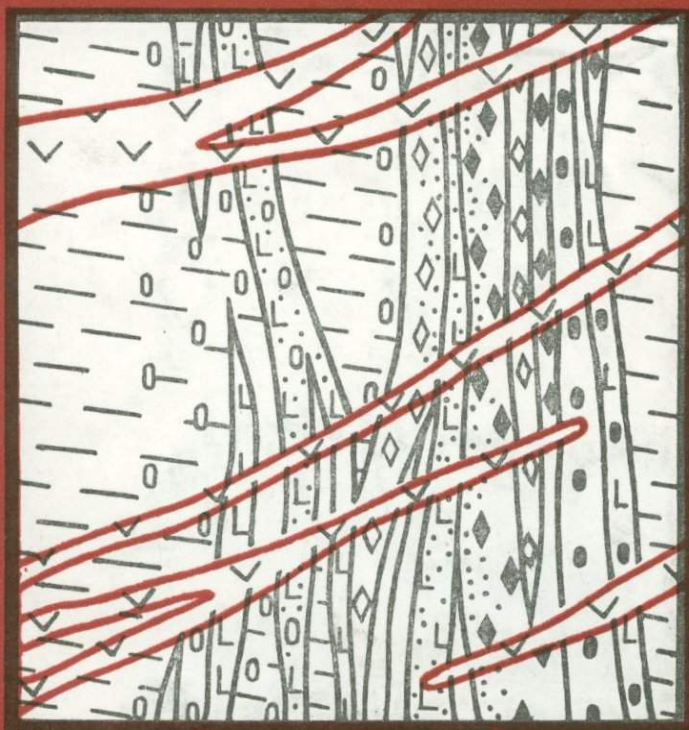


ЭНДОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ДРЕВНИХ ЩИТОВ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ,
МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

INSTITUTE OF ORE DEPOSITS PETROGRAPHY, MINERALOGY
AND GEOCHEMISTRY



PROJECT 91
«METALLOGENY OF THE PRECAMBRIAN»
INTERNATIONAL GEOLOGICAL
CORRELATION PROGRAMME

ENDOGENOUS
ORE MINERALIZATION
OF ANCIENT
SHIELDS

(EVOLUTION,
STRUCTURAL
AND PETROLOGICAL CONDITIONS
OF ORE FORMATION)



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»
MOSCOW, 1978

ПРОЕКТ 91
«МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ»
МЕЖДУНАРОДНОЙ ПРОГРАММЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

ЭНДОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ДРЕВНИХ ЩИТОВ

(ЭВОЛЮЦИЯ,
СТРУКТУРНЫЕ
И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
РУДООБРАЗОВАНИЯ)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА, 1978



3135

Эндеогенное оруденение древних щитов (эволюция, структурные и петрологические условия рудообразования). М., «Наука», 1978, 200 стр.

В монографии рассмотрены условия образования и типы эндогенных месторождений древних щитов в связи с эволюционным развитием докембрийских структурных элементов и их тектоно-магматической активизацией в фанерозое. Охарактеризованы соотношения между разломами, гранитоидами и дайками на уровне амфиболитовой фации. Описаны структурно-петрологические условия формирования рудоносных щелочных метасоматитов в крупных разломах кристаллического фундамента. Выделены структурные типы рудных полей, ассоциирующихся с полиформационными магматическими комплексами центрального типа.

Илл. 74, табл. 35, библиография 319.

Ответственный редактор

В. И. КАЗАНСКИЙ

Endogenous ore mineralization of ancient shields (evolution, structural and petrological conditions of ore formation). Moscow, «Nauka», 200 p. p.

The formation conditions and types of endogenous deposits at ancient shields in relation to the evolutionary development of the Precambrian structural elements and their tectono-magmatic activation during Phanerozoic are considered in the monograph. The relationships among the faults, granitoids and dykes at the level of amphibolitic facies are characterized. The structural—petrological formation conditions of ore-bearing alkaline metasomatites in large faults of crystalline basement are described. The structural types of ore fields associated with the polyformational magmatic complexes of central type are distinguished.

74 fig., 35 tables. Bibl. 319

Editor

V. I. KAZANSKY

ПРЕДИСЛОВИЕ

Геологические исследования древних щитов представляют исключительный интерес для познания начальных этапов развития земной коры и генезиса полезных ископаемых.

Внимание ученых все более привлекают причины и условия формирования в докембрии гигантских месторождений железа, золота, цветных и редких металлов, воздействие на древнейшие структуры земной коры более поздних тектонических движений, которые также сопровождаются интенсивным оруденением.

Проект «Металлогения докембрия», которым руководит академик А. В. Сидоренко, принадлежит к числу ведущих проектов Международной программы геологической корреляции. Общие задачи проекта были сформулированы на симпозиуме «Корреляция докембрия», состоявшемся в Москве в 1975 г. Согласно решению Московского симпозиума металлогенические исследования докембрия должны быть ориентированы на установление связей между рудообразованием, геологической средой и геологической историей рудоносных территорий и развиваться по четырем основным направлениям: 1) докембрийские минеральные месторождения и геологическая среда их образования, 2) роль седиментации и органического вещества в докембрийском рудообразовании, 3) роль магматизма и метаморфизма в докембрийском рудообразовании, 4) рудоносные структуры докембрия.

Рудоносные структуры докембрия, как и эндогенные месторождения, образованы в результате сложных комбинаций тектонических, метаморфических и магматических процессов. В ходе геологической истории древних щитов эти комбинации менялись. Для выяснения локальных закономерностей образования и размещения эндогенного оруденения в докембрии недостаточно традиционных структурных методов. Дополнительные возможности открывают сочетание их с петрографическими методами, анализ структурно-петрологических условий рудообразования. В настоящей книге структурно-петрологические условия формирования и локализации эндогенного оруденения на древних щитах рассматриваются на примере двух представительных групп месторождений, связанных соответственно с щелочными метасоматитами в крупных разломах фундамента и с полиформационными магматическими комплексами центрального типа.

Предисловие, глава I и заключение написаны В. И. Казанским. В главе II Кировоградско-Новоукраинский массив охарактеризован К. В. Прохоровым, сопряженные с ним разломы — В. И. Казанским, петрофизические свойства гранитоидов и тектонитов — Л. И. Звягинцевым, Скальный разлом и дайки метадiorитов Эмельджакского флогопитового месторождения описаны В. И. Казанским по материалам А. Г. Лихоманова. Главы составлены: III — В. И. Казанским, Б. И. Омеляненко, К. В. Прохоровым, IV — Е. В. Свешниковой.

Авторами с благодарностью учтены замечания к тексту монографии, сделанные В. А. Невским и В. П. Петровым.

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ЭНДОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ДРЕВНИХ ЩИТОВ

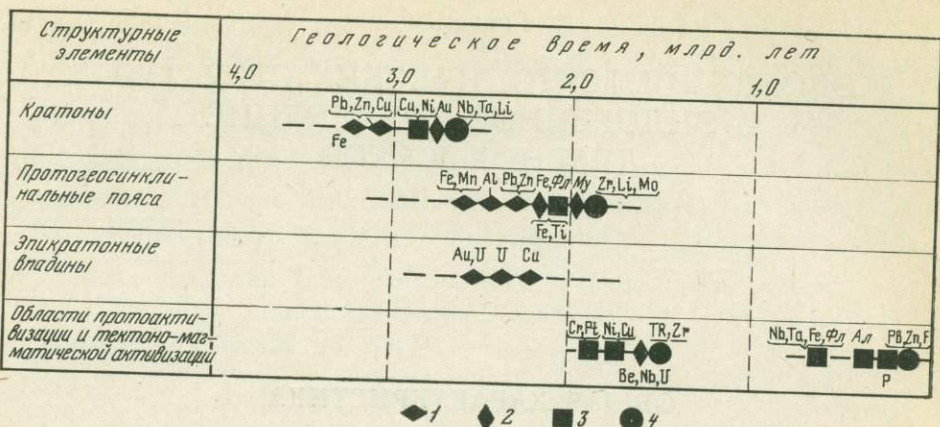
ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Идею об эволюции тектонических структур земной коры разрабатывали многие исследователи [22, 178, 180, 181, 224, 252, 256, 257, 275, 285, 288]. Г. Ф. Мирчинк [168] разделил эти структуры на три исторические категории: догеосинклинальную, геосинклинально-платформенную и «глыбовую». В. Е. Хаин [251] различает в «догеосинклинальной» истории Земли пять этапов: 1) догеологический (5,0—4,5 млрд. лет?), когда на нашей планете обособились ядро и мантия, 2) раннегеологический (4,5—4,0 млрд. лет?), в течение которого образовалась первичная базальтовая оболочка, 3) катархейский (4,0—3,5 млрд. лет), совпадающий с формированием континентальной литосферы, 4) архейский — раннепротерозойский (3,5—2,0 млрд. лет) — раннегеосинклинальный и 5) среднепротерозойский (2,0—1,4 млрд. лет) — консолидации первичной континентальной земной коры. М. В. Муратов [170] выделяет в раннем докембрии три этапа. Первый из них отвечает периоду существования Земли как светящегося тела, второй — появлению базальтового слоя, третий (3,8—1,6 млрд. лет) — формированию гранитно-метаморфического фундамента древних платформ.

Исследования древних щитов служат ключом к познанию условий и закономерностей формирования докембрийского гранитно-метаморфического фундамента. В последнее время в этой области достигнуты значительные успехи: выделены архейские ядра материков — кратоны — и расшифровано их внутреннее строение [315], установлены отличия раннедокембрийских протоплатформ и протогеосинклиналей от фанерозойских платформ и геосинклиналей [179], доказано блоковое строение фундамента древних щитов, определяемое системами крупных глубинных разломов [226]. Полученные на сегодня данные указывают на единство геологических процессов в течение всей обозримой истории Земли и вместе с тем создают предпосылки для изучения эволюции этих процессов начиная с раннего архея [124, 165, 210].

Докембрийские рудные месторождения древних щитов образованы в три металлогенические эпохи: архейскую (3,5—2,7), раннепротерозойскую (2,7—1,9) и среднепротерозойскую (1,9—1,6 млрд. лет). Общая их характеристика содержится в работах Т. В. Билибиной [25], Г. В. Войткевича, Г. И. Лебедько [37], И. Г. Магакьяна (152), В. И. Смирнова (212), Г. А. Твалчрелидзе [223], А. И. Тугаринова, Г. В. Войткевича [223]. Во многих районах древние щиты были захвачены более поздними тектоническими и магматическими процессами, которые также сопровождалось оруденением [93, 259].

Сравнительный анализ геологических и радиологических данных по различным материалам с учетом возможностей межконтинентальной корреляции свидетельствует, что направленное развитие тектонических структур в архее и протерозое сопровождалось закономерной сменой рудных месторождений при переходе от одной эпохи к другой [27, 28].



Фиг. 1. Распределение рудных месторождений по главнейшим структурным элементам активизированных древних щитов [27]

1 — осадочные и вулканогенно-осадочные; 2 — ортометаморфические; 3 — магматические; 4 — постмагматические. Ал — алмаз; Му — мусковит; Фл — флогопит

Металлогению кратонов определяет архейская эпоха, протогеосинклиналей и протоплатформ (эпикратонных впадин) — раннепротерозойская. Особые наборы месторождений характерны для областей протоактивизации и тектоно-магматической активизации древних щитов (фиг. 1).

Нас в этой схеме прежде всего интересуют геотектоническая позиция и происхождение эндогенных месторождений древних щитов. Но на эти вопросы далеко не везде можно дать однозначный ответ, поскольку многие докембрийские рудные месторождения не укладываются в рамки простых генетических классификаций.

АРХЕЙСКИЕ КРАТОНЫ

Архейские кратоны или протоконтиненты впервые были выделены на Канадском щите [283, 285]. Для них типично сочетание зеленокаменных (вулканических) поясов и широких полей гранитоидных пород. В разрезе зеленокаменных поясов преобладают основные вулканы от базальтов до андезитов с венчающими их кислыми лавами и пирокластами, выше располагаются конгломераты, граувакки и глинистые сланцы. Вулканогенно-граувакковый комплекс залегает на более древних гранитоидах и прорван интрузиями более молодых гранитов. Возраст зеленокаменных поясов превышает 2,6 млрд. лет, возраст гранитоидов основания точно не известен.

Для полей гранитоидных пород характерны гранодиорит-тоналитовая формация и редкометальная (Ta, Nb, Li) рудная формация в пегматитах, ассоциирующаяся с относительно более поздними ремобилизованными калиевыми гранитами. Среди древнейших гнейсов Западной Гренландии обнаружены стратиформные залежи хромитов в анортозитах, сформированные до регионального метаморфизма [284]. Возраст гнейсов достигает 3,7—3,6 млрд. лет. Присутствие среди них слюдястых сланцев, кварцитов и мраморов свидетельствует, что уже в начале архея осадочные породы играли важную роль в строении земной коры. Хромиты приурочены к верхней части расслоенного интрузивного комплекса, который образовался в результате фракционной кристаллизации толенитовой магмы. В нижней части комплекса залегают ультрамафические породы. Выше по разрезу они сменяются габбро, лейкогаббро и собственно анортозитами. Горизонты хромитов при мощности от 0,5 до 20 м протягиваются на многие километры. Предполагается, что дифферен-

циация и кристаллизация магматического комплекса происходила в спокойной тектонической обстановке. Позднее магматические породы были подвергнуты интенсивному метаморфизму в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, причем пласты хромитов испытали складчатые деформации и будинаж. Именно эти наложенные процессы отличают хромитоносные метаанортозиты Западной Гренландии от сходных с ними анортозитов Бушвелда.

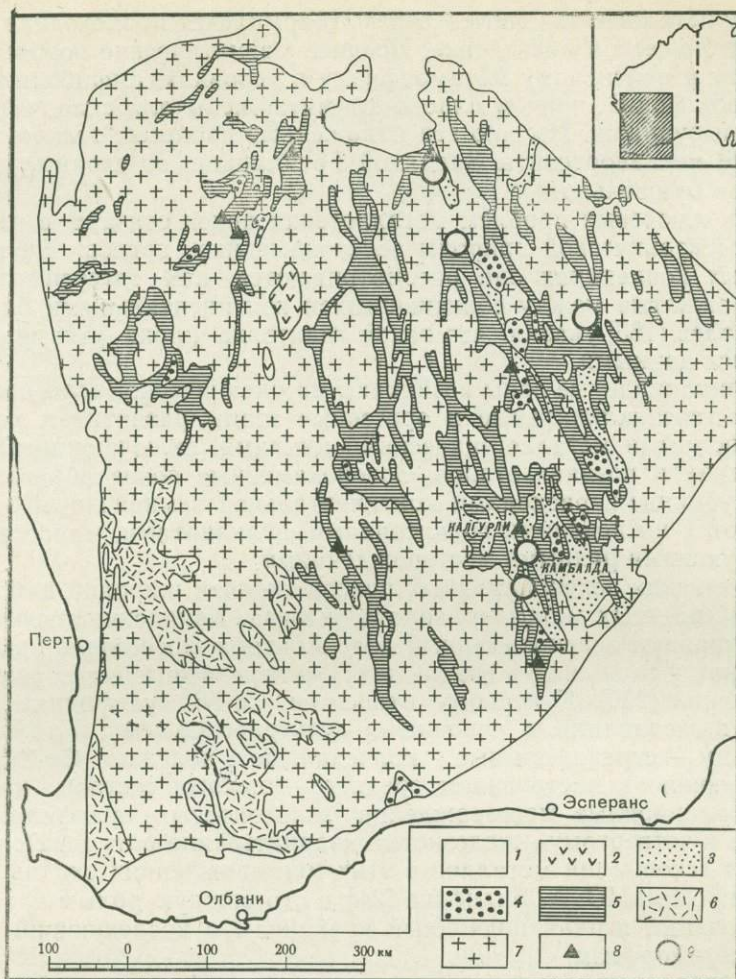
Одна из ключевых проблем металлогении архея связана с расшифровкой геотектонической природы зеленокаменных поясов. Во многих современных концепциях они рассматриваются как эвгеосинклинальные зоны, зажатые между сблизившимися континентальными блоками. В. М. Моралев [165] указал, что такая трактовка плохо увязывается с имеющимися данными.

Эвгеосинклинальные зоны возникают на океанической коре, проходят собственно геосинклинальные и орогенные этапы развития и характеризуются полными металлогеническими циклами, включающими оруденение средних и поздних этапов. Зеленокаменные пояса образованы в связи с глубинными расколами континентальной земной коры и не сопровождаются ни поздними гранитоидами, вулканитами, молассаами, ни соответствующими рудными месторождениями.

Для архейских зеленокаменных поясов типичен широкий набор месторождений цветных металлов, золота, железа. Канадские исследователи рассматривают зеленокаменный пояс Абитибиде как модель архейской металлогении и выделяют в его пределах четыре генетических семейства месторождений [290]. К первому относятся Cu-Ni сульфидные месторождения в ассоциации с основными—ультраосновными интрузивами, ко второму—стратиформные колчеданные залежи Cu-Zn-Au-Ag руд, тяготеющие к экструзивам среднего—кислого состава, к третьему—эксгалиционные месторождения золотоносных сульфидных руд и, наконец, к четвертому—железистые кварциты типа алгома. Подчеркивается, что ассоциации металлов в этих месторождениях сходны с ранней стадией схемы Ю. А. Билибина [24] и что важную роль в архейском рудообразовании играли подводный вулканизм и последующий региональный метаморфизм.

Перераспределение золота в процессе метаморфизма архейских вулканитов и его концентрация в гидротермальных жилах были показаны Р. Бойлем [273] на примере месторождения Йеллоунайф на Канадском щите. Согласно его построениям, золото было мобилизовано при прогрессивном метаморфизме архейского вулканогенно-осадочного комплекса, который сопровождался гранитизацией. Рудные компоненты выносились из области амфиболитовой фации и отлагались на уровне зеленосланцевой фации в зонах скалывания и трещиноватости. Выполняющие эти зоны кварцевые жилы возникли за счет кремнезема, освободившегося при низкотемпературных гидротермальных изменениях вмещающих пород.

В качестве примера архейских кратонов можно указать на Йилгарнский блок в Юго-Западной Австралии (фиг. 2). До недавнего времени он был известен в качестве крупной золотоносной провинции с многочисленными гидротермальными месторождениями золота [288]. Они залегают, как правило, в основных вулканитах, контролируются трещинными структурами, относятся к кварцево-сульфидному типу со значительным развитием теллуридов золота (Калгурли) и считаются, подобно месторождению Йеллоунайф, метаморфогенно-гидротермальными образованиями. В последние годы в пределах Йилгарнского блока открыты и вовлечены в эксплуатацию сульфидные медно-никелевые месторождения, которые локализируются также в зеленокаменных поясах и относятся к ранее не известному вулканогенному классу. А. Налдрет [297] объясняет их значительные масштабы тем, что в начальные этапы развития Земли



Фиг. 2. Схема геологического строения Йилгарнского тектонического блока [279]

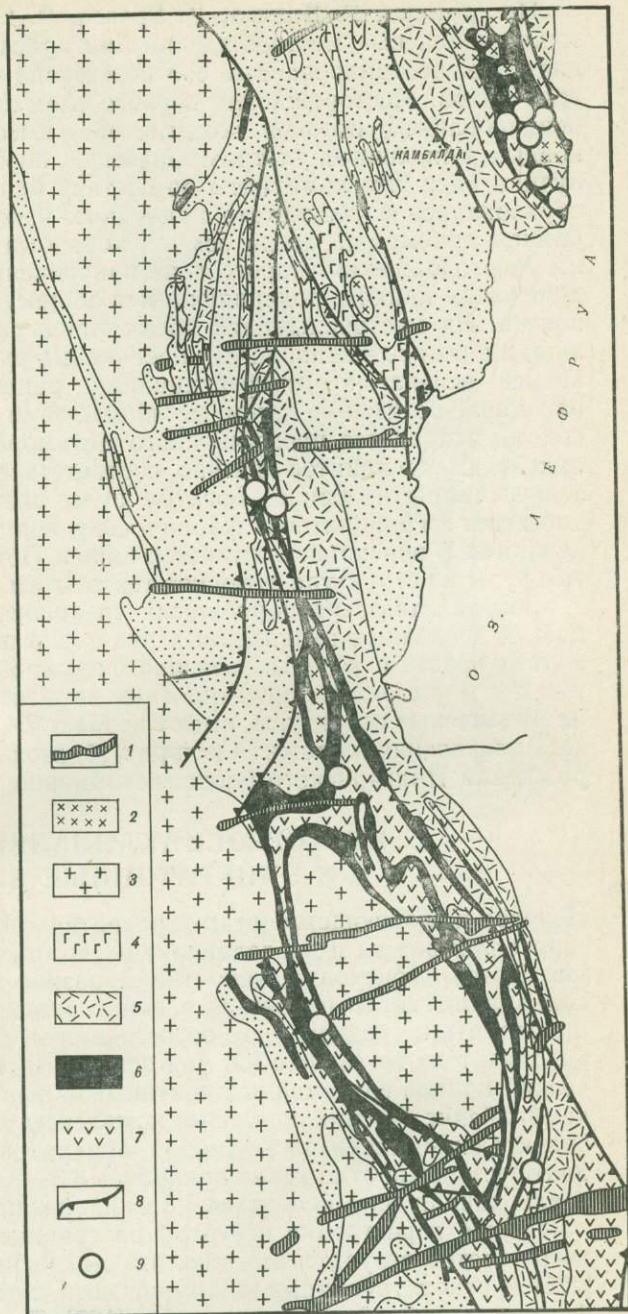
1 — послелеархейские образования; 2 — основные интрузивы; 3 — вулканогенные и песчано-глинистые отложения; 4, 5 — вулканиты: 4 — кислые, 5 — ультраосновные, основные и кислые; 6 — метасадочные породы, гранулиты и гнейсы; 7 — гранитоиды; 8, 9 — месторождения: 8 — главные золота, 9 — медно-никелевые

режим серы на уровне верхней мантии был особенно благоприятен для зарождения и миграции рудоносных сульфидных расплавов.

Как и другие кратоны, Йилгарнский блок состоит из обширных полей гранитоидных пород и зеленокаменных поясов [279]. Возраст гранитоидов достигает 3,1 млрд. лет. Местами в них заключены натровые гнейсы, габбро, конгломераты, кислые метавулканиты, которые, возможно, являются реликтами еще более древней континентальной коры. Зеленокаменные пояса протягиваются на многие сотни километров в субмеридиональном направлении при ширине в десятки километров и насыщены телами ультрабазитов, с которыми и связаны медно-никелевые руды. В общем вулканогенные породы залегают согласно с гранитоидами и облекают их купола, как это видно в районе Камбалда, где сосредоточены самые крупные месторождения (фиг. 3). По составу гранитоиды отвечают тоналитам — адалемитам. Контакты их с вулканитами обычно сопровождаются зонами интенсивного дислокационного метаморфизма. Мощные согласные и диагональные разрывы развиты и внутри осадочно-вулка-

Фиг. 3. Геология архея района Камбайда (Западная Австралия) [279]

- 1 — широтные норитовые дайки;
- 2 — кварц-полевошпатовые порфиры;
- 3 — граниты, гранитоиднейсы;
- 4 — дифференцированные основные интрузивы;
- 5 — кислые экструзивы, граувакки, сланцы, конгломераты;
- 6 — ультраосновные породы, высокомагнезиальные базальты, глинистые и кремнистые сланцы;
- 7 — толеитовые базальты;
- 8 — разломы;
- 9 — никелевые месторождения



ногенных толщ. Разрез этих толщ и условия их залегания точно не установлены. Некоторые зеленокаменные пояса, вероятно, имеют чешуйчатое строение. Среди слагающих их пород австралийские геологи различают толеитовые базальты, габбро, ультрабазиты, кислые вулканиты (дациты, риодациты, их туфы, лавы и агломераты), кремнистые сланцы, железистые кварциты, песчаники и конгломераты.

На первом этапе изучения медно-никелевых месторождений было высказано предположение, что они контролируются системами крупных разломов, рассекающих архейский гранитоидный фундамент [300]. Дальнейшие исследования обнаружили более сложные соотношения между тектоникой, оруденением и окружающими комплексами пород.

По данным Р. Биннса, Д. Гровса, Р. Ганторпа [124], сульфидные медно-никелевые месторождения Йилгарнского блока подразделяются на два типа, ассоциированные соответственно с покровами и дайками ультрабазитов. Месторождения первого типа залегают в основании дифференцированных потоков коматитов — высокомагнезиальных ультраосновных, или, точнее, ультрамафических, пород. Широкую известность получила идея, что коматиты по составу близки к веществу мантии и образовались в результате подводных извержений этого вещества в раннем докембрии, когда земная кора была еще слабо стабилизирована. Месторождения второго типа приурочены к протяженным и мощным дунитовым дайкам, подчиняющимся общему простиранию вулканических поясов. На месторождениях обоих типов развиты бедные вкрапленные, а также богатые сплошные и брекчиевые руды. Бедные руды сформировались вследствие дифференциации родоначального магматического расплава, богатые — путем мобилизации и переотложения рудного вещества в процессе прогрессивного метаморфизма. Степень изменения архейских вулканитов обычно соответствует пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фаций. Богатые руды развиты там, где метаморфизм достигает амфиболитовой фации и сопровождается интенсивным расщеплением и перекристаллизацией пород. Показательно, что и сами богатые руды по структуре отвечают тектонитам.

Возраст дифференцированных ультраосновных покровов, дунитовых даек и первичных вкрапленных руд точно не определен. Прогрессивный метаморфизм, с которым связано формирование богатых руд, происходил 2,7 млрд. лет назад. Широтные норитовые дайки, явно наложенные на рудоносные структуры, имеют возраст 2,4 млрд. лет [279]. Таким образом, длительная и сложная история образования медно-никелевых месторождений Йилгарнского блока, несомненно, завершилась к концу архея.

ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА И ЭПИКРАТОННЫЕ ВПАДИНЫ

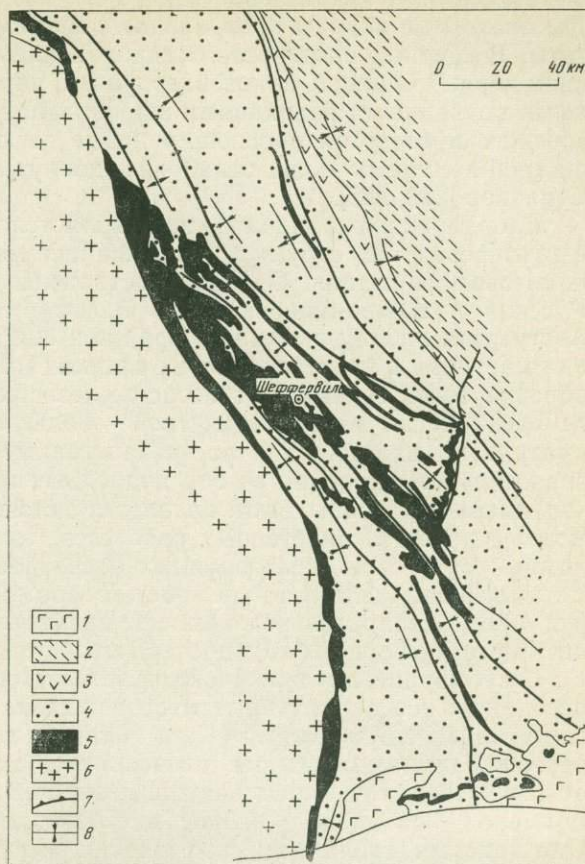
Переход к следующему этапу развития литосферы, когда обособились протоплатформы и разделяющие их протогеосинклинали, в разных частях Земли происходил, вероятно, в разное время. Некоторые протогеосинклинали могли появиться в конце архея, некоторые продолжали существовать в среднем протерозое. Авторы «Карты тектоники докембрия континентов» во главе с Ю. А. Косыгиным [107] считают, что кристаллический цоколь современных континентов возник 2,5 млрд. лет назад. Докембрийские геосинклинальные комплексы наложены на этот цоколь и в значительной своей части имеют эпикратонный характер. Древнейшие платформенные отложения появились 3,3—2,3, сплошные платформенные чехлы начали формироваться 1,8 млрд. лет назад.

Резкая перестройка структур на границе архея и протерозоя подтверждается результатами анализа магнитных полей древних платформ [226] и реконструкциями динамического и теплового режимов метаморфизма докембрийских комплексов [127]. Так, на территории Советского Союза архейские комплексы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации умеренных давлений и незначительных вариаций плотности теплового потока. Для раннего и среднего протерозоя характерны парные метаморфические пояса. Максимальные температуры метаморфизма зафиксированы в этих поясах на границах с более стабильными массивами.

Протогеосинклинальные пояса, как и протоплатформы, несомненно, различаются по своему строению и истории формирования. Но их детальная классификация еще не разработана. Остается неясным, какие главные этапы проходят они в своем развитии. Поэтому и металлогения протогеосинклиналей пока намечена лишь в самом общем виде.

Фиг. 4. Геологическая карта центральной части Лабрадорской геосинклинали [251]

- 1 — габбро;
- 2 — обломочные породы, метабаза-
льты, сланцы;
- 3 — основные пирокластические и
обломочные породы;
- 4 — черные сланцы, аргиллиты, до-
ломиты;
- 5 — железорудная серия;
- 6 — гранитоидные породы фунда-
мента;
- 7 — разломы;
- 8 — оси складок



Протогеосинклинали представляют собой огромные линейные структуры и по характеру развитых в них суперкрупных комплексов занимают промежуточное положение между архейскими зеленокаменными поясами и позднедокембрийско-фанерозойскими геосинклиналями. Они отличаются полной (линейной) складчатостью, крупными краевыми и осевыми разломами с проявившимся в них интрузивным магматизмом. В протогеосинклинальных поясах развит широкий спектр геологических формаций: субмаринных спилит-кератофировых и андезит-дацитовых, лептитовых, терригенно-карбонатных, терригенных, граувакковых и т. д. Магматизм представлен главным образом гранодиорит-плагиогранитной, плагиогранитной и более поздней плагиомикроклиновой, а также габброидной и базит-ультрабазитовой формациями. Для относительно более поздних шовных структур типичен базальтоидный и реже кислый вулканизм. Интенсивность регионального метаморфизма варьирует от зеленосланцевой до амфиболитовой и даже гранулитовой фации. Для многих протогеосинклиналей характерен полиметаморфизм.

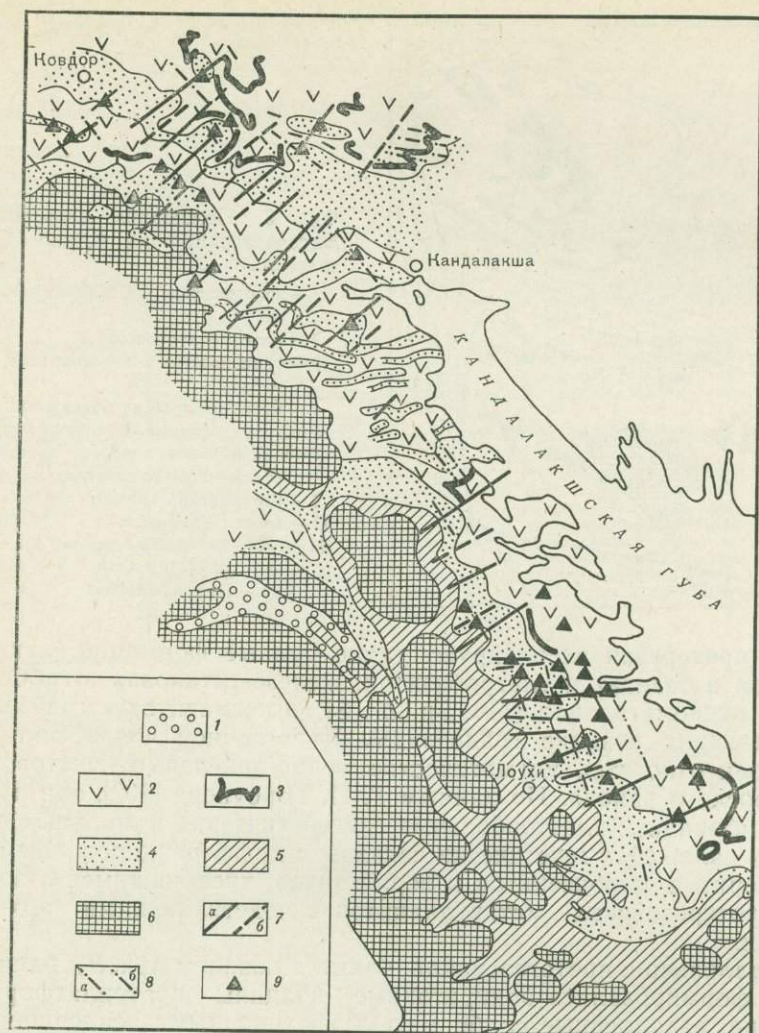
Наложенный характер протогеосинклиналей по отношению к кратонам четко выражен в восточной части Канадского щита, где архейские структуры провинции Суперитор срезаются Лабрадорской складчатой зоной (фиг. 4). Она возникла в пределах узкого (до 100—120 км) и глубокого трога, выполненного осадочно-вулканогенными толщами нижнего и среднего протерозоя. На западе они резко несогласно ложатся на архейские гранитоидные породы. Нижняя часть разреза представлена яшмами, глинистыми сланцами, кварцитами, известняками, доломитами, среди которых располагаются мощные залежи железистых кварцитов. Нижнепротерозойские отложения подвергнуты складчатости и

метаморфизму, интенсивность которых возрастает с запада на восток, где осадочные породы превращены в мраморы, слюдяные гнейсы, мигматиты. В среднем протерозое осадконакопление возобновилось с отложением черных сланцев, аркозов, граувакк, пирокластических пород и мощными подводными излияниями шаровых лав основного состава. В конце среднего протерозоя произошли новые деформации, которые превратили трог в систему узких складок, надвинутых в направлении провинции Супериор [283, 285].

Лабрадорская складчатая зона является характерным примером раннепротерозойских структур, содержащих месторождения железа джеспилитовой формации. Они распространены на всех континентах — на Русской и Южно-Американской платформах, на Канадском щите, в Австралии; железу в Южной Африке и Индии сопутствуют месторождения марганца в кристаллических сланцах [166, 219, 286]. При всем разнообразии точек зрения на генезис железистых кварцитов — от осадочно-хемогенной до метасоматической — большинство исследователей рассматривают их как осадочно-вулканогенные образования, возникшие на значительном удалении от зон подводных извержений. Предполагается, что именно эти зоны были главными источниками железа и кремния. Что же касается эндогенных процессов, то они создали складчато-разломные структуры железорудных бассейнов, обусловили региональный метаморфизм железисто-кремнистых формаций и образование богатых руд путем избирательного выноса кремнезема или переотложения железа метаморфогенными гидротермальными растворами [48].

С субмаринными вулканогенными формациями протогейсинклиналей ассоциируются колчеданные месторождения цветных металлов, во многом сходные с архейскими (Канадский, Балтийский щиты). В некоторых регионах они подвергнуты интенсивному метаморфизму, что затрудняет выяснение их генезиса и закономерностей локализации. Один из ярких примеров — свинцово-цинковое месторождение Брокен-Хилл [279, 289]. Оно залегает среди метаморфических пород гранулитовой фации, смятых в изоклиналинные складки, и долгое время рассматривалось как высокотемпературное гидротермальное. В последние годы эта точка зрения уступила место вулканогенно-осадочной гипотезе, в подтверждение которой приведены следующие аргументы: согласное с вмещающими породами залегание рудных тел; четкие отличия разных рудных тел по химическому составу и минералогии; закономерная связь рудных тел с определенными типами пород в стратиграфическом разрезе; отсутствие окорудных изменений; изохимический характер метаморфизма вмещающих пород; первичный состав рудовмещающей толщи (переслаивание песчаников, кварцитов, глинистых сланцев, риолитов, риодацитов, базальтов); отсутствие выходов магматических пород, которые могли бы служить источником гидротермальных растворов. Исходя из представления о вулканогенно-осадочном происхождении Брокен-Хилла, можно утверждать, что колчеданные залежи цветных металлов могут сохраняться даже при интенсивном метаморфизме.

Вместе с тем метаморфизм создает и новые минеральные месторождения [17]. К. О. Кратц и др. [128] относят их к особому ортометаморфическому классу и включают в него магнетитовые и флогопитовые месторождения на Алданском щите, которые были описаны Д. С. Коржинским [115] как биметасоматические скарновые образования, а также мусковито-редкометалльные пегматиты докембрия. Следует заметить, что происхождение редкометалльно-мусковитовых пегматитов докембрия служит предметом энергичных дискуссий [172]. Первоначально они рассматривались как продукты кристаллизации гранитной магмы. Позднее возникла идея о метасоматическом генезисе пегматитов и их генетической связи с определенными фациями регионального метаморфизма. Дальнейшее развитие этой идеи привело к разработке модели метамор-

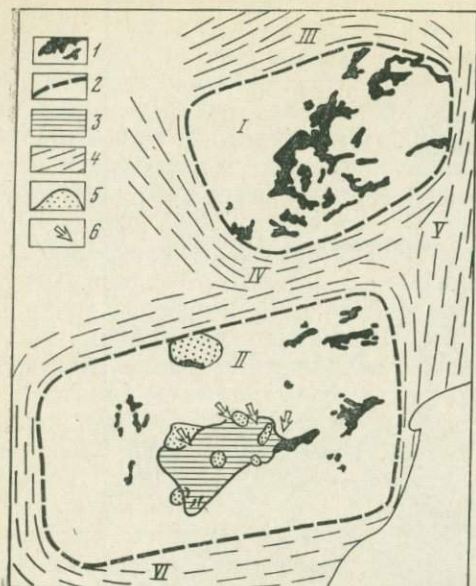


Фиг. 5. Схема поперечно-перекрестной складчатости и размещения мусковитовых пегматитов в северо-западном Беломорье по Н. В. Горлову [172]

1 — метавулканыты и метаосадки раннего карелия; 2—5 — беломорская серия: 2 — биотитовые амфиболовые гнейсы; 3 — линзы и прослои амфиболитов; 4 — глиноземистые гнейсы; 5 — амфиболиты и гнейсы котозерской свиты; 6 — гранитоиды нерасчлененные, частью гнейсифицированные (фундамент беломорской серии); 7 — северо-восточные складки: антиклинали (а), синклинали (б); 8 — северо-западные складки: антиклинали (а), синклинали (б); 9 — кусты пегматитовых жил

фогенного образования пегматитов, согласно которой они зарождаются, формируются и преобразуются на определенных стадиях тектоно-метаморфического цикла при оптимальных $P-T$ условиях. Для редкометалльных пегматитов такие условия создаются в областях метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии ($P=3\div 4,5$ кбар), мусковитовых пегматитов — дистен-силлиманитовой серии ($P=5\div 9$ кбар). В качестве примера можно указать на мусковитовые пегматиты северо-восточной Карелии, залегающие в метаморфических породах беломорского комплекса (фиг. 5). Этот комплекс в архее был метаморфизован в условиях гранулитовой фации, а в раннем протерозое испытал зональный метаморфизм амфиболитовой фации, сопровождавшийся гранитизацией и формированием «перекрестных» складчатых структур, к которым и тяготеют кусты пегматитовых жил.

Как уже отмечалось, важную роль в металлогении протогоосинклиналей играют магматические процессы. С интрузивным магматизмом



Фиг. 6. Положение месторождений Витвотерсранда на Южно-Африканском щите [315]

- 1 — золотоносные зеленокаменные пояса;
- 2 — границы кратонов;
- 3 — ураноносные и золотоносные конгломераты;
- 4 — метаморфические подвижные пояса;
- 5 — эродированные гранитные купола;
- 6 — направления переноса золотоносного обломочного материала
- I — Родезийский кратон;
- II — кратон Каапвааль;
- III — VI — подвижные пояса: III — Замбези, IV — Лимпопо; V — Мозамбик; VI — Намакуа-Натал

раннего протерозоя ассоциируют такие рудные формации, как медно-никелевая в базитах и ультрабазитах, железо-титановая в габбро-анортозитах, редкометальная (Mo, Sn, Zr, Si) в пегматитах и грейзенах, сопровождающих поздние гранитоиды. В восточной части Балтийского щита сюда относятся магматические медно-никелевые месторождения Мончегорского района. По данным Г. И. Горбунова [202], они представлены комбинацией пластообразных сингенетических и жильных эпигенетических залежей и генетически связаны с дифференцированным интрузивом норитов, пироксенитов и перидотитов, внедрившимся в зону контакта протерозойских метавулканитов с подстилающими архейскими гнейсами.

Параллельно с протогеосинклиналиями в позднем архее и раннем протерозое формировались эпикратонные впадины протоплатформенного характера, заполненные слабо метаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами. К эпикратонным впадинам приурочены крупнейшие залежи металлоносных конгломератов [130, 205, 238], некоторые осадочные и вулканогенно-осадочные железорудные месторождения [279, 283], месторождения медистых песчаников [30]. С карбонатными породами связано стратиформное свинцово-цинковое оруденение. Наиболее четко соотношения эпикратонных впадин с другими раннедокембрийскими структурами выражены в Южной Африке, где протоплатформенные отложения системы Витвотерсранд резко несогласно перекрывают зеленокаменные пояса и гранитогнейсы кратона Каапвааль (фиг. 6). Предполагается, что золото в конгломераты Витвотерсранда поступало в результате эрозии архейских жильных месторождений, которые имеют метаморфогенно-гидротермальное происхождение и локализуются в зеленокаменных поясах. Показательно, что протогеосинклиналиальные пояса Замбези, Лимпопо, Мозамбик, Намакуа-Натал, обрамляющие архейские кратоны, золотого оруденения не содержат [313].

ОБЛАСТИ ПРОТОАКТИВИЗАЦИИ

Во многих районах фундамент древних платформ в середине протерозоя был рассечен разломами и испытал интенсивные блоковые перемещения, сопровождающиеся вулканизмом, осадконакоплением, прогрессивным и регрессивным дислокационным метаморфизмом, внедрением разнообраз-

Таблица 1. Сравнительная металлогеническая характеристика областей протоактивизации и тектоно-магматической активизации древних щитов

Отличительные признаки	Области протоактивизации	Области тектоно-магматической активизации
Время проявления активизации в геологической истории Земли	Ранний — поздний протерозой с максимумом в среднем протерозое	Палеозой — кайнозой с максимумом в мезозое
Структурные элементы земной коры, подвергшиеся активизации	Кратоны, эпикратонные впадины, протогейосинклинальные пояса	Древние платформы, геосинклинально-складчатые пояса, молодые платформы
Структурные элементы, возникшие в процессе активизации	Системы крупных глубинных разломов, иногда приразломные грабены, палеорифты	Сводово-глыбовые поднятия, приразломные впадины, рифты
Магматизм эпохи активизации	Расслоенные габбро-норит-анортозитовые интрузии, ультрабазиты, рапакиви, калиевые граниты, ультраосновные — щелочные интрузии центрального типа	Щелочноземельные — щелочные интрузии, ультраосновные — щелочные массивы центрального типа, кимберлиты, реже гранитоидные интрузии
Метаморфизм эпохи активизации	Дислокационный метаморфизм зеленосланцевой-амфиболитовой фации	Локальный контактный метаморфизм
Типоморфные эндогенные рудные месторождения эпохи активизации	Рудоносные щелочные метасоматиты в крупных разломах фундамента, магматические месторождения сульфидных медно-никелевых, хромитовых, платиновых и титановых руд в ассоциации с базитами — гипербазитами, магматические и постмагматические месторождения в связи с интрузиями ультраосновного — щелочного состава	Постмагматические гидротермальные месторождения цветных металлов, золота, урана в ассоциации со щелочноземельными — щелочными интрузиями, алмазные кимберлиты, магматические и постмагматические месторождения в связи с интрузиями ультраосновного — щелочного состава

ных по составу интрузий — ультраосновных, основных, щелочных и кислых. Для обозначения этих явлений автором был предложен термин протоактивизация, а для соответствующих структурных элементов — области протоактивизации [94].

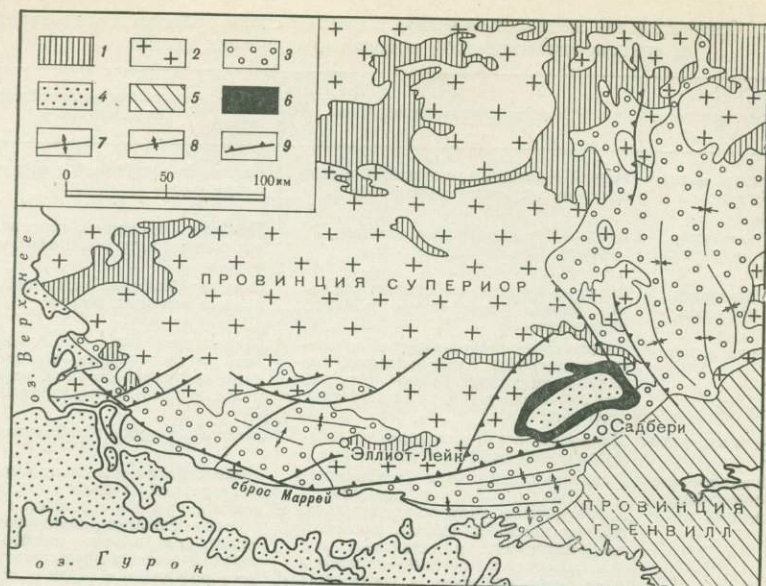
Ведущая роль разрывных нарушений, блоковые перемещения консолидированного фундамента и разнообразный магматизм, охватывающие в течение небольшого промежутка времени огромные пространства, определяют их сходство с областями тектоно-магматической активизации более молодого возраста. Но между теми и другими есть и большие различия. Специфическая особенность областей протоактивизации — проявление метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, сопровождаемого локальным реоморфизмом и палингенезом, внедрение расслоенных габбро-норит-анортозитовых интрузий, гранитов рапакиви, щелочных габброидов, появление особых рудных формаций (табл. 1).

Металлогению областей протоактивизации определяет широкий набор магматических и постмагматических рудных месторождений. Это анортозиты с железо-титановым оруденением, дифференцированные ультраосновные — основные интрузии с магматическими месторождениями сульфидных медно-никелевых руд, а также с месторождениями хрома и платины, некоторые редкометалльные и слюдоносные пегматиты в ассоциации с гранитоидами и, наконец, полиформационные магматические комплексы центрального типа, сопровождаемые разнообразным оруденением. Кроме них, для областей протоактивизации весьма характерны рудоносные щелочные метасоматиты в крупных разломах кристаллического фундамента, которые содержат руды тантала, ниобия, бериллия, урана и представляют особый тип постметаморфических гидротермальных образований [304].

Необходимо подчеркнуть, что рудоносные интрузивы эпохи протоактивизации пересекают не только кратоны, но также их протоплатформенный чехол. Такие соотношения наблюдаются на Канадском щите в южной части провинции Супериор (фиг. 7). Архейский фундамент кратона Супериор слагают зеленокаменные породы, гнейсы и гранитоиды с возрастом 2,5 млрд. лет. Протоплатформенный чехол представлен гурон-



3135



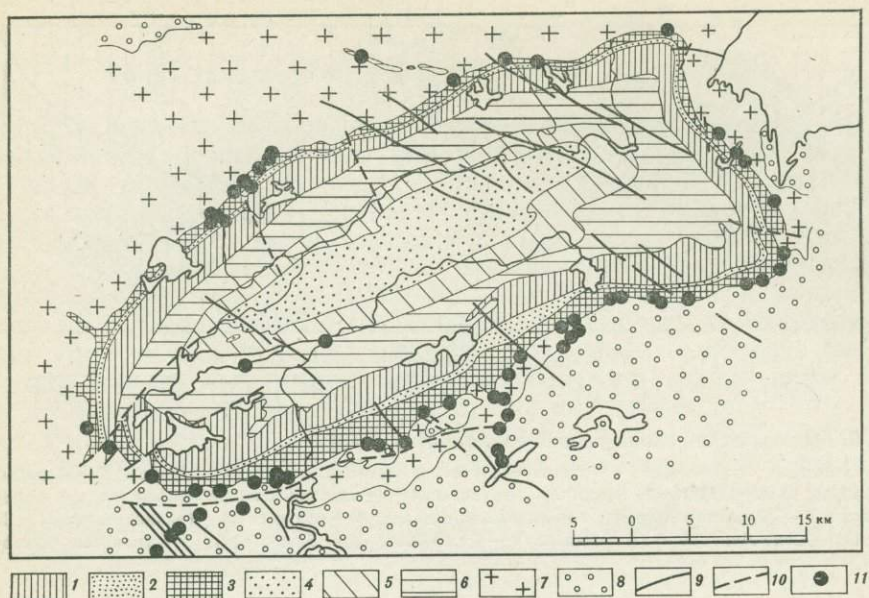
Фиг. 7. Геологическое строение южной части Канадского щита [283]

1 — догуронские вулканогенные породы; 2 — догуронские гранитоиды и гнейсы; 3 — гуронские отложения; 4 — послегуронские осадочно-вулканогенные отложения; 5 — послегуронские гранитоиды и гнейсы; 6 — никелевый массив Садбери; 7 — оси антиклиналей; 8 — оси синклиналей; 9 — разломы

скими отложениями, которые имеют в основании древнюю кору выветривания и сложены песчаниками, кварцитами, конгломератами, известняками, доломитами, граувакками, железистыми кварцитами. Накопление их происходило в сравнительно мелководном морском бассейне в условиях многократных трансгрессий и регрессий. В районе Эллиот-Лейк конгломераты содержат урановые руды. Верхняя возрастная граница гуронских отложений определяется по пересечению их дайками диабазов, для которых Rb-Sr метод дает 2,1—2,0 млрд. лет [186, 283].

Никелевый массив Садбери, внедрение которого мы связываем с протоактивизацией Канадского щита, пересекает гуронские отложения и находится под покровом аркозов и граувакк вайтвотерской группы. Он имеет возраст 1,7 млрд. лет и представляет собой конический интрузив с постепенными изменениями состава от норитов к гранофирам, что свидетельствует о его спокойной кристаллизационной дифференциации на месте залегания (фиг. 8). Массив окаймляется зоной постинтрузивных брекчий, инъецированных дополнительной интрузией габбро-норитов и дайками диоритов. Согласно традиционной магматической гипотезе вкрапленные руды первой генерации образовались в норитах вследствие ликвации на месте их залегания, богатые руды второй генерации созданы более поздней инъекцией силикатно-сульфидного расплава. Этой гипотезе в последнее время противопоставляется идея о метеоритном происхождении Садбери. Но она вызывает обоснованные сомнения [214].

В сходной геологической обстановке локализуется знаменитый Бушвельдский комплекс. Он имеет возраст 1,9 млрд. лет и располагается среди нижнепротерозойских отложений системы Трансвааль, которая перекрывает систему Вентерсдорп, а та, в свою очередь, — систему Витвотерсранд [212, 233]. Комплекс приурочен к центральной части крупной эпикратонной впадины и образован в две главные интрузивные фазы. К более ранней из них относится формирование расслоенной серии ультраосновных пород. С ней связаны разнообразные и крупные магматические месторождения — горизонты дунитов с платиноносными хром-



Фиг. 8. Геологическая схема массива Садбери [214]

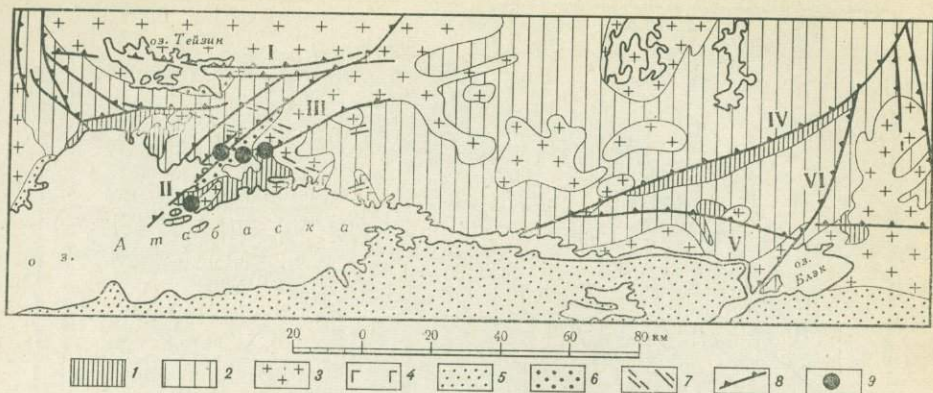
Никеленосный эруптив: 1 — гранофиры; 2 — кварцевое габбро; 3 — нориты. *Группа Вайтвотер:* 4 — песчаники Чилмсфорд; 5 — сланцы Онвапин; 6 — туфы Онвапин; 7 — архейские гранитоиды; 8 — гуронские отложения; 9 — диабазовые дайки; 10 — разломы; 11 — никелевые месторождения

шпинелидами, анортозитов с титаномagnetитами, норитов с ликвационными месторождениями сульфидов железа, никеля, меди при высоком содержании платины и палладия. Более поздняя интрузивная фаза представлена гранитами, с которыми ассоциируются пегматитовые и грейзеновые месторождения олова, а также гидротермальные проявления золотых, свинцовых и цинковых руд.

С протоактивизацией консолидированных структур земной коры было связано формирование первых в геологической истории магматических комплексов центрального типа. К их числу относятся Октябрьский щелочной массив на Украинском щите, который сопровождается редкометальной минерализацией в альбититах [77], и ультраосновной—щелочной комплекс Палабара в Южной Африке с его карбонатитами, сульфидными медными рудами, флогопитовыми и апатитовыми залежами [69]. Концентрические и радиальные структуры, в которых локализуется оруденение, возникли под воздействием высокой внутренней энергии магматических комплексов центрального типа, а пространственное расположение этих комплексов определяют глубинные разломы [208].

Крупные разломы фундамента, столь характерные для областей протоактивизации, в одних районах подчиняются общему простиранию раннедокембрийских складчатых структур, в других — разделяют блоки с разной ориентировкой складок, в третьих — пересекают эти складки. Чаще всего разломы проходят среди кристаллических пород и представлены мощными зонами дислокационного метаморфизма. Именно в этих зонах и локализуются щелочные метасоматиты: калиевые с бериллиевым оруденением, кали-натровые с танталовым и ниобиевым, натровые с урановым. В некоторых более редких случаях с рудоносными разломами сопряжены узкие трюги, которые заполнены терригенными и вулканогенными отложениями, возникшими в процессе протоактивизации.

Такая ситуация наблюдается, в частности, в районе оз. Атабаска на Канадском щите, где сосредоточены многочисленные штокверковые и



Фиг. 9. Геологическая схема района оз. Атабаска [270]

1—4 — комплекс основания: 1 — метасадочные и метавулканические породы, 2 — парагнейсы, 3 — граниты и мигматиты, 4 — основные интрузивы; 5—6 — перекрывающие отложения; 5 — формация Атабаска, 6 — формация Мартин; 7 — диабазовые дайки; 8 — разломы (I — Тейзин-Ривер, II — Блэк-Бей, III — Сент-Луи, IV — Гриз-Ривер, V — Клат-Лейк, VI — Блэк-Лейк); 9 — урановые месторождения

жилые урановые месторождения (фиг. 9). Этот район сложен главным образом архейскими гнейсами и гранитами группы Тейзин, которые несогласно перекрыты протерозойскими терригенными отложениями [270, 283, 309]. По данным Rb-Sr и U-Pb методов, возраст гранитов и гнейсов фундамента (комплекс основания) оценивается в 2,5 млрд. лет. Гнейсы образованы за счет кварцитов, аркозов, аргиллитов, конгломератов, вулканогенных пород. Степень их метаморфизма достигает гранулитовой фации. Протерозойские терригенные толщи представлены двумя формациями — Атабаска и Мартин. Песчаники формации Атабаска заполняют обширную неглубокую впадину и залегают на архейских породах почти горизонтально. Формация Мартин имеет мощность 5—6 км и сложена красноцветными конгломератами, аркозами и аргиллитами, среди которых располагаются покровы и силлы базальтов и андезитов. Совокупность литологических и структурных признаков указывает на отложение формации Мартин в узких прогибах, примыкавших к крупным разломам, причем основным источником обломочного материала были смежные тектонические блоки. Большинство урановых месторождений связано с двумя крупными разломами северо-восточного простирания — Блэк-Бей и Сент-Луи, залегающими в архейских гранитах и гнейсах, претерпевшими интенсивный диафорез. Месторождения представлены штокверками и жилами и образованы постметаморфическими гидротермальными растворами вне видимой связи с магматизмом. Возраст уранового оруденения в породах группы Тейзин определен в 1,9—1,8 млрд. лет. Проявления урановой минерализации в формации Мартин рассматриваются как продукты регенерации этих руд [99].

В некоторых регионах процессы протоактивизации происходили в среднем и даже позднем протерозое. Примером служат гидротермальные урановые месторождения «пятиметальной формации» в районе Большого Медвежьего озера [283, 302]. Этот район относится к числу сравнительно молодых структурных элементов Канадского щита. В раннем протерозое здесь существовала протогеосинклиналь, испытавшая складчатость на рубеже раннего и среднего протерозоя. Группа Эко-Бей и вышележащая группа Камерен-Бей образуют поздний молассоидный комплекс этой протогеосинклинали. По данным Rb-Sr метода, возраст группы Эко-Бей определен в 1,8 млрд. лет, а урановые руды, которые залегают в крупных разломах, рассекающих группу Эко-Бей, образовались 1,5 млрд. лет назад.

ОБЛАСТИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Начиная с верхнего протерозоя и в течение всего палеозоя, когда на обширных пространствах современных континентов зарождались и последовательно развивались геосинклинальные зоны, древние щиты испытывали преимущественно колебательные движения и перекрывались мелководными осадочными толщами платформенного чехла. Как правило, в это время фундамент подвергался слабым и пологим изгибам, а медленные перемещения по разломам компенсировались неодинаковыми мощностями осадков. Но в отдельные сравнительно короткие промежутки времени тектонический режим на щитах резко менялся, они переходили в качественно новое состояние вследствие тектоно-магматической активизации. Эти процессы начались в палеозое и достигли максимума в мезозое [93, 106, 259, 265]. Мезозойская активизация выразилась в виде вертикальных перемещений крупных блоков земной коры, отложения континентальных угленосных толщ и интенсивного магматизма. Активизация древних щитов сопровождалась резкой перестройкой тектонического плана, подновлением древних разломов фундамента и возникновением в нем новых крупных разрывов. Во многих регионах процессы тектоно-магматической активизации продолжались и в кайнозое. Именно в мезозое и кайнозое на континентах возникла грандиозная система рифтов, и докембрийские структуры Африки, Южной Америки, Австралии, Антарктиды, Индии были разобщены вследствие дрейфа материков [137, 175, 189].

С тектоно-магматической активизацией древних щитов связано внедрение массивов ультраосновных—щелочных и щелочных пород с магматическими и постмагматическими месторождениями редких металлов, железа, апатита, флогопита, образование алмазонасных кимберлитов, а также многочисленных и разнообразных постмагматических месторождений цветных металлов, золота, урана, флюорита с ассоциациями с субвулканическими интрузиями щелочноземельного—щелочного состава.

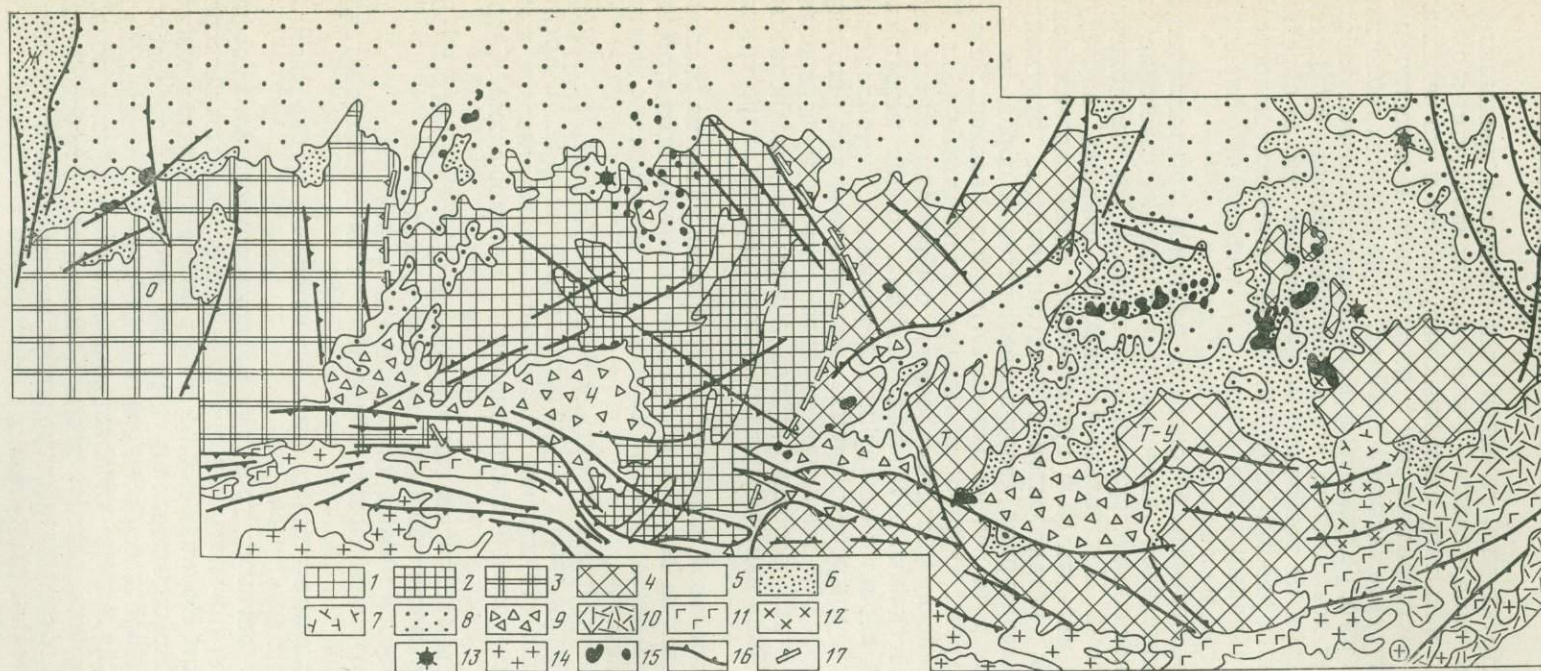
Рудоносные магматические комплексы ультраосновных—щелочных пород контролируются узкими рифтовыми зонами, возникшими на жестком консолидированном фундаменте, и локализируются в наиболее пронизываемых участках таких зон [9, 53, 208]. Совокупность геофизических, геологических и петрологических данных свидетельствует, что магмы поступали из верхней мантии с глубины 100—150 км. Для этих комплексов весьма характерны округлая форма, концентрическое строение, длительное многоэтапное формирование, сложная комбинация магматических и постмагматических процессов, которые завершаются образованием карбонатитов и гидротермальной жильной минерализации. Среди полезных ископаемых ведущее значение имеют флогопитоносные автореакционные скарны, апатит-магнетитовые руды, редкометальные карбонаты. В некоторых регионах ультраосновные—щелочные комплексы сопровождаются более поздними массивами щелочных пород с магматическими месторождениями апатита и нефелина. Это хорошо видно на Кольском полуострове, где внедрение ультраосновных—щелочных массивов совпадает с каледонским циклом, а щелочных — с герцинским [140].

Отличительная особенность активизированных древних щитов — сочетание нескольких металлогенических эпох, разновозрастных и разнотипных рудных месторождений. Наиболее ярким примером в этом отношении служит Алданский щит, где мезозойские щелочноземельные—щелочные интрузивы, сопровождаемые гидротермальным оруденением, пространственно совмещены с докембрийскими месторождениями железа, флогопита, пьезокварца и др. [93].

Формирование докембрийских месторождений Алданского щита тес-

но связано с процессами метаморфизма и региональной гранитизации, а их локализация определяется главным образом благоприятными горизонтами и складчатыми структурами кристаллического фундамента. Последний имеет гетерогенное строение и разделяется на три палеоблока — Иенгрский, Олекминский и Тимптоно-Учурский (фиг. 10). Иенгрский блок сложен интенсивно гранитизированными метаморфическими породами одноименной серии и представляет собой гигантскую куполовидную структуру, которая отчетливо фиксируется по выходам высокомагнезиальных пород федоровской свиты. Именно в этой свите залегает подавляющая часть магнезиально-скарновых месторождений флогопита и магнетита, для которых характерны четкий литологический контроль, складчатые формы метасоматических залежей и вместе с тем пространственная связь с передовым фронтом региональной гранитизации. В этом же блоке, но среди других пород — кварцитов верхнеалданской свиты — локализуются пьезокварцевые месторождения, возникшие в результате переотложения кремнезема постметаморфическими гидротермальными растворами. В Олекминском блоке обнажаются гнейсы и кристаллические сланцы курультинской, олекминской и борсалинской свит, собранные в узкие меридиональные складки. С борсалинской свитой связаны железистые кварциты Чаро-Токкинского железорудного района. Тимптоно-Учурский блок представлен кристаллическими сланцами тимптонской и джелтуллинской серий, которые образуют систему северо-западных складок и вмещают пегматиты с редкоземельной минерализацией. Существует представление, что метаморфические породы бассейна р. Сутам сопоставимы с лунными базальтами [61].

В раннем протерозое на границе Алданского щита и складчатой области Становика — Джугджура образовалась система региональных разломов и внедрились габбро-анортозиты с титановым оруденением. Крупные разломы нарушили и центральную часть Алданского щита. В начале рифея в восточной части Алданского щита внедрились оловяносные гранитоиды, которые мы связываем с процессом протоактивизации. Окончательная стабилизация Алданского щита произошла 1,6—1,5 млрд. лет назад, и в течение огромного промежутка времени он находился в платформенном состоянии, которое нарушали лишь кратковременные периоды магматической активности. С ними было связано внедрение ультраосновных—щелочных массивов центрального типа. В начале юры тектонический режим на Алданском щите резко изменился, его кристаллический фундамент вместе с маломощным платформенным чехлом испытал глыбовые перемещения, вдоль южной границы щита возникла система угленосных прогибов, и на обширной территории внедрились интрузии щелочноземельных—щелочных пород, с которыми и ассоциируются постмагматические гидротермальные месторождения. Они образованы в условиях малых глубин и размещаются вблизи мезозойских интрузивов как в платформенном чехле, так и в кристаллическом фундаменте. Для платформенного чехла характерны почти горизонтальные лентообразные залежи сульфидных руд, располагающиеся либо в основании осадочного покрова, либо в его верхней части на границе с угленосными песчано-сланцевыми отложениями юрского возраста. С лентообразными залежами сопряжены крутопадающие дизъюнктивы. Они уходят в кристаллическое основание и местами вмещают рудные жилы. Именно по этим крутопадающим дизъюнктивам в мезозойское время происходили малоамплитудные перемещения блоков фундамента совместно с перекрывающим его платформенным чехлом. Непосредственно в кристаллическом фундаменте оруденение локализуется в омоложенных протерозойских разломах в виде крутопадающих жиллообразных тел, сложенных низкотемпературными пирит-карбонат-ортотлазовыми метасоматитами. Такие разломы представляют новый еще слабо изученный тип рудоносных структур и заслуживают специального описания.



Фиг. 10. Соотношения разновозрастных структурных элементов Алданского щита и складчатой области Становика-Джугджура [93]

1—4 — архейское кристаллическое основание Алданского щита:

- 1 — ненгская серия,
2 — федоровская свита,
3 — курультинская, олекминская, бор-

салинская серия,

4 — тимптонская и желтуллинская серии;

- 5 — архейское-раннепротерозойское основание Становика — Джугджура;
6 — 8 — платформенный чехол:
6 — средне-верхнепротерозойские осадочные отложения,
7 — верхнепротерозойские осадочно-вулканогенные отложения,

8 — нижнекембрийские осадочные отложения;

- 9 — 10 — орогенный структурный этаж:
9 — юрские угленосные отложения,
10 — меловые вулканогенные отложения;
11 — протерозойские габбро-анортозиты;
12 — рифейские гранитоиды;

13 — рифейские ультраосновные—щелочные интрузивы;

- 14 — мезозойские гранитоиды;
15 — мезозойские щелочноземельные—щелочные интрузивы;
16 — разломы: Ж — Жуинский, Н — Нельканский, Т — Тыркандинский;
17 — границы мегаблоков: И — Иенгский, О — Олекминский, Т-У — Тимптоно-Учурский

РУДОНОСНЫЕ РАЗЛОМЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

Довольно долго в структурной геологии господствовало представление, что эндогенное оруденение в главной своей массе локализуется в относительно небольших по масштабу разрывных нарушениях и что региональные разломы менее благоприятны для рудоотложения. В известной мере это правило сохраняет свое значение и сейчас, но не для всех геологических ситуаций. Более того, результаты поисковых и разведочных работ за последние 10—15 лет доказывают, что в кристаллическом фундаменте древних платформ крупные региональные разломы не только определяют размещение рудных районов и рудных полей, но служат непосредственным местом формирования отложения гидротермальной минерализации докембрийского и более молодого возраста.

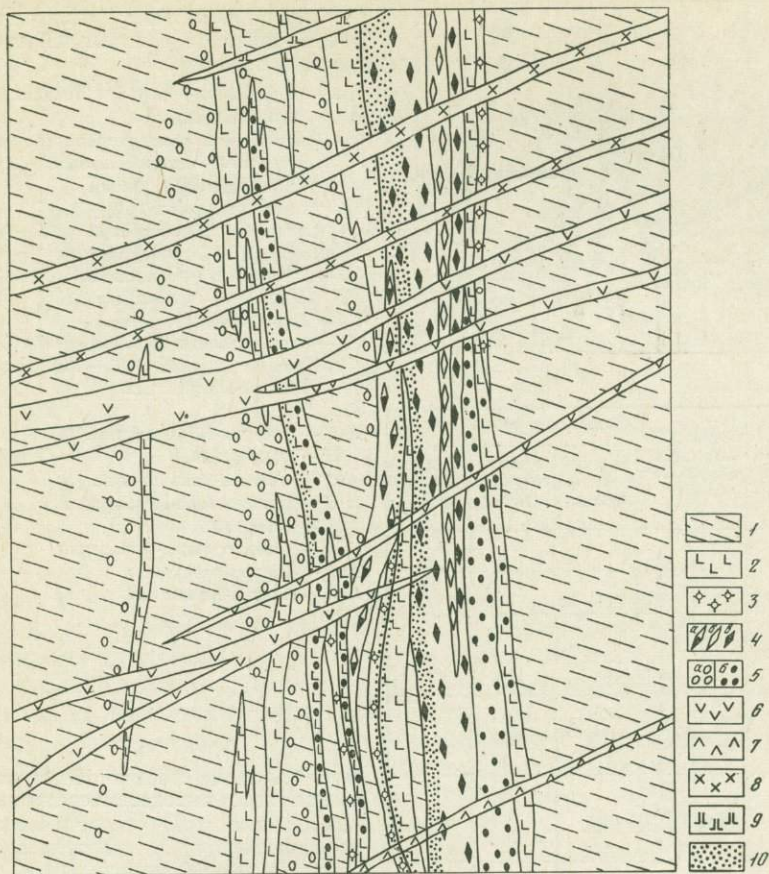
Отличительная особенность рудоносных разломов кристаллического фундамента — их длительное унаследованное развитие, сочетание разновозрастных и разнотипных структурных элементов. Так, омоложенные докембрийские разломы Центрально-Алданского разлома наследуют зоны инъекционных мигматитов и представляют собой системы раннепротерозойских даек метадiorитов и бластомилонитов, окруженных «чехлом» высокотемпературных кварц-полевошпатовых пород, на которые наложены диафориты зеленосланцевой фации и, наконец, мезозойские низкотемпературные кварц-ортоклазовые метасоматиты (фиг. 11). Если раннепротерозойские бластомилониты образованы путем перекристаллизации, пластического течения вещества, то для мезозойских тектонических швов характерны хрупкие деформации, преобладающее развитие брекчиевых, микробрекчиевых, катакластических структур. В результате мезозойских движений древние тектониты подверглись интенсивному дроблению, особенно вдоль контактов аподиоритовых бластомилонитов, и были изменены низкотемпературными гидротермальными растворами.

Расшифровка длительной и многоэтапной истории развития разломов фундамента базируется на детальном изучении их внутреннего строения, анализе соотношений между дислокационным метаморфизмом, метасоматозом и оруденением.

Наблюдения за внутренним строением разломов Алданского и Украинского щитов позволили автору [94] развить дальше идею В. М. Крейтера [129] о вертикальной структурной зональности дизъюнктивов и выделить пять глубинных уровней дислокационного метаморфизма. Сверху вниз им отвечают:

- I — «сухие» зоны брекчирования и трещиноватости горных пород;
- II — дизъюнктивные нарушения с глинками трения;
- III — зоны эпидот-хлоритовых милонитов и катаклазитов;
- IV — зоны биотит-амфиболовых бластомилонитов и бластокатаклазитов;
- V — зоны инъекционных мигматитов, будинажа и внутриразломных складок.

Переходы между разными уровнями дислокационного метаморфизма, особенно самыми нижними, как правило, недоступны для непосредственного наблюдения. Но о них можно судить по совмещению в одних и тех же разломах разновозрастных структурных элементов и переработке древних тектонитов в процессе более поздних движений. Прямые доказательства изменения характера дислокационного метаморфизма по вертикали получены при исследовании керна Кольской сверхглубокой скважины, где удалось проследить непосредственные переходы от дизъюнктивных нарушений с глинками трения к катаклазитам и милонитам зеленосланцевой фации и далее к биотит-амфиболовым бластомилонитам.

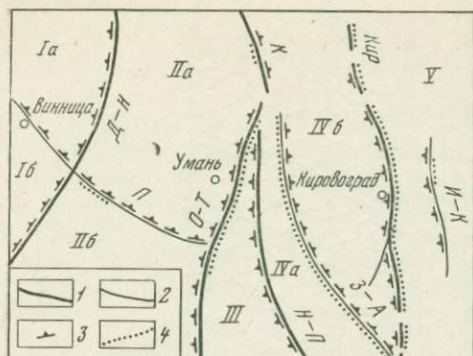


Фиг. 11. Строение омоложенного раннепротерозойского разлома в разрезе [93]

1 — гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — метадiorиты; 3 — высокотемпературные кварц-полевошпатовые породы; 4 — blastsмилониты: а — по гнейсам и кристаллическим сланцам, б — по кварц-полевошпатовым породам, в — по метадiorитам; 5 — blastокатаклазиты: а — по гнейсам и кристаллическим сланцам, б — по метадiorитам; 6 — эгирин-авгитовые сyenит-порфиры; 7 — роговообманковые сyenито-диориты; 8 — эгириновые сyenит-порфиры; 9 — ортофиры; 10 — низкотемпературные кварц-ортоклазовые метасоматиты

Как известно, характеристика разломов фундамента чаще всего базируется на геофизических данных [60, 90, 226]. Так, геофизические материалы свидетельствуют о блоковом строении центральной части Украинского щита, обусловленном серией региональных разломов [90]. Структурно-петрологические исследования подтверждают этот вывод и вместе с тем позволяют классифицировать разломы в зависимости от приуроченности к ним разных тектонитов — инъекционных мигматитов, очково-сланцевых разновидностей гранитоидов, биотит-амфиболовых blastsмилонитов, эпидот-хлоритовых катаклазитов и милонитов зеленосланцевой фации (фиг. 12). В Николаевско-Первомайском, Джурин-Немировском, Побужском, Ингуло-Каменском разломах главная роль принадлежит структурным элементам, возникшим в условиях амфиболитовой фации, в Одесско-Тальновском, Звенигородско-Каменском-Анновском, Кировоградском разломах они сочетаются с мощными и протяженными зонами катаклаза и зеленокаменного изменения [26].

Ранее автором было показано, что в длительно развивающихся разломах фундамента разные типы рудоносных метасоматитов контролируются разными по глубинности структурными элементами [94]. Так, высокотемпературные калиевые метасоматиты с редкоземельной и редко-



Фиг. 12. Проявления дислокационного метаморфизма в центральной части Украинского щита [26]

1, 2 — разломы: 1 — первого порядка, 2 — второго порядка;

3, 4 — проявления дислокационного метаморфизма: 3 — амфиболитовой фации, 4 — зеленосланцевой фации

Тектонические блоки:

I — Житомирско-Винницкий (Ia — Житомирский, Ib — Винницкий);

II — Днестровско-Росинский (IIa — Гайсинский, IIб — Тульчинский);

III — Голованевский;

IV — Звенигородско-Кировоградский (IVa — Звенигородский, IVб — Кировоградский);

V — Ингуло-Ингулецкий

Разломы:

Д-Н — Джурип-Немировский,

П — Побужский,

О-Т — Одесско-Тальновский,

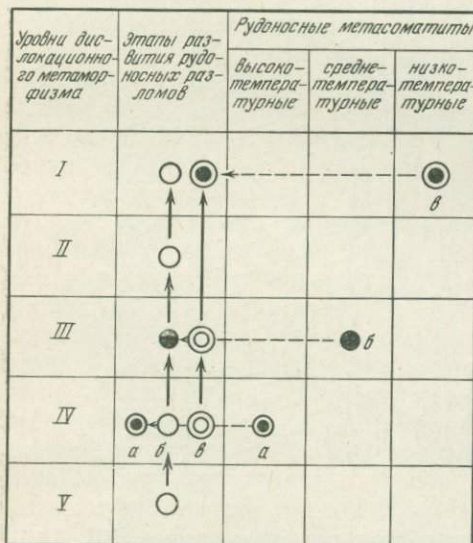
Н-П — Николаевско-Первомайский,

К — Киевский,

З-А — Звенигородско-Анновский,

Киp — Кировоградский,

И-К — Ингуло-Каменский

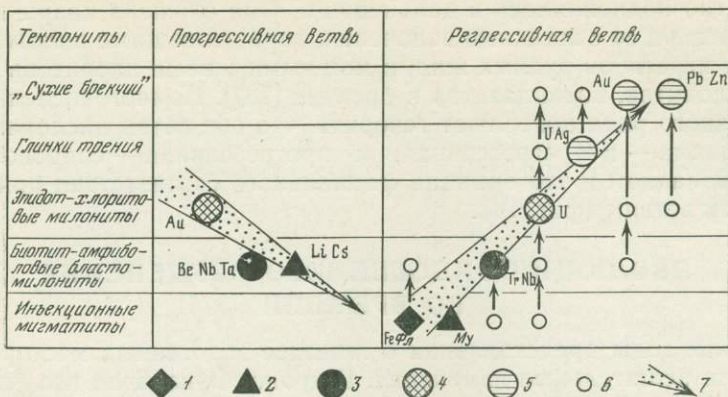


Фиг. 13. Схема формирования разломов, вмещающих высокотемпературные редкоземельные (а), среднетемпературные ураноносные (б) и низкотемпературные золотоносные (в) метасоматиты

Стрелки — этапы развития разломов; штриховая линия — метасоматиты и соответствующие им по фаціальным признакам тектониты

металлической минерализацией сопряжены с зонами биотит-амфиболитовых blastsмилонитов, среднетемпературные ураноносные альбититы — с эпидот-хлоритовыми милонитами и низкотемпературные калиевые метасоматиты — с зонами дробления и трещиноватости горных пород (фиг. 13). Отсюда был сделан вывод о фаціальном соответствии тектонитов и близких к ним по возрасту метасоматитов. Он подтверждается и на других эндогенных месторождениях, локализующихся в крупных разломах фундамента вне видимой связи с магматизмом [95]. В целом переход от нижних уровней дислокационного метаморфизма к верхним сопровождается сменой высокотемпературных месторождений более низкотемпературными. Одновременно меняются и структурные условия локализации этих месторождений (табл. 2).

В большинстве случаев в разломах кристаллического фундамента наблюдается наложение структурных элементов верхних уровней на структурные элементы более глубинного типа, что позволяет трактовать такие разломы в целом как зоны регрессивного дислокационного метаморфизма. В некоторых районах описаны явления прогрессивного дислокационного метаморфизма в интервале от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. В качестве примера укажем на Даванскую зону смятия, наложенную на Прибайкальский краевой вулканический пояс ранне-среднепротерозойского возраста [253]. Осевая часть этой зоны смятия отвечает амфиболитовой фации и сложена биотитовыми и биотит-амфиболитовыми blastsмилонитами, blastпорфирами и очковыми ортогнейсами и гранито-



Фиг. 14. Распределение эндогенных рудных месторождений по глубинным уровням дислокационного метаморфизма

1 — 5 — месторождения: 1 — магнезиально-скарновые, 2 — пегматитовые, 3 — гидротермальные, высокотемпературные, 4 — среднетемпературные, 5 — низкотемпературные; 6 — этапы развития разломов; 7 — изменение глубины рудообразования; Му — мусковит; Фл — флогопит

гнейсами, в которых вследствие селективного плавления образовались небольшие гранитные тела, крылья зоны — метаморфическими породами более низких ступеней. В осевой части локализуются микроклиниты и пегматиты с тантало-ниобиево-редкоземельной минерализацией, мусковит-турмалин-полевошпатовые метасоматиты, протолитионит-альбит-кварцевые, топаз-мусковит-кварцевые грейзены с бериллиевой и тантало-ниобиевой минерализацией, на флангах с тектонитами зеленосланцевой фации сопряжено полиметаллическое оруденение [149, 215]. С прогрессивным метаморфизмом архейских вулканитов в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фации Р. Бойл [273] связывает формирование золоторудного месторождения Йеллоунаиф. Главная масса золото-кварцевых жил локализуется здесь в крупной зоне скалывания Джайент-Кемпбелл, которая возникла еще в процессе складчатости и

Таблица 2. Распределение эндогенных месторождений по глубинным уровням дислокационного метаморфизма

Глубинные уровни	Характер деформаций горных пород	Минеральный состав тектонитов	Рудоконтролирующие разрывные нарушения	Характерные типы эндогенных месторождений
I	Дробление, растрескивание	Отвечает составу вмещающих пород	Зоны брекчирования и трещиноватости	Низкотемпературные гидротермальные месторождения свинца, цинка, золота, флюорита, сурьмы
II	Дробление, катаклиз, перетиранье на плоскостях скольжения	Обломки вмещающих пород, гидрослюда, глинистые минералы, карбонаты, кварц	Дизъюнктивные нарушения с глиной трения	Низко- и среднетемпературные гидротермальные месторождения висмута, кобальта, урана, свинца, цинка
III	Катаклиз, милонитизация, частичная перекристаллизация	Эпидот, хлорит, актинолит, альбит, серицит, карбонаты, кварц	Зоны милонитов, катаклизитов, диафоритов	Среднетемпературные ураноносные натровые метасоматиты и гидротермальные месторождения золота
IV	Рассланцевание, пластическое течение в твердом состоянии, перекристаллизация	Биотит, роговая обманка, микроклин, олигоклаз, кварц	Зоны бластомилонитов и бластокатаклизитов	Высокотемпературные калиевые и кали-натровые метасоматиты с бериллиевым, ниобиевым, танталовым оруденением, некоторые редкометалльные пегматиты
V	Рассланцевание, перекристаллизация, частичное плавление, будинаж	Биотит, роговая обманка, пироксены, микроклин, олигоклаз-андезин, кварц	Зоны инъекционных мигматитов и будинажа, сопряженные со складками	Магнезиальноскарновые месторождения магнетита и флогопита, мусковитовые и керамические пегматиты

многократно подновлялась в дальнейшем. Она сложена кварц-серицитовыми сланцами со складками волочения, определяющими положение седловидных перегибов рудных жил, и мощными швами хлоритовых, эпидотовых милонитов, катаклазитов и брекчий [287]. Немногочисленные пока данные такого рода позволяют говорить, что обе ветви дислокационного метаморфизма — и регрессивная, и прогрессивная — сопровождаются рудообразованием и что принцип фациального соответствия применим к обеим этим ветвям (фиг. 14).

ЭВОЛЮЦИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВО ВРЕМЕНИ

В последние годы представления о генезисе эндогенных месторождений претерпели решительные изменения. Широкое признание получила идея о полигенности этих месторождений и их образовании вследствие поступления рудных веществ из различных источников — ювенильных подкоровых, ассимиляционных внутрикоровых, инфильтрационных внемагматических [213].

Важную роль в докембрийском рудообразовании играли как магматические, так и метаморфические процессы. Поэтому, прежде чем говорить об эволюции эндогенного оруденения, необходимо уточнить содержание этого термина.

В. И. Смирнов [212] подразделил все месторождения полезных ископаемых на три генетические серии — седиментогенную (экзогенную), магматогенную (эндогенную), метаморфогенную — и далее на генетические группы и классы. Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко [63] отнесли к эндогенным как магматогенные, так и метаморфогенные (метаморфизованные и метаморфические) месторождения. Я. Н. Белевцев [20] различает среди эндогенных месторождений симатические или ювенильные, сиалические или коровые (метаморфические и ультраметаморфические) и, наконец, полигенные (смешанные). Ю. М. Соколов и др. [218] делят метаморфогенные месторождения на прометаморфические, образованные до регионального метаморфизма, ортометаморфические, генетически с ними связанные, и реометаморфические, занимающие промежуточное положение.

По мнению автора, на древних щитах эндогенная серия рудных месторождений может быть подразделена на две генетические группы и пять классов:

I — магматогенная группа: а) магматический класс, б) постмагматический класс;

II — метаморфогенная группа: а) метаморфизованный класс, б) метаморфический класс, в) постметаморфический класс.

Именно эндогенные рудные месторождения определяют металлогеохимию древних щитов на всех этапах их геологической истории. Но в связи с направленным развитием земной коры разновозрастным геотектоническим элементам древних щитов присущи разные сочетания эндогенных месторождений (табл. 3).

Для архейских кратонов характерны метаморфизованные магматические медно-никелевые и осадочно-вулканогенные колчеданные, а также постметаморфические гидротермальные месторождения золота, локализующиеся в зеленокаменных поясах. Для протогоосинклинальных поясов типично широкое развитие железисто-кремнистой формации с эпигенетическими залежами богатых руд, колчеданных месторождений цветных металлов, подвергшихся интенсивному метаморфизму, магматических месторождений меди, никеля, титана в связи с базитами и гипербазитами, собственно метаморфических месторождений (магнезиальные скарны с магнетитом и флогопитом, мусковитовые и некоторые редкометалльные пегматиты).

Таблица 3. Эволюция тектонических структур и эндогенного оруденения древних щитов

Геотектонические элементы и время их формирования	Генетические классы эндогенных месторождений	Характерные типы месторождений
Кратоны (3,8—2,4 млрд. лет)	Магматический, постмагматический, метаморфизованный, постметаморфический	Метаморфизованные магматические месторождения хромитов и медно-никелевых руд; метаморфизованные колчеданные месторождения; постметаморфические месторождения золота; редкометалльные пегматиты в ассоциации с калиевыми гранитами
Протогеосинклинальные пояса (2,8—1,6 млрд. лет)	Магматический, постмагматический, метаморфизованный, метаморфический, постметаморфический	Метаморфизованные вулканогенно-осадочные месторождения свинцово-цинковых, железных и марганцевых руд; магматические месторождения меди, никеля, титана в базитах и гипербазитах; редкометалльные пегматиты и грейзены в связи с поздними гранитами; метаморфические месторождения магнетита, флогопита в магнезиальных скарнах и мусковита в пегматитах
Области протоактивизации (2,2—1,0 млрд. лет)	Магматический, постмагматический, постметаморфический	Магматические месторождения меди, никеля, хрома, платины, титана в расслоенных интрузиях основного—ультраосновного состава; некоторые редкометалльные, слюдоносные пегматиты; магматические и постмагматические месторождения редких металлов в связи с массивами ультраосновных—щелочных пород центрального типа; постметаморфические месторождения урана, бериллия, ниобия, тантала в щелочных метасоматитах
Области тектоно-магматической активизации (400—10 млн. лет)	Магматический, постмагматический	Магматические и постмагматические месторождения редких металлов, апатита, флогопита, магнетита в ассоциации с массивами ультраосновных—щелочных и щелочных пород; алмазоносные кимберлиты; постмагматические гидротермальные месторождения цветных металлов, золота, урана в связи со щелочноземельными—щелочными интрузиями

В протоплатформенном чехле эпикратонных впадин главная роль принадлежит седиментогенным месторождениям. Вместе с тем эпикратонные впадины вмещают более поздние расслоенные интрузивы ультраосновных—основных пород, которые связаны с протоактивизацией раннедокембрийских структур земной коры и сопровождаются магматическими месторождениями меди, никеля, хрома, платины, титана. Для областей протоактивизации характерны также рудоносные щелочные метасоматиты в крупных разломах кристаллического фундамента и магматические комплексы центрального типа с карбонатами. Эти комплексы широко распространены и в областях тектоно-магматической активизации древних щитов, где с ними сочетаются разнообразные постмагматические месторождения цветных металлов, золота и др.

Сложнее обстоит дело с положением в эволюционном ряду конкретных генетических классов и типов эндогенных рудных месторождений. Некоторые из них ограничены на древних щитах определенными возрастными рамками и вместе с тем характерны для геотектонических элементов иного типа и возраста. В качестве примера можно указать на осадочно-вулканогенные колчеданные месторождения, которые широко распространены и в зеленокаменных поясах, и в фанерозойских геосинклинальных зонах, включая их современные аналоги. Другие эндогенные месторождения обнаруживают более тесные пространственные и временные связи с теми или иными структурными элементами древних щитов и могут считаться типоморфными для них.

К ним относятся прежде всего сульфидные медно-никелевые месторождения архейского возраста, которые локализуются в субмаринных осадочно-вулканогенных отложениях, ассоциируются с коматинитами и образованы в результате кристаллизационной дифференциации ультра-

основных расплавов и последующего прогрессивного дислокационного метаморфизма, создавшего богатые рудные залежи; магматические месторождения меди, никеля, хрома, платины в ассоциации с базитами — гипербазитами и рудоносные щелочные метасоматиты в крупных разломах кристаллического фундамента, которые возникли в процессе протоактивизации; разнообразные магматические и постмагматические месторождения, связанные с магматическими комплексами центрального типа, и низкотемпературные гидротермальные месторождения в ассоциации со щелочноземельными—щелочными интрузивами и экструзивами эпохи тектоно-магматической активизации.

Пространственное совмещение на ограниченных площадях эндогенных месторождений различных генетических типов — от метаморфизованных осадочно-вулканогенных до постмагматических, огромный возрастной разрыв между этими месторождениями, превышающий 2 млрд. лет, резко отличают активизированные древние щиты от областей тектоно-магматической активизации геосинклинально-складчатых зон и служат наглядным выражением эволюции тектонических структур и эндогенного оруденения в геологической истории. В омоложенных разломах кристаллического фундамента эта эволюция проявлена в виде совмещенной вертикальной структурной зональности и наложения низкотемпературной гидротермальной минерализации на тектониты, отвечающие нижним уровням дислокационного метаморфизма.

Одна из ключевых проблем геологии и металлогении древних щитов связана с весьма неравномерным проявлением регионального метаморфизма в пространстве и времени. В отличие от Канадского, Западно-Австралийского, Индийского, где метаморфизм архейских осадочно-вулканических отложений обычно соответствует зеленосланцевой — амфиболитовой фации, на Алданском щите он достигает гранулитовой фации, на которую наложена интенсивная гранитизация. Остается неясным, можно ли считать архейские структуры Алданского щита полными аналогами кратонов Южного полушария или же они различались между собой уже в раннем докембрии? Этот вопрос имеет не только теоретическое, но и важное прикладное значение, поскольку прогрессивный региональный метаморфизм далеко не везде уничтожает рудные месторождения, как это видно на примере Брокен-Хилла и медно-никелевых месторождений Иилгарнского блока.

Тесная связь тектонических, магматических, метаморфических, гидротермальных процессов при формировании эндогенных месторождений древних щитов вызывает необходимость в комплексном структурно-петрологическом изучении условий их образования и локализации. В качестве относительно более простых и вместе с тем представительных объектов для такого изучения авторами были выбраны разломы кристаллического фундамента на уровне амфиболитовой фации, рудоносные щелочные метасоматиты и рудоносные магматические комплексы центрального типа, которым и посвящены следующие главы.

ВЫВОДЫ

1. В связи с общим направленным развитием земной коры на древних щитах выделяются разновозрастные геотектонические элементы с разными наборами рудных месторождений: кратоны, протогеосинклинальные пояса и эпикратонные впадины, области протоактивизации и тектоно-магматической активизации.

2. Металлогенический профиль активизированных древних щитов определяют эндогенные рудные месторождения в широком понимании этого термина. Они подразделяются на две генетические группы (магматогенную и метаморфогенную) и пять генетических классов (магмати-

ческий, постмагматический, метаморфизованный, метаморфический и постметаморфический).

3. Эволюционное развитие тектонических структур древних щитов сопровождается закономерной сменой во времени эндогенных рудных месторождений. Так, для кратонов характерны метаморфизованные магматические медно-никелевые и постметаморфические гидротермальные золоторудные месторождения, для областей протоактивизации — магматические месторождения меди, никеля, хрома, платины, титана в ассоциации с интрузиями основных—ультраосновных пород, постметаморфические рудоносные щелочные метасоматиты и т. д.

4. Выдающуюся роль в локализации эндогенного оруденения на древних щитах играют разломы кристаллического фундамента. Их отличает длительное унаследованное развитие, проявление совмещенной вертикальной структурной зональности и закономерная приуроченность разных типов месторождений к разным глубинным уровням дислокационного метаморфизма.

СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗЛОМОВ НА УРОВНЕ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Метаморфическим комплексам амфиболитовой фации посвящена обширная литература. В последнее время опубликованы крупные работы по физико-химической петрологии процессов регионального метаморфизма и происхождению мигматитов [244, 164], значительно усовершенствованы методы изучения складчатости метаморфических толщ [70, 46, 312], достигнут прогресс в использовании геофизических методов для расшифровки тектонического строения глубоко метаморфизованных комплексов [90].

Но количество работ, посвященных соотношениям между региональными метаморфизмом, гранитизацией и крупными разломами в глубинных зонах земной коры очень невелико. Среди них нужно выделить две: «Геология и петрология южного обрамления Алданского щита» [50] и «Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид (Беломорско-Карельский глубинный разлом)» [49].

Дело в том, что на уровне амфиболитовой фации разломы представлены не зонами дробления, трещиноватости и катаклаза, но структурными элементами гораздо более глубинного типа — зонами инъекционных мигматитов и будинажа с гранитным цементом, биотит-амфиболовыми бластомилонитами, которые при геологическом картировании чаще всего принимаются за метаморфические породы. По существу, изучение их распадается на три части: выделение зон разломов как таковых, определение исходного состава деформированных горных пород и, наконец, выяснение последовательности и условий формирования разломов на разных этапах их тектонической жизни.

Только после этого становится возможным решение более общей задачи — сопоставление условий метаморфизма, гранитизации и деформации горных пород на уровне амфиболитовой фации.

В настоящее время большинство исследователей считает, что в архее преобладали гранитоиды натриевой линии, которые формировались на огромных площадях в условиях сравнительно однородного регионального метаморфизма, и что закономерная связь гранитоидов с региональной метаморфической зональностью особенно характерна для протерозоя. Относительно более ранние протерозойские существенно плагиоклазовые мигматиты и гранитоиды, залегающие обычно среди метаморфизованных вулканогенно-терригенных толщ, сопровождаются метаморфической зональностью (плагиогранит — плагиомигматит — плагиогнейс — слюдяной сланец — филлит — глинистый сланец), отражающей натровый характер метаморфизирующих растворов. В контакте с плагиогранитами метаморфизм этого типа ограничен узкими зонами, но распространение самих гранитоидов имеет нередко региональный характер, создавая значительные ореолы. Завершающая стадия развития протогесинклинальных систем сопровождается калиевым региональным метаморфизмом. Эта стадия в той или иной степени проявляется и в плагиогнейсо-

вых формациях. Именно с ней связано появление микроклин-плаггиоклазовых гранитоидов в катазоне. Однако наиболее тесно этот тип изменений сопряжен с формированием олигоклаз-микроклиновых гранитов протогеосинклиналей, чему способствует первичная обогащенность терригенных отложений калием относительно натрия [159, 193].

В зонах регионального метаморфизма амфиболитовой фации выделяются две серии гранитоидов. Более ранняя представлена кварцевыми диоритами, плаггиогранитами и реже диоритами и гранодиоритами, более поздняя — калиевыми гранитами с подчиненными количествами гранодиоритов и плаггиогранитов. Обе серии сопровождаются пегматитами. Как правило, гранитоидные массивы сопряжены со складчатыми структурами кристаллического фундамента и нередко приурочены к крупным глубинным разломам, разделяющим блоки с разным планом геофизических полей. Геотектоническая позиция этих гранитоидов может быть различной. Значительная их часть связана с протогеосинклинальными поясами, некоторые поздние массивы, вероятно, возникли в процессе протоктивизации раннедокембрийских структур [209].

По вещественному составу гранитоиды, образовавшиеся в условиях амфиболитовой фации, принадлежат к нормальным щелочноземельным разновидностям. Они сложены плаггиоклазом, кали-натровым полевым шпатом, кварцем, биотитом, роговой обманкой, к которым иногда добавляется гранат, кордиерит, силлиманит.

Специфика окружающих метаморфических пород и гранитоидов наиболее отчетливо устанавливается по составам минералов с переменным содержанием входящих в него компонентов. Биотиты метаморфических пород имеют широкий интервал железистости и глиноземистости. От биотитов гранулитовой фации они отличаются меньшими содержаниями титана и воды. Биотиты гранитоидов наследуют от биотитов исходных пород величину глиноземистости и степень окисления железа. Вместе с тем в них возрастает содержание закисного железа и снижается содержание октаэдрического алюминия [242, 160].

Роговые обманки в гранитоидах отличаются широкими колебаниями состава в отношении железистости, глиноземистости и содержания титана. От роговых обманок метаморфических пород их отличает высокая железистость и повышение содержания щелочей и глинозема за счет возрастания его количества в четверной координации при некотором снижении в октаэдрической [216, 125].

Гранат пироп-альмандинового ряда является типоморфным для амфиболитовой фации. Для нее характерны высокожелезистые разновидности (не менее 55% железистого минала). Содержание кальциевого компонента определяется количеством кальция в исходной породе, но не превышает ~40%. В гранитоидах средней глубинности состав граната ограничивается высокожелезистыми разновидностями, варьирующими по содержанию марганца [244, 245, 159].

Геологические наблюдения наряду с данными эксперимента и термодинамическими расчетами воссоздают довольно полно физико-химическую обстановку глубинного гранитообразования и регионального метаморфизма. Но многие аспекты этой проблемы до сих пор еще не решены.

В настоящее время нет единого взгляда на механизм глубинного гранитообразования. Чаще всего привлекаются гипотезы метасоматического, магматического и анатектического генезиса. Формирование конкретных гранитоидных массивов нередко объясняют различными комбинациями этих процессов [198].

Нет единой точки зрения и на причину тесной связи регионального метаморфизма и гранитизации. Идея возникновения больших объемов анатектических гранитоидных расплавов в высокотемпературных зонах регионального метаморфизма, вызванного высокоградиентными тепло-

выми потоками, встречает возражения физико-химического порядка [136]. Вместе с тем внедрение гранитоидных тел в неметаморфизованные толщ не может быть причиной превращения последних в регионально-метаморфизованные породы за счет контактового воздействия [190]. Более вероятно, что региональный метаморфизм и гранитизация происходят под воздействием одних и тех же мантийных эманаций в процессе тектонических движений [116, 120].

Таким образом, тесная связь процессов гранитообразования и тектонических движений в условиях амфиболитовой фации не подлежит сомнению. Однако в подавляющем большинстве случаев она рассматривается в региональном плане. Нас эта связь интересует в более узком и конкретном аспекте — применительно к отдельно взятым гранитоидным массивам и дайкам, элементам их внутреннего строения и текстурно-структурным особенностям, условиям их образования и преобразования на уровне амфиболитовой фации.

В качестве моделей для решения перечисленных вопросов были выбраны Кировоградско-Новоукраинский гранитоидный массив на Украинском щите и Скальный разлом в центральной части Алданского щита.

КИРОВОГРАДСКО-НОВОУКРАИНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАССИВ И СОПРЯЖЕННЫЕ С НИМ РАЗЛОМЫ

Кировоградско-Новоукраинский массив располагается в центральной части Украинского кристаллического щита. Имеющиеся в настоящее время данные по внутреннему строению и условиям его образования отрывочны и во многом противоречивы. Г. И. Каляев и А. И. Комаров [103] рассматривают новоукраинские граниты как центральную часть антиклинального поднятия, которое на востоке окаймляется двумя массивами порфиробластических гранитов — Кировоградским и Бобринецким. Ряд исследователей относят новоукраинские и кировоградско-бобринецкие гранитоиды к разновозрастным геологическим образованиям [19]. Согласно А. П. Никольскому и А. К. Пруссу [174], они принадлежат к кировоградско-житомирской группе интрузивно-ультраметаморфических пород, сформировавшейся в нижнем протерозое. При этом более древние кировоградские и бобринецкие граниты входят в состав саксаганско-житомирского комплекса, а более молодые новоукраинские принадлежат к токовскому комплексу.

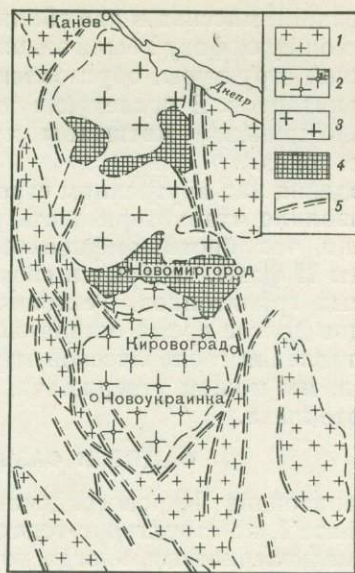
Другими исследователями был установлен постепенный переход новоукраинских гранитов в кировоградские, одинаковый комплекс акцессорных минералов и идентичные цифры (1900 ± 100 млн. лет) радиологического возраста тех и других пород. Это позволило рассматривать их как фациальные разновидности [231, 110].

Недостаточная изученность условий залегания, пространственных и возрастных соотношений между выделенными разновидностями гранитоидов указанных массивов привела к разным представлениям об их генезисе. Согласно И. С. Усенко [239], они являются продуктами дифференциации и контаминации гранитных магм, перемещенных с более глубоких горизонтов. Формирование кировоградских гранитоидов происходило на средних глубинах в обстановке амфиболитовой фации, а новоукраинских — в глубинных условиях в области температур и давлений высокотемпературной амфиболитовой или гранулитовой фации [16, 241]. По мнению В. И. и Т. С. Магидович [153], А. П. Никольского и А. К. Прусса [174], они сформировались в результате наложения калиевого метасоматоза на более ранние гранитоиды типа адамеллита — плагиогранита.

Нет единого взгляда и на геотектоническое положение этих гранитоидов. Одними они рассматриваются как образования орогенного этапа нижнепротерозойской геосинклинали [241, 240]. Согласно более ранним представлениям Г. И. Каляева [102], они сформировались в протоплат-

Фиг. 15. Схема тектонических разрывов в центральной части Украинского щита [101]

- 1 — 3 — граниты:
 1 — порфиридные кировоградские,
 2 — трахитоидные новоукраинские,
 3 — рапакиви;
 4 — основные породы;
 5 — зоны дислокационного метаморфизма



форменных блоках, на завершающих этапах раннедокембрийской геосинклинали, а впоследствии были отнесены к раннему этапу среднепротерозойской автономной активизации [19].

В последние годы доказано, что центральная часть Украинского кристаллического щита рассечена крупными разломами субмеридионального и субширотного простирания, причем субмеридиональные разломы подчиняются общему направлению складчатых структур, а субширотные — явно наложены на них [225]. Г. И. Каляев [101, 102] подчеркнул, что две наиболее крупные зоны разломов — Звенигородско-Анновская и Кировоградско-Каменская — облекают осевое поднятие Кировоградского блока, сложенное гранитами рапакиви, трахитоидными и порфиридными гранитами (фиг. 15). Они протягиваются почти через весь Украинский щит на расстояние более 150 км и состоят из многочисленных ветвей длиной в десятки километров при мощности зон катаклаза в сотни метров и даже первые километры. Расположение этих дизъюнктивов сопряжено с пликативными структурами гнейсов и с очертаниями складчатых гранитоидных тел. Зоны катаклазитов развиваются предпочтительно в краевых частях массивов, повторяя их контуры, и проходят согласно с ориентированными текстурами гранитоидов и слоистостью гнейсов. Это указывает на прямую генетическую связь региональных складчатых и разрывных структур. Характерная особенность зон катаклаза — проявление в них диафтореза зеленосланцевой фации. Согласно Г. И. Каляеву, зоны дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации возникли после поднятия гранитоидов в условиях одностороннего давления и служили путями проникновения остаточных постмагматических растворов.

С этими общими выводами о геологической позиции Звенигородско-Анновской и Кировоградско-Каменской зон разломов нельзя не согласиться. Но в деталях картина выглядит гораздо сложнее. Дело в том, что катаклазиты зеленосланцевой фации фиксируют один из последних этапов тектонических движений и сами наследуют положение более древних тектонических швов [98].

Геологическое картирование и петрографическое изучение нами ультраметаморфических пород позволило составить более полное представление о внутреннем строении Кировоградско-Новоукраинского массива и условиях его образования. Наши исследования свидетельствуют

о формировании массива в две сближенные во времени фазы. В раннюю, наиболее мощную, фазу I были заложены основные черты его зональности и внутренней структуры, обусловленные закономерным расположением фаций гранитоидов. В последующую фазу II гранитообразование имело значительно меньшие масштабы и происходило только в отдельных локальных зонах.

Наблюдения над внутренним строением сопряженных с массивом разломов позволило охарактеризовать ранние этапы их развития. Было установлено, что биотит-амфиболовые бластомилониты наложены на гранитоиды II фазы, которые в свою очередь пересекают зоны очково-сланцеватых гранитоидов. Тектоническая природа очково-сланцеватых гранитоидов долгое время оставалась не совсем ясной, и только сейчас, после составления геологической карты Кировоградско-Новоукраинского массива, мы можем утверждать, что их образование связано с явлениями протоклаза.

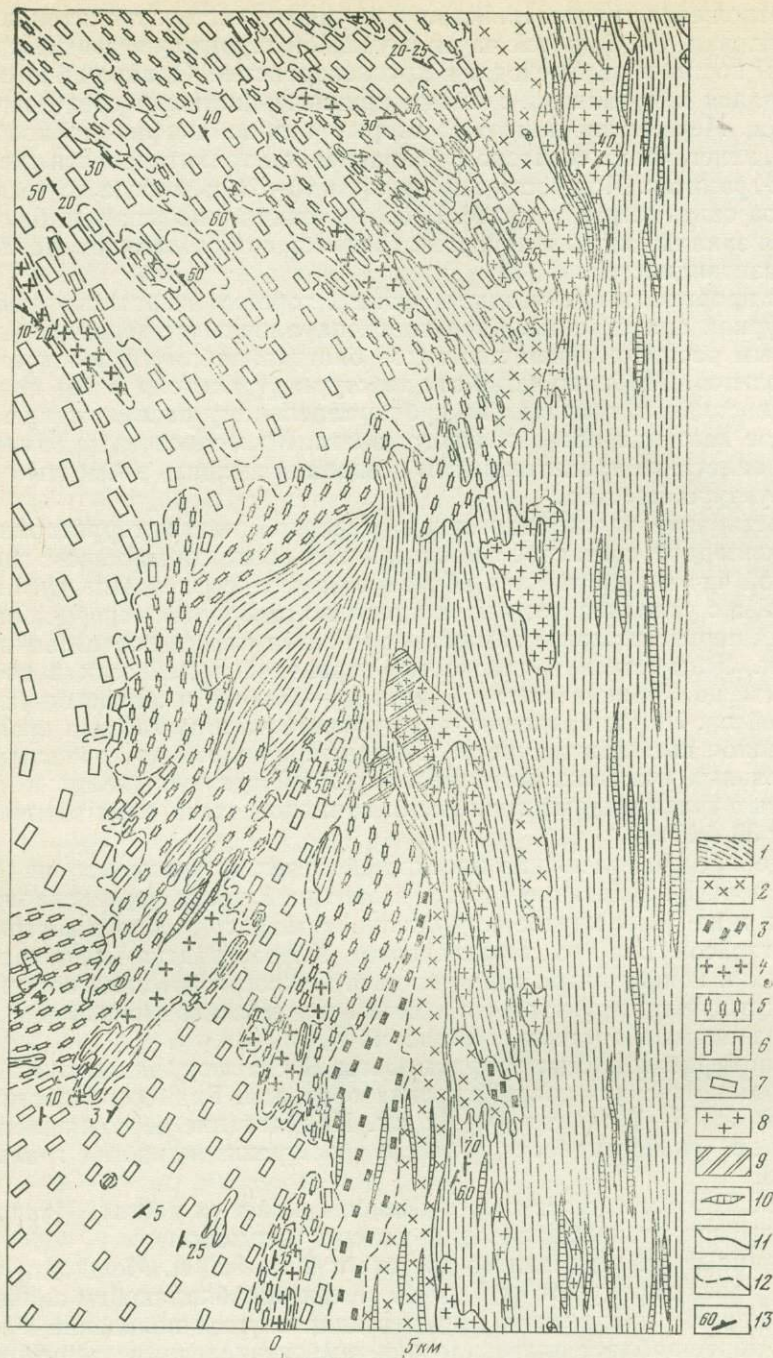
ФАЦИИ И ФАЗЫ ГРАНИТОИДОВ

Среди гранитоидов Кировоградско-Новоукраинского массива, относящихся к фазе I, по структурно-текстурным признакам и составу выделяются: а) мелкозернистые, иногда до среднезернистых гнейсовидные гранодиориты, тоналиты и плагиограниты, б) среднезернистые порфиroidные адамеллиты, в) мелкозернистые, иногда до среднезернистых массивные граниты, г) мелкозернистые до среднезернистых порфиroidные неяснотрахитоидные граниты, д) среднезернистые порфиroidные отчетливо трахитоидные граниты, е) крупнозернистые порфиroidные трахитоидные граниты.

В порфиroidных разновидностях пород порфиroidные выделения образует кали-натровый полевой шпат. Количество вкрапленников и их размер неодинаковы в разных типах пород. В неяснотрахитоидных гранитах количество их достигает от нескольких до 10% от общего объема породы. Размер вкрапленников 1—2, отдельных — до 4 см. В адамеллитах количество вкрапленников достигает 15%, их размер 3—4, иногда до 6 см. В трахитоидных среднезернистых гранитах количество вкрапленников обычно до 30% при размере 3—4 см. В крупнозернистых трахитоидных гранитах вкрапленники составляют от объема породы до 50% и более, а размер их увеличивается до 6 см и более.

Гранодиориты, тоналиты и плагиограниты протягиваются полосой вдоль восточного контакта массива с гнейсами в его северной и южной частях. По направлению к внутренним частям они сменяются адамеллитами. Массивные граниты встречаются в виде отдельных небольших тел в более внутренних частях плутона, где они тесно ассоциируются с неяснотрахитоидными гранитами и окружают останцы гнейсов. Отчетливо трахитоидные среднезернистые граниты развиты в более внутренних частях массива. Они слагают широкое поле в южной части массива и по направлению к контакту сменяются адамеллитами. В северной части территории они встречаются в виде отдельных полос среди неяснотрахитоидных гранитов. Крупнозернистые трахитоидные граниты занимают всю западную часть изученной территории, а в северной ее части встречаются в виде отдельных полос среди среднезернистых трахитоидных гранитов (фиг. 16). Крупнозернистые трахитоидные граниты также распространены западнее исследованной территории, слагая центральную часть Кировоградско-Новоукраинского массива.

Наблюдалось две серии взаимных переходов между выделенными разновидностями гранитоидов: первая — гранодиориты, плагиограниты, тоналиты постепенно переходят в адамеллиты, которые сменяются среднезернистыми трахитоидными гранитами, вторая — массивные граниты постепенно сменяются неяснотрахитоидными, а затем отчетливо трахитоидными гранитами.



Фиг. 16. Схема строения восточной части Кировоградско-Новоукраинского массива

1 — мелкозернистые биотит-плагиоклазовые гнейсы; 2—7 — гранитоиды фазы I: 2 — мелко-среднезернистые гнейсовидные гранодиориты, тоналиты и плагиограниты, 3 — среднезернистые трахитоидные адамеллиты, 4 — мелко-среднезернистые массивные граниты, 5 — мелко-среднезернистые неяснотрахитоидные граниты, 6 — среднезернистые трахитоидные граниты, 7 — крупнозернистые трахитоидные граниты; 8 — равномернозернистые граниты фазы II и их теневые мигматиты; 9 — зоны аплитизации; 10 — жилы пегматитов и аплитов; 11—12 — геологические границы: 11 — фаз, 12 — фаций; 13 — элементы залегания

Соотношения среднезернистых и крупнозернистых трахитоидных гранитов двойки. На большей части изученной территории среднезернистые граниты постепенно переходят в крупнозернистые. Однако на юго-западе наблюдался интрузивный контакт крупнозернистых и среднезернистых гранитов. Первые проникают во вторые в виде апофиз дайкообразной формы, залегающих согласно с направлением трахитоидности среднезернистых гранитов. Мощность этих апофиз 10—20 м, иногда до нескольких десятков сантиметров и менее. В более тонких апофизах наблюдаются явления закалки крупнозернистых гранитов с образованием мелкозернистых разновидностей.

Как правило, в гранитоидах фазы I хорошо выражена первичная структурная анизотропия. Это плоскопараллельные текстуры пород с линейным расположением листочков биотита, табличек полевого шпата и ксенолитов. Особенно четко эти текстуры (трахитоидность) проявлены в порфиroidных гранитах по субпараллельному расположению вкрапленников кали-натрового полевого шпата. Многочисленные замеры элементов залегания трахитоидности позволили выявить элементы внутренней структуры массива.

Простираение трахитоидности в северной части территории северо-северо-западное, согласно с простираением контакта массива с гнейсами. В южной части простираение вблизи контакта с гнейсами субмеридиональное, а с удалением от него постепенно становится северо-восточным, отражая периклинальное замыкание массива южнее исследованной территории. Углы падения плоскостей первичной линейности в восточной части массива, вблизи контакта, крутые — 50—60° и соответствуют падению гнейсов. По направлению к внутренним частям массива происходит постепенное выполаживание углов падения вплоть до горизонтального на отдельных участках. Падение плоскостей трахитоидности в крупнозернистых трахитоидных гранитах в западной части территории не превышает 30—40°.

Подобное расположение плоскостей течения указывает на относительно пологое залегание кровли в западной части исследованной территории и на более крутое погружение ее к востоку и юго-востоку под толщу гнейсов. Все это характеризует Кировоградско-Новоукраинский массив как конформный, гармоничный. Петрографический состав, форма и внутренняя структура его обычны для массивов нормальных калиевых гранитоидов орогенных областей.

Равномернозернистые граниты фазы II слагают ряд мелких массивов. Форма массивов овальная, линзообразная. Размер их достигает по длинной оси 6—7, иногда 10—12 км. Направление ее совпадает с простираением гнейсовидности гнейсов и трахитоидности гранитоидов плутона.

В пределах этих массивов, особенно в краевых частях, равномернозернистые граниты тесно ассоциируются с мигматитами.

Ширина полей мигматитов достигает 200—900 м. Мощности отдельных прослоев варьируют от 1 до 40 м при преобладающем значении до 10 м. Первыми признаками мигматизации служат появление в гнейсах мелких порфиробласт плагиоклаза и немногочисленных зернышек калиевого полевого шпата. При этом происходит проникновение калиевого полевого шпата в плагиоклаз в виде мелких заливчиков и разъедание его калиевым полевым шпатом по извилистой границе. При более интенсивной мигматизации происходит разрастание порфиробласт плагиоклаза и увеличение количеств калиевого полевого шпата. Последний встречается также в порфиробластах изометричной и табличчатой формы. В них содержатся таблички олигоклаза, листочки биотита и округлые зернышки кварца. По-видимому, такие зерна калиевого полевого шпата с идиоморфными кристаллами других минералов и структурой, обычной для магматических пород, образовывались в участках, испытавших расплавление. Крупность зерен мигматита при этом увеличивается.

При более интенсивном преобразовании количество порфириновых выделений калиевого полевого шпата возрастает так же, как и их размер. В то же время неравномерностерность мигматита сглаживается за счет увеличения количеств более крупных зерен полевых шпатов, к которым присоединяется кварц и биотит. По мере возрастания количества более крупнозернистого материала отдельные зерна сливаются, приобретая равномернозернистую гранитную структуру. Мелкие зерна плагиоклаза, кварца и биотита сохраняются только на отдельных участках. Структура таких участков гранобластическая. При дальнейшем преобразовании происходит полное исчезновение мелких зерен, и структура становится среднезернистой гранитной, характерной для равномернозернистого гранита.

Пегматиты и аплиты образуют жилы и дайки, наибольшее количество которых сосредоточено вблизи контакта массива и восточнее среди гнейсов, образуя протяженные пояса. В гранитоидах центральной части массива они практически отсутствуют. Мощность жил и даек пегматитов колеблется от десятков сантиметров до первых десятков метров. Наиболее мощные жилы сложены пегматитами. В эндо- и экзоконтактной зонах массива жилы образуют протяженные пояса шириной до 2—3 км. В поперечном сечении таких поясов на отдельных интервалах, измеряемых сотнями метров, пегматиты и аплиты занимают 20—30% пространства. Так что общий объем пегматитов и аплитов сопоставим с объемами равномернозернистых гранитов фазы II и некоторых фациальных разновидностей гранитоидов фазы I.

Нередко в строении жил наблюдается зональность — внутренняя часть сложена пегматитом, а оторочка аплитом. Жилы обычно залегают согласно с гнейсами и трахитоидностью гранитоидов. Наряду с ними встречаются более сложные — ветвистые, коленчатые, Т-образные, крестообразные тела. Характерно наличие пологих залежей пегматитов мощностью 3—20 м, сочленяющихся с крутопадающими жилами.

С пегматитами и аплитами тесно связано формирование аплитовых мигматитов. Часто наблюдается пропитывание аплитовым материалом гнейсов, а также сланцеватых гранодиоритов, тоналитов и адамеллитов. При относительно слабой аплитизации происходит формирование ленточных гнейсов, содержащих тонкие послойные прожилки аплитового материала. Поля ленточных гнейсов часто окружают серии мощных пегматитовых жил. Более интенсивная аплитизация приводит к образованию мощных, до 3—4 км, зон аплит-мигматитов, насыщенных многочисленными прожилками и жилами пегматитов и аплитов.

Первым признаком аплитизации являются прослойки и линзы кварца толщиной ≈ 1 мм, согласные с гнейсовидностью. Вслед за тем в гнейсах появляются единичные мелкие порфиробласты плагиоклаза, одновременно с которыми появляются мелкие ксеноморфные зернышки калиевого полевого шпата. При более интенсивной аплитизации происходит разрастание порфиробласт плагиоклаза, зерен и линз кварца, сопровождаемое увеличением количеств калиевого полевого шпата. Отдельные зерна этих минералов соприкасаются между собой, образуя участки более крупнозернистого строения с аллотриоморфнозернистой структурой среди мелкозернистой массы с гранобластической структурой. При глубоком преобразовании участки с гранобластической структурой исчезают полностью, и формируется мелкозернистый аплит с аллотриоморфнозернистой структурой.

В других случаях при аплитизации разрастание порфиробласт плагиоклаза и кварца приводит к формированию плагиоаплита с аллотриоморфнозернистой структурой. Обычно такие плагиоаплиты слагают краевые части пегматитовых жил. Характерно, что в аплит-мигматитах, несмотря на последовательное уменьшение количеств биотита, листочки его сохраняют директивное расположение, свойственное гнейсам.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВЫ ГРАНИТОИДОВ

Количественно-минералогический состав гранитоидов различных фаций и фаз, а также гнейсов и мигматитов представлен на диаграммах (фиг. 17). На эти же диаграммы нанесен средний количественно-минералогический состав главных типов гранитоидов по Б. М. Куплетскому [138]. Из диаграмм видно, что все гранитоиды фазы I принадлежат к обычным щелочноземельным типам, связаны между собой постепенными переходами, что выражается в виде частичного перекрытия полей фигуративных точек. Для некоторых разновидностей (адамеллиты, крупнозернистые трахитоидные граниты) обнаруживается повышенное содержание кали-натрового полевого шпата и темноцветных минералов.

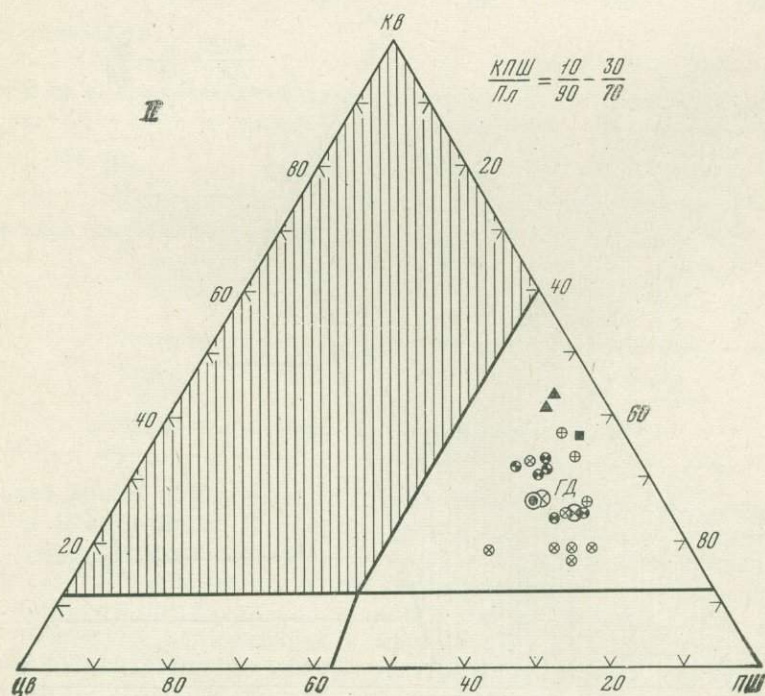
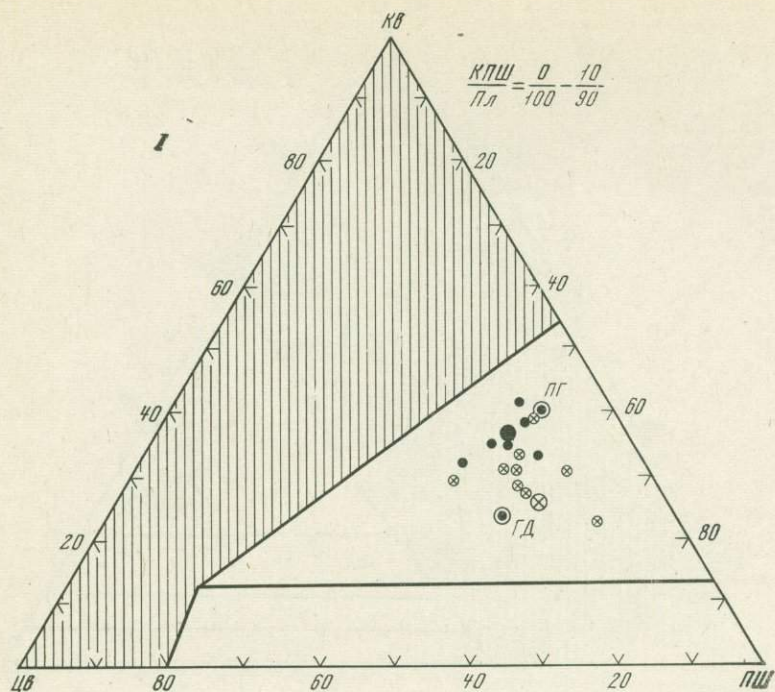
Равномернозернистые граниты фазы II по составу близки к массивным гранитам фазы I. Их мигматиты по составу варьируют от гранодиорита до нормального гранита при несколько большем содержании кали-натрового полевого шпата и кварца за счет плагиоклаза и биотита. Пегматиты и аплиты по сравнению с обычными щелочноземельными гранитами существенно обогащены кали-натровым полевым шпатом. Они близки к крупнозернистым трахитоидным гранитам, но в них меньше кали-натрового полевого шпата и больше кварца. Их мигматиты, напротив, обеднены кали-натровым полевым шпатом и обогащены кварцем, варьируя по составу от плагиогранита до лейкократового гранита.

Исследованные гранитоиды сложены плагиоклазом, кали-натровым полевым шпатом, кварцем и биотитом. В гранодиоритах и адамеллитах иногда встречаются роговая обманка и единичные зерна моноклинного пироксена. Во всех разновидностях пород присутствует гранат. В равномернозернистых гранитах иногда присутствует силлиманит и реже кордиерит. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и монацитом.

Плагиоклазы являются существенной составной частью всех выделенных разновидностей гранитоидов. Они образуют изометричные и толстотаблитчатые кристаллы. В плагиоклазах обычно наблюдается полисинтетическое двойниковое сложение по периклиновому и альбитовому законам. Зональное строение кристаллов проявлено слабо, наиболее отчетливо оно в трахитоидных гранитах и адамеллитах; в массивных равномернозернистых и неяснотрахитоидных гранитах, пегматитах и аплитах оно почти незаметно. Зональность плагиоклазов нормальная с более основными ядрами и кислой периферией. Изменение состава зон происходит постепенно, без видимых резких границ и перерывов.

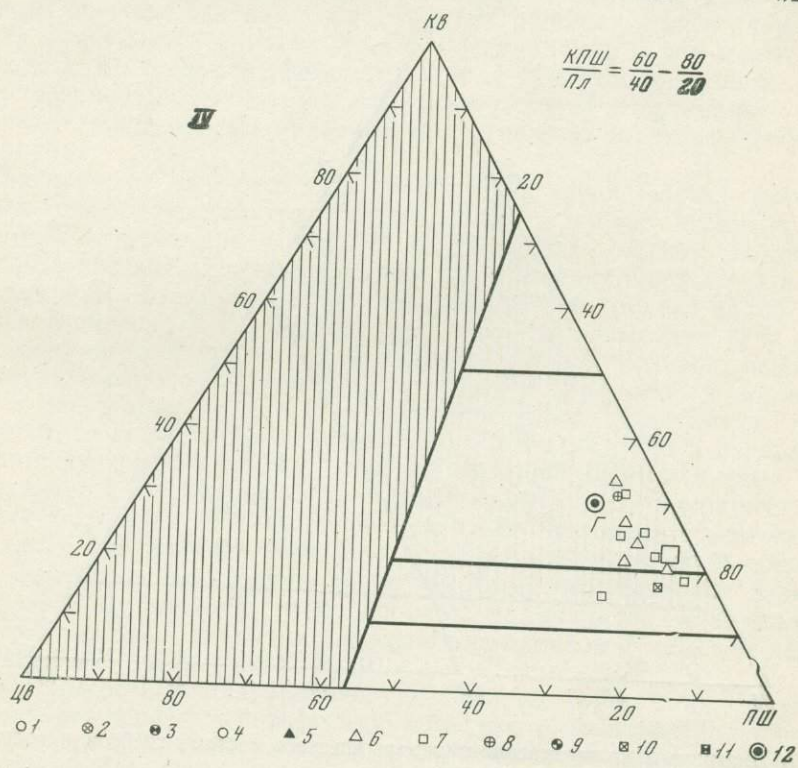
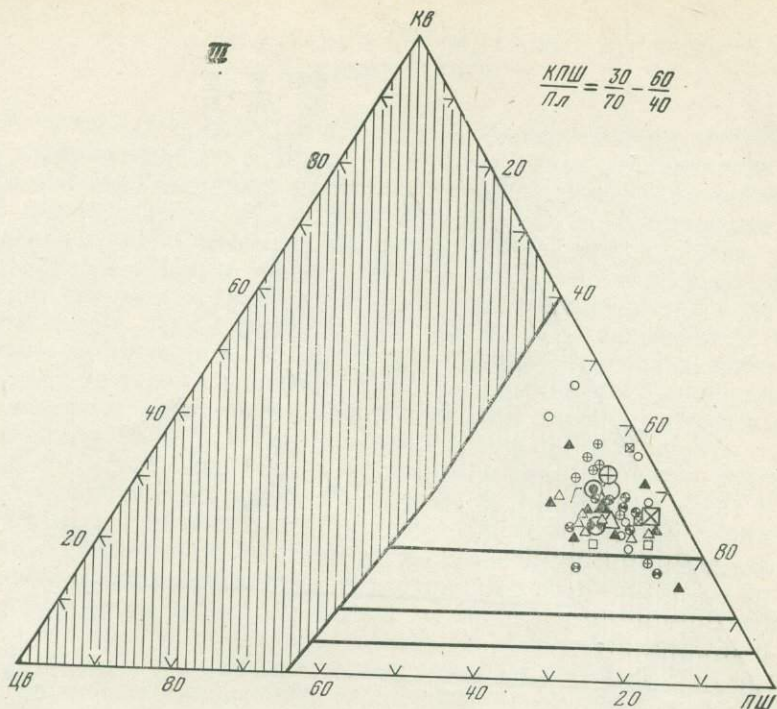
Наиболее кислый состав внешних зон отмечен в массивных равномернозернистых и неяснотрахитоидных гранитах, плагиогранитах и некоторых тоналитах. Состав более или менее постоянен и изменяется в пределах олигоклаза № 20—22. В среднезернистых трахитоидных гранитах состав внешних зон — олигоклаз № 22—25. Внешние зоны плагиоклазов в мигматитах, гранодиоритах, адамеллитах и крупнозернистых трахитоидных гранитах сложены олигоклазом № 25, а в пегматитах и аплитах — альбитом № 6—10.

Средние составы плагиоклазов выделенных групп также различны. Наиболее основные плагиоклазы обнаружены в крупнозернистых трахитоидных гранитах, адамеллитах и гранодиоритах — олигоклаз № 26—30. В мигматитах он представлен олигоклазом № 24—25, в среднезернистых трахитоидных гранитах — олигоклазом № 25—26. Наиболее кислые плагиоклазы встречены в неяснотрахитоидных гранитах — олигоклаз № 20—23, массивных и равномернозернистых гранитах — № 20—22, а также пегматитах и аплитах — олигоклаз № 13—15. В ассоциирующихся с ними аплит-мигматитах — олигоклаз № 17—18.

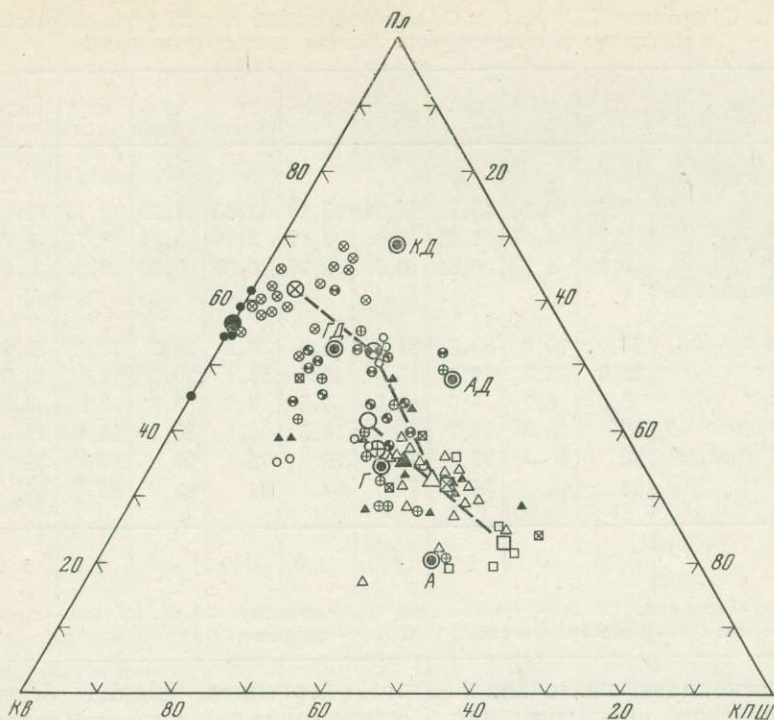


Фиг. 17. Диаграммы количественно-минералогического состава гнейсов и гранитоидов Кировоградско-Новоукраинского массива

Крупные значки — средние составы, мелкие — отдельные анализы: 1 — гнейсы; 2 — тоналиты, гранодиориты, плаггиограниты; 3 — адалмеллиты; 4—8 — граниты: 4 — массивные, 5 — неяснотрахитоидные, 6 — трахитоидные среднезернистые, 7 — трахитоидные крупнозернистые, 8 — равномернозернистые; 9 — мигматиты равномернозернистых гранитов; 10 — пегматиты, аплиты; 11 — мигматиты пегматитов и аплитов; 12 — средние типы гранитоидов, по Б. М. Куплетскому: ПГ — плаггиогранит, КД — кварцевый диорит, ГД — гранодиорит, Г — гранит, АД — адалмеллит, А — аляскит



Фиг. 17 (продолжение)



Фиг. 17 (окончание)

Таблица 4. Состав вкрапленников кали-натровых полевых шпатов, объемн. %

Минерал	9230	8460	8412	129	6
Кали-натровый полевой шпат	95,0	92,0	91,6	92,8	92,6
Плагиоклаз	1,8	6,4	6,0	3,9	6,0
Кварц	2,6	0,8	1,3	2,9	0,7
Биотит	0,6	0,8	1,1	0,4	0,7
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

9230, 8460, 8412 — адамеллит; 129,6 — трахитоидный крупнозернистый гранит

Кали-натровый полевой шпат содержится во всех выделенных разновидностях гранитоидов. В гранодиоритах, массивных, равномернозернистых гранитах и мигматитах, а также в аплитах он встречается исключительно в основной массе; в неяснотрахитоидных и среднезернистых трахитоидных гранитах он наблюдается как в основной массе, так и во вкрапленниках. В адамеллитах и крупнозернистых трахитоидных гранитах он концентрируется преимущественно во вкрапленниках. Вкрапленники кали-натрового полевого шпата представлены идиоморфными толстотаблитчатыми кристаллами, часто с простыми двойниками. Они содержат идиоморфные таблички зонального плагиоклаза, листочки биотита и зернышки кварца. Содержание этих минералов показано в табл. 4.

Вкрапленники кали-натрового полевого шпата образовались путем кристаллизации из магматического расплава. Об этом свидетельствуют: а) толстотаблитчатая форма и идиоморфные очертания, обычные для магматических порцд; б) включение идиоморфных кристаллов зональ-

Таблица 5. Содержание K_2O , Na_2O и CaO , молекулярный состав, углы оптических осей и триклинность кали-натровых полевых шпатов гранитоидов

Составы	68	110	648	1217	1228	135	27	127	1860	189
Весовой состав										
K_2O	9,57	10,70	13,76	13,21	13,19	12,65	11,79	12,14	12,40	13,42
Na_2O	2,91	3,56	1,91	2,6	2,19	2,56	3,11	2,74	3,17	2,00
CaO	0,70	1,03	0,81	0,54	0,73	0,59	0,55	0,59	0,54	0,15
Молекулярный состав										
Ортоклаз	73,0	70,0	83,3	81,0	82,0	80,2	76,2	78,1	76,4	78,0
Альбит	22,0	23,3	11,7	16,0	13,5	16,1	20,2	18,1	19,3	20,8
Анортит	5,0	6,7	5,0	3,0	4,5	3,7	3,6	3,8	3,3	1,2
Ab:Ort (мол.%)	22	23,3	11,7	16	13,5	16,1	20,2	18,1	19,3	21
Ab:Pl (мол.%)	80	80—	77	75	75	75	75	75	75	80
— $2V^\circ$	81	84	84	84	84	84	83	84	84	—
Δ	0,75	—	1,0	1,0	1,0	1,0	—	1,0	1,0	—

Граниты — 68—массивный; 110, 648 — трахитоидный среднезернистый; 135, 27, 127, 1860 — трахитоидный крупнозернистый; 189 — равномернозернистый; 1217, 1228 — адалеллит.

ного плагиоклаза, листочков биотита, зернышек кварца безусловно магматического происхождения и вполне определенные соотношения их количеств; в) вполне определенные количественные соотношения с плагиоклазом в каждой из выделенных разновидностей, характерные для магматических пород; г) высокие магматические температуры начала кристаллизации, о чем будет сказано ниже.

Таким образом, порфириовидная структура гранитоидов является эвтектофировой [82].

Содержание в кали-натровых полевых шпатах K_2O , Na_2O , CaO , углы оптических осей и триклинность представлены в табл. 5. Из таблицы видно, что количества ортоклазовой молекулы колеблются в пределах 70—83%, что обычно для кали-натрового полевого шпата из щелочно-земельных гранитоидов глубинных зон [35, 294].

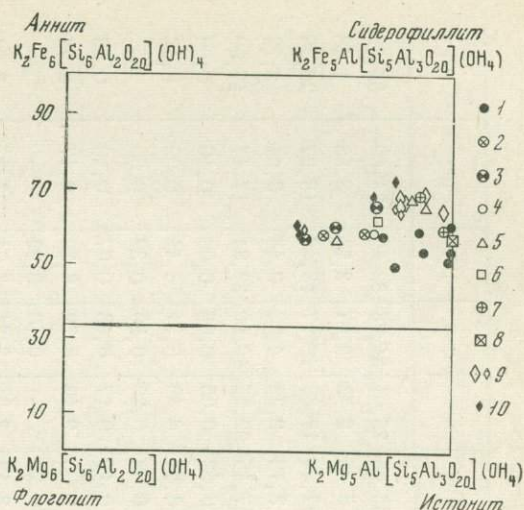
По структурному состоянию кали-натровые полевые шпаты определяются как максимальный микроклин и лишь в массивных гранитах встречена менее упорядоченная форма — крипорешетчатый микроклин. В некоторых кристаллах принадлежность к микроклину подтверждается развитием решетчатых микроклиновых двойников. Микроклин исследованных пород содержит микропертитовые вроски. По форме это «волоконца» и «шнурки», располагающиеся по определенным направлениям в кристаллах. Подобная форма и расположение микропертитов свидетельствуют об образовании их путем эксклюзионного распада микроклина [196].

Биотит распространен во всех выделенных разновидностях пород. Химические анализы и кристаллохимические формулы биотитов из исследованных пород представлены в табл. 6 и на фиг. 18. Обращает внимание высокое содержание истонит-сидерофиллитовой молекулы. Наибольшие количества ее отмечаются в гнейсах (от 80 до 100%). Близи к ним биотиты равномернозернистых гранитов (90—97%) и мигматитов (100%). Наименьшим содержанием истонит-сидерофиллита характеризуются гранодиориты (до 65%) и адалеллиты (до 62%).

Железистость биотитов колеблется в пределах 50—68%. Наиболее магнезиальные разновидности обнаружены в гнейсах ($f=50\div 60\%$) и гранодиоритах ($f=68\%$), наибольшая железистость — в трахитоидных гранитах и некоторых равномернозернистых гранитах (до 68%). Биоти-

Фиг. 18. Составы биотитов, гнейсов, гранитоидов и тектонитов Кировоградско-Новоукраинского массива

- 1 — гнейсы;
- 2 — 3 — гранитоиды:
- 2 — тоналиты, гранодиориты,
- 3 — адамеллиты;
- 4 — 7 — граниты:
- 4 — массивные,
- 5 — трахитоидные среднезернистые,
- 6 — трахитоидные крупнозернистые,
- 7 — равномернозернистые;
- 8 — пегматиты;
- 9 — 10 — тектониты:
- 9 — очково-сланцеватые гранитоиды;
- а — крупные зерна,
- б — основная ткань;
- 10 — бластомилониты



ты подобного состава обычны для ультраметаморфических пород — гнейсов, кристаллических сланцев и гранитов [280, 242].

Роговая обманка встречается в немногочисленных зернах в гранодиоритах, тоналитах и адамеллитах. Ее химический состав (в вес. %): SiO_2 — 46,01; TiO_2 — 0,82; Al_2O_3 — 7,03; Fe_2O_3 — 2,76; FeO — 17,57; MnO — 0,56; MgO — 9,23; CaO — 12,35; Na_2O — 0,95; K_2O — 0,85; H_2O^+ — 1,28. Кристаллохимическая формула $(\text{Ca}_{2,00}\text{Na}_{0,28}\text{K}_{0,02})_{2,30} \cdot (\text{Mg}_{2,09}\text{Fe}_{2,22}\text{Fe}_{0,31}\text{Mn}_{0,07}\text{Ti}_{0,09}\text{Al}_{0,22})_{5,00} (\text{Si}_{6,95}\text{Al}_{1,04})_{8,00}\text{O}_{22}(\text{OH})_{2,00}$. Подобные роговые обманки характерны для средних по составу гранитоидных пород амфиболитовой зоны [123].

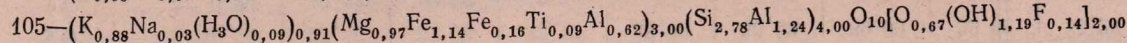
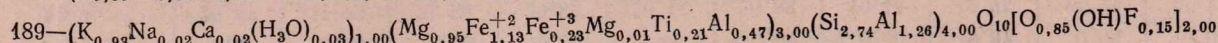
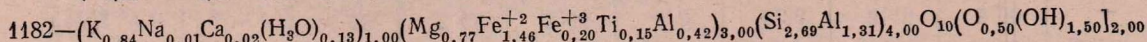
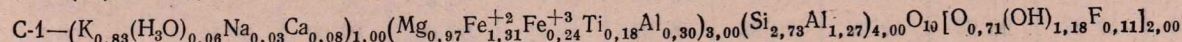
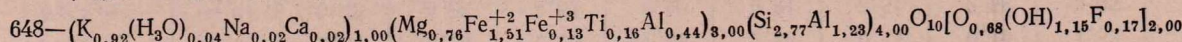
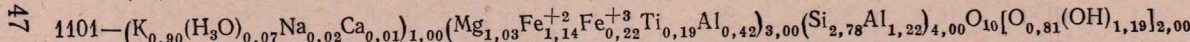
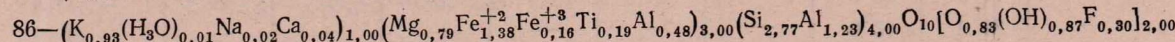
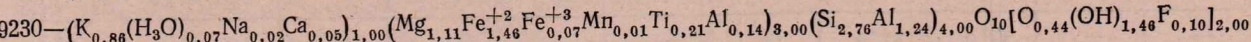
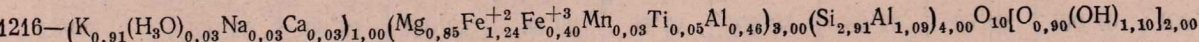
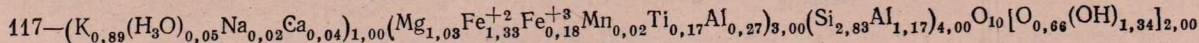
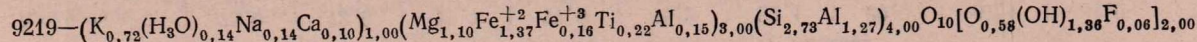
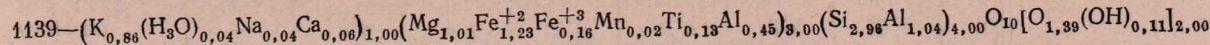
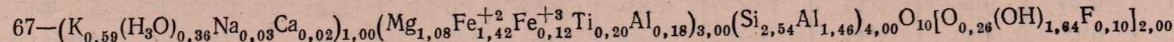
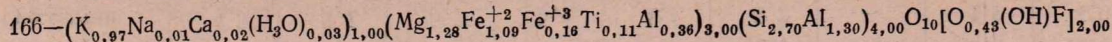
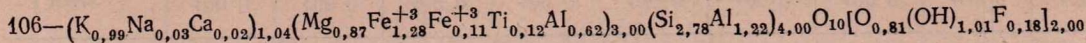
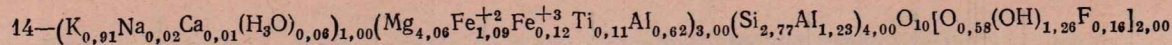
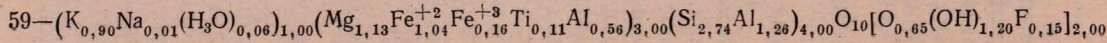
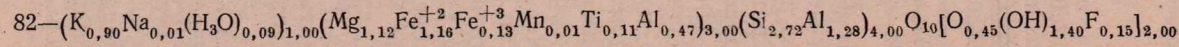
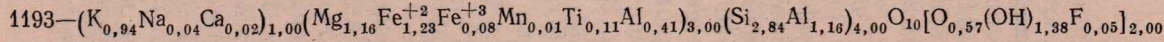
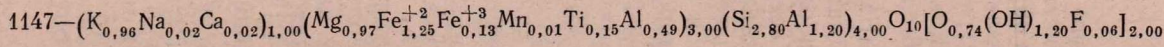
Гранат встречается во всех выделенных разновидностях ультраметаморфических пород, однако количество его неодинаково в разных типах. Наиболее обилен он в массивных, неяснотрахитоидных гранитах, пегматитах и аплитах, где образует крупные (до нескольких сантиметров) идиоморфные кристаллы. Реже он встречается в трахитоидных и равномернозернистых гранитах. Еще реже гранат наблюдается в мигматитах. В гнейсах гранат встречен только в биотит-гранатовых разновидностях, играющих подчиненную роль в толще. В гранодиоритах и адамеллитах количество граната незначительно и он устанавливается только по данным минералогического анализа. В гранитоидах зерна граната с периферии и по трещинкам замещаются биотитом.

В табл. 7 приведены данные по химическому составу гранатов. Из них следует, что количество альмандинового минала колеблется от 60—67 до 84,9%, пиропового — от 6,57 до 18,0%, андрадитового — от 0 до 10%, гроссулярового — от 0 до 14,4%, а спессартинового — от 0 до 7,7%. Наибольшие содержания альмандина отмечаются в гранитах и пегматитах, наименьшие — в гранодиоритах и адамеллитах. В последних содержатся наибольшие количества андрадита до (10%) и гроссуляра (до 14,4%), что обычно для гранатов в парагенезисе с содержащими кальций феррическими минералами [244]. В гранатах из гнейсов количество альмандинового минала составляет 72—77%, а в гранитах 78,5—84,9%. Наибольшие содержания пироба (18,0%) и спессартина (до 7,7%) наблюдаются в гранатах из гнейсов. В гранатах из гранитоидов их меньше — до 15,6% пироба и до 5,7% спессартина. Гранаты подобного состава обычны для докембрийских гнейсов и гранитоидов средней глубинности [316, 158, 161].

Таблица 6. Химический состав биотитов исследованных гнейсов и гранитоидов

Окислы	1147	1193	82	59	14	106	166	67	1139	9219	117	1216	9230	86	1101	648	C-1	1182	189	105
SiO ₂	35,90	36,92	35,63	35,59	35,64	35,70	35,00	33,00	37,81	34,86	36,13	36,09	35,54	35,18	35,66	35,04	34,78	33,59	34,80	35,89
TiO ₂	2,60	1,87	1,84	1,93	1,91	1,95	1,88	3,48	2,27	3,75	2,87	2,89	3,51	3,15	3,25	2,72	2,97	2,51	3,58	1,48
Al ₂ O ₃	18,44	17,26	19,44	20,03	20,23	19,99	18,30	18,21	16,13	15,37	15,62	16,33	15,05	18,43	17,88	17,88	16,97	18,40	18,67	20,38
Fe ₂ O ₃	2,28	1,33	2,36	2,68	2,42	1,90	2,75	2,03	2,72	2,78	3,02	6,49	1,16	2,78	3,73	2,28	4,05	3,43	3,94	2,73
FeO	19,17	19,15	18,16	16,10	16,17	18,66	16,83	22,01	18,78	20,91	20,23	17,96	22,50	20,91	17,45	22,85	19,90	22,84	17,17	17,69
MnO	0,12	0,14	0,12	0,14	0,11	0,07	0,12	0,09	0,31	0,11	0,30	0,37	0,20	0,04	0,02	0,05	0,06	0,08	0,10	0,09
MgO	8,34	10,16	9,90	9,87	10,11	7,52	11,15	9,45	8,70	9,48	8,83	7,09	9,63	6,77	8,87	6,43	8,31	6,44	8,05	8,45
CaO	0,32	0,32	—	0,32	0,16	0,16	0,20	0,24	0,76	1,28	0,46	0,32	0,56	0,48	0,09	0,20	0,96	0,32	0,30	—
Na ₂ O	0,18	0,28	0,08	0,09	0,09	0,20	0,07	0,21	0,25	0,24	0,10	0,19	0,14	0,10	0,15	0,17	0,16	0,07	0,13	0,22
K ₂ O	9,63	9,52	9,18	9,10	9,12	9,97	9,57	6,02	8,69	7,26	8,99	8,93	8,66	9,26	9,05	9,19	8,29	8,29	9,17	8,98
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	0,19	—	0,29	0,36	—	—	0,26	—	0,16	0,29	—	—
H ₂ O ⁺	3,04	3,11	3,18	3,63	3,35	3,53	3,53	5,04	3,00	4,33	2,92	3,03	3,28	2,54	3,43	3,21	3,21	3,91	3,37	3,68
F	0,25	0,22	0,64	0,62	0,66	0,72	0,59	0,40	0,32	0,25	0,37	0,27	0,41	1,20	0,24	0,69	—	0,05	—	0,57
									P ₂ O ₅		P ₂ O ₅	P ₂ O ₅			P ₂ O ₅			P ₂ O ₅		
Сумма	100,17	100,19	100,26	99,84	99,95	100,10	99,40	100,01	100,01	100,52	100,13	100,32	100,48	100,36	100,08	100,48	100,42	100,21	99,28	99,92

Кристаллохимические формулы



1147, 1193, 82, 59, 14, 106, 166 — гнейсы; 67 — гранит массивный; 1139, 9219 — гранодиориты; 117, 1216, 9230 — адамеллиты; 86, 1101, 648 — граниты трахитоидные среднезернистые; C-1 — гранит трахитоидный крупнозернистый; 1182, 189 — граниты равномернозернистые; 105 — пегматит.

Таблица 7. Состав гранатов из гнейсов и гранитондов

Окислы	82	59	14	106	166	67	9219	9230	86	1101	648	C-1	105
Химический состав													
SiO ₂	40,59	37,46	37,08	36,17	38,00	36,32	39,00	39,68	36,28	36,44	35,52	36,56	36,14
TiO ₂	0,29	0,28	0,28	0,30	—	0,05	0,30	0,82	0,05	0,04	0,06	0,06	0,34
Al ₂ O ₃	20,41	21,03	21,38	20,85	20,15	20,68	19,44	19,75	21,73	21,21	20,96	20,30	22,50
Fe ₂ O ₃	—	2,25	2,41	2,04	4,78	1,26	3,18	3,00	—	4,36	—	1,13	0,94
FeO	31,80	30,44	30,95	33,44	28,50	36,04	25,47	25,86	36,47	32,58	37,62	37,32	35,88
MnO	1,98	3,21	2,34	2,25	1,83	2,46	0,14	0,46	1,82	0,68	2,46	1,14	1,39
MgO	4,01	3,45	4,38	3,52	4,60	2,31	3,51	2,58	3,05	3,62	1,69	2,62	2,46
CaO	1,42	1,72	1,55	1,05	2,00	1,20	7,91	6,78	1,00	1,36	1,32	1,24	0,80
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,29	0,12	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,28	0,41	—	—	—	—	—
Сумма	100,50	99,84	100,37	99,62	99,97	100,32	99,52	99,46	100,40	100,29	99,63	100,37	100,45
Минералы													
Альмандин	75,0	72,9	71,7	77,0	71,2	82,1	60,0	67,1	81,0	78,5	84,9	83,5	84,3
Андрадит	—	5,4	4,6	3,0	5,9	2,8	10,4	10,1	—	1,1	—	3,5	2,3
Гроссуляр	4,0	—	—	—	—	—	14,4	13,1	3,0	2,9	3,3	—	—
Пироп	16,7	14,3	18,0	14,6	18,8	9,4	15,2	8,6	12,0	15,6	6,5	10,5	10,0
Спессартин	4,3	7,7	5,7	5,4	4,1	5,7	—	1,1	4,0	1,9	5,3	2,5	3,4
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

- 82— $(\text{Ca}_{0,12}\text{Fe}_{2,25}^{+2}\text{Mg}_{0,50}\text{Mn}_{0,13})_{3,00}\text{Al}_{2,00}(\text{Si}_{2,98}\text{Ti}_{0,02})_{3,00}\text{O}_{12}$
- 59— $(\text{Ca}_{0,16}\text{Fe}_{2,18}^{+2}\text{Mg}_{0,43}\text{Mn}_{0,23})_{3,00}(\text{Al}_{1,85}\text{Fe}_{0,15}^{+3})_{2,00}(\text{Si}_{2,72}\text{Al}_{0,27}\text{Ti}_{0,01})_{3,00}\text{O}_{12}$
- 14— $(\text{Ca}_{0,14}\text{Fe}_{2,15}^{+2}\text{Mg}_{0,54}\text{Mn}_{0,17})_{3,00}(\text{Al}_{1,85}\text{Fe}_{0,15}^{+3})_{2,00}(\text{Si}_{2,73}\text{Al}_{0,25}\text{Ti}_{0,02})_{3,00}\text{O}_{12}$
- 106— $(\text{Ca}_{0,09}\text{Fe}_{2,31}^{+2}\text{Mg}_{0,44}\text{Mn}_{0,16})_{3,00}(\text{Al}_{1,88}\text{Fe}_{0,12}^{+3})_{2,00}(\text{Si}_{2,81}\text{Al}_{0,17}\text{Ti}_{0,02})_{3,00}\text{O}_{12}$
- 166— $(\text{Ca}_{0,18}\text{Fe}_{2,09}^{+2}\text{Mg}_{0,60}\text{Mn}_{0,13})_{3,00}(\text{Al}_{1,69}\text{Fe}_{0,31}^{+3})_{2,00}(\text{Si}_{2,60}\text{Al}_{0,40})_{3,00}\text{O}_{12}$
- 67— $(\text{Ca}_{0,10}\text{Fe}_{2,45}^{+2}\text{Mg}_{0,28}\text{Mn}_{0,17})_{3,00}(\text{Al}_{1,93}\text{Fe}_{0,07}^{+3})_{2,00}(\text{Si}_{2,95}\text{Al}_{0,05}\text{Si}_{3,00})\text{O}_{12}$
- 9219— $(\text{Ca}_{0,72}\text{Fe}_{1,73}^{+2}\text{Mg}_{0,44}\text{Mn}_{0,01})_{2,90}(\text{Al}_{1,83}\text{Fe}_{0,20}^{+3}\text{Ti}_{0,02}\text{Si}_{0,05})_{2,05}\text{Si}_{3,05}\text{O}_{12}$
- 9230— $(\text{Ca}_{0,62}\text{Fe}_{1,79}^{+2}\text{Mg}_{0,29}\text{Mn}_{0,03})_{2,73}(\text{Al}_{1,87}\text{Fe}_{0,18}^{+3}\text{Ti}_{0,05})_{2,10}\text{Si}_{3,17}\text{O}_{12}$
- 86— $(\text{Ca}_{0,09}\text{Fe}_{2,45}^{+2}\text{Mg}_{0,36}\text{Mn}_{0,12})_{3,02}\text{Al}_{2,00}(\text{Si}_{2,92}\text{Al}_{0,06})_{2,98}\text{O}_{12}$
- 1101— $(\text{Ca}_{0,11}\text{Fe}_{2,16}^{+2}\text{Mg}_{0,43}\text{Mn}_{0,05})_{2,75}(\text{Al}_{1,98}\text{Fe}_{0,27}^{+3})_{2,25}(\text{Si}_{2,95}\text{Al}_{0,05})_{3,00}\text{O}_{12}$
- 648— $(\text{Ca}_{0,10}\text{Fe}_{2,57}^{+2}\text{Mg}_{0,20}\text{Mn}_{0,16})_{3,03}\text{Al}_{2,00}(\text{Si}_{2,96}\text{Al}_{0,01})_{2,97}\text{O}_{12}$
- C-1— $(\text{Ca}_{0,11}\text{Fe}_{2,32}^{+2}\text{Mg}_{0,32}\text{Mn}_{0,08})_{3,04}(\text{Al}_{1,93}\text{Fe}_{0,07}^{+3})_{2,00}\text{Si}_{2,96}\text{O}_{12}$
- 105— $(\text{Ca}_{0,07}\text{Fe}_{2,53}^{+2}\text{Mg}_{0,30}\text{Mn}_{0,10})_{3,00}(\text{Al}_{1,94}\text{Fe}_{0,06}^{+3})_{2,00}(\text{Si}_{2,68}\text{Al}_{0,30}\text{Ti}_{0,02})_{3,00}\text{O}_{12}$

82, 59, 14, 106, 166 — гнейсы; 67 — гранит массивный; 9219 — гранодиорит; 9230 — адамеллит; 86, 1101, 648 — граниты трахитоидные среднезернистые; C-1 — гранит трахитоидный крупнозернистый; 105 — пегматит.

Химические составы исследованных пород представлены в табл. 8. Они хорошо согласуются с результатами количественно-минералогических подсчетов и подтверждают, что все исследованные гранитоиды принадлежат к щелочноземельным разновидностям [71, 298]. Повышенное содержание глинозема, а в некоторых случаях щелочей, пониженные количества кремнезема и железа указывают на несколько более высокую щелочность адамеллитов и трахитоидных гранитов.

УСЛОВИЯ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ

Конформность Кировоградско-Новоукраинского массива, наличие в нем останцев и ксенолитов, сохраняющих свою ориентировку, развитие мигматитов, отсутствие контактных ореолов, постепенные переходы между гранитоидами и гнейсами по минералогическому составу и текстурно-структурным признакам, одинаковые минеральные ассоциации тех и

Таблица 8. Химические составы гнейсов и гранитоидов

Окислы	Гнейсы					Гранит массивный	Гранодиориты		
	14	59	82	166	Среднее	67	1139	9219	Среднее
SiO ₂	72,29	74,43	72,58	69,50	72,20	72,04	66,33	69,90	68,12
TiO ₂	0,28	0,19	0,35	0,40	0,30	0,27	0,78	0,50	0,64
Al ₂ O ₃	14,11	12,85	13,99	14,17	13,78	14,29	15,21	15,45	15,33
Fe ₂ O ₃	0,62	0,81	0,54	0,78	0,69	0,21	1,08	0,59	0,84
FeO	3,02	2,28	2,93	4,23	3,11	2,07	3,60	2,19	2,90
MnO	0,05	0,08	0,05	0,07	0,06	0,04	0,09	0,02	0,05
MgO	1,62	1,26	1,55	2,34	1,69	0,53	2,01	1,03	1,52
CaO	2,81	3,16	2,23	2,46	2,67	1,04	3,30	2,26	2,78
Na ₂ O	3,52	3,33	3,78	3,00	3,41	3,33	3,17	5,66	4,50
K ₂ O	1,55	1,06	1,62	2,04	1,57	5,30	3,27	1,82	2,54
H ₂ O	0,60	0,50	0,55	0,96	0,66	0,64	1,00	0,63	0,81
CO ₂	—	—	—	—	—	—	0,10	—	—
Сумма	100,47	99,95	100,17	99,95	100,14	99,76	99,94	100,05	100,03

Окислы	Адамеллиты				Граниты трахитоидные среднезернистые				Граниты трахитоидные крупнозернистые	
	117	1216	9230	Среднее	1101	86	648	Среднее	Среднее	189
SiO ₂	68,42	71,60	64,86	68,29	66,92	72,24	70,38	69,85	70,79	72,68
TiO ₂	0,50	0,29	0,76	0,52	0,80	0,20	0,39	0,46	0,22	0,18
Al ₂ O ₃	15,70	14,64	15,60	15,31	15,76	14,49	14,75	15,00	15,65	15,33
Fe ₂ O ₃	1,12	1,02	0,69	0,94	1,24	—	0,58	0,61	0,29	0,35
FeO	1,92	1,18	4,12	2,41	3,07	2,13	2,11	2,44	1,62	0,71
MnO	0,08	0,05	0,06	0,06	0,08	0,04	0,02	0,05	0,03	0,03
MgO	1,05	0,60	2,20	1,28	1,28	0,49	0,65	0,81	0,55	0,26
CaO	3,23	1,46	2,23	2,37	1,46	1,19	1,23	1,29	1,59	1,28
Na ₂ O	3,63	3,63	4,05	3,77	2,92	3,22	3,16	3,10	3,37	2,80
K ₂ O	3,55	4,55	4,62	4,24	5,11	5,42	6,00	5,51	5,91	5,83
H ₂ O	0,66	0,76	0,84	0,75	1,17	0,43	0,58	0,72	0,20	0,62
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10
Сумма	99,86	99,78	100,03	99,88	99,81	99,85	99,87	99,84	100,45	100,17

Таблица 8 (окончание)

Окислы	Граниты равномернoзернистые				Мигматиты равномерно- зернистых гранитов	Аплиты, пегматиты				Силитмигматиты
	500	1182	898/60	Среднее	898/227	943/1872	38	131	Среднее	943/1644
SiO ₂	71,09	73,54	73,03	72,58	70,71	74,13	72,97	71,32	72,81	72,27
TiO ₂	0,31	0,30	0,16	0,24	0,57	0,03	0,01	0,05	0,03	0,17
Al ₂ O ₃	15,12	14,05	15,01	14,88	15,05	14,41	15,46	16,24	15,37	16,68
Fe ₂ O ₃	0,45	0,20	0,55	0,39	0,45	0,25	0,94	0,49	0,56	0,87
FeO	1,73	1,26	0,78	1,12	2,29	0,36	0,50	—	0,29	0,20
MnO	0,02	0,05	0,01	0,03	0,03	0,03	0,05	—	0,03	0,01
MgO	0,96	0,25	0,32	0,45	0,53	0,20	0,20	0,18	0,19	0,17
CaO	1,25	0,80	0,64	0,99	1,66	0,88	1,02	0,26	0,72	1,62
Na ₂ O	2,90	2,92	3,22	2,96	3,44	3,10	4,52	3,69	3,77	4,50
K ₂ O	5,47	5,83	5,90	5,61	4,32	6,20	4,43	7,81	6,15	3,28
H ₂ O	0,65	0,63	0,75	0,66	0,82	0,63	0,34	0,34	0,44	0,52
CO ₂	—	—	—	0,02	0,10	—	—	—	—	—
Сумма	99,95	99,83	100,37	99,93	99,97	100,22	100,44	100,38	100,36	100,29

других пород (олигоклаз, биотит, роговая обманка), сходство составов этих минералов, присутствие в качестве постоянного компонента альмандина с существенным содержанием пиропового минала (до 20%), проявление в качестве дериватов гранитов, пегматитов и аплитов, полное отсутствие аутометаморфических изменений указывают на формирование Кировоградско-Новоукраинского массива путем гранитизации в абиссальных условиях.

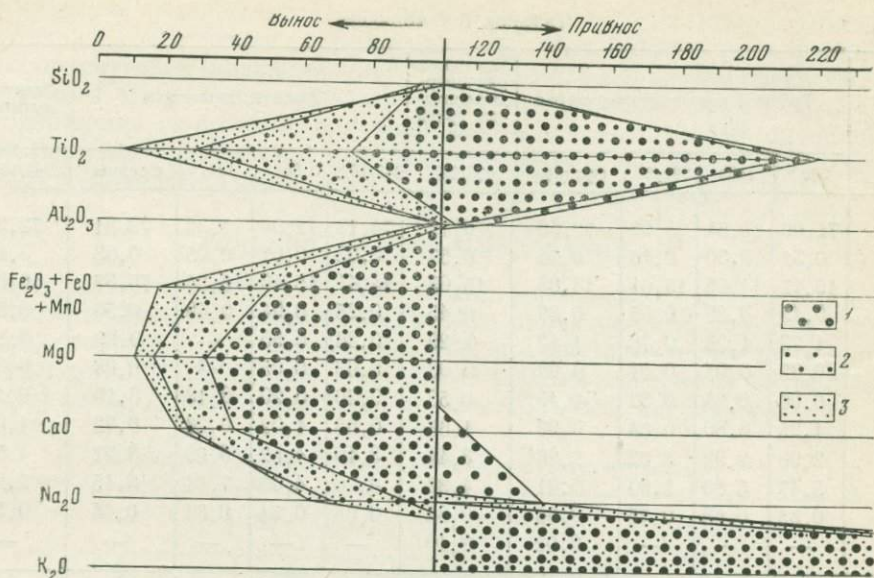
Решающая роль гранитизации в образовании Кировоградско-Новоукраинского массива подтверждается расчетами баланса вещества и режимом щелочей.

Баланс вещества при гранитизации определен на основании сравнения средних составов гнейсов и гранитоидов (см. табл. 8). Расчеты позволяют выделить две группы компонентов с различным поведением при гранитизации.

К первой из них относятся те, перемещение которых невелико. Это кремнезем, титан, глинозем и натрий. Изменения в их содержании могут быть объяснены либо местной перегруппировкой, либо незначительным привносом. Ко второй группе относятся компоненты, перемещение которых более существенно. Это железо, марганец, магний, кальций и калий. Наблюдается последовательное увеличение выноса железа (и марганца), магния и кальция в гранитоидах по мере удаления от контакта с гнейсами. В этом же направлении происходит последовательный привнос калия. В целом гранитизация совершалась путем интенсивного выноса ферро-магнезиальных компонентов и в меньшей степени кальция и привноса глинозема и значительных количеств калия. При этом интенсивность перемещения компонентов в гранитах фазы II, пегматитах и аплитах выше, чем в гранитоидах фазы I (фиг. 19).

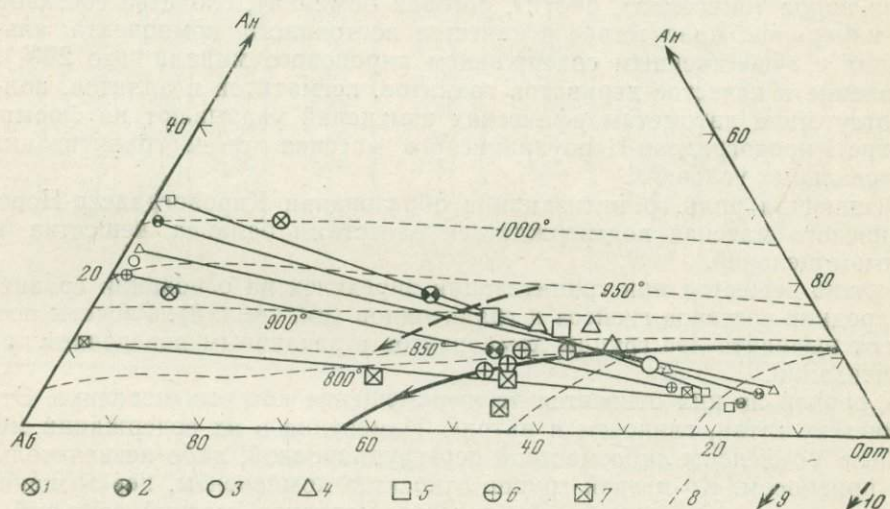
О режиме щелочей при гранитизации можно судить по минеральным парагенезисам, составу внешней зоны плагиоклаза, характеру темноцветных минералов в породах, содержащих кали-натровый полевой шпат [114, 119, 80] и составу биотита [160].

Ассоциация кали-натрового полевого шпата с олигоклазом № 20 и биотитом, расположение фигуративных точек на котектике плагиоклаз—ортоклаз (фиг. 20), характерной для нормальной щелочнозе-



Фиг. 19. Сопоставление привноса — выноса при гранитизации в Кировоградско-Новоукраинском массиве

1 — фаза I; 2 — фаза II; 3 — аплитизация



Фиг. 20. Диаграмма состояния системы альбит — ортоклаз — анортит — вода при $p=5$ кбар [319]

Значки показывают составы: крупные — пород, мелкие — полевых шпатов: 1 — гранодиорит; 2 — адамеллит; 3—6 — гранит: 3 — массивный, 4 — трахитоидный среднезернистый, 5 — трахитоидный крупнозернистый, 6 — равномернозернистый; 7 — пегматиты; 8 — изограды; 9—10 — котектика исследованных: 9 — плагиоклаз-ортоклаз-щелочноземельных пород, 10 — гранодиоритов, адамеллитов и трахитоидных гранитов

мельной магмы, показывает, что кристаллизация массивных равномернозернистых и неяснотрахитоидных гранитов происходила в условиях нормальной активности щелочей. Более высокая активность калия отмечается в средне- и крупнозернистых трахитоидных гранитах, адамеллитах и гранодиоритах, где с кали-натровым полевым шпатом ассоциируется олигоклаз № 25 и биотит, а кристаллизация полевых шпатов

происходит при расширенном поле кали-натрового полевого шпата. Наиболее высокая активность калия достигается в адамеллитах и гранодиоритах, где с калиевым полевым шпатом (наряду с олигоклазом № 28—30) ассоциируются биотит, роговая обманка или пироксен, а кристаллизация полевых шпатов происходит при отчетливо расширенном поле кали-натрового полевого шпата.

Иной режим щелочей устанавливается для пегматитов и аплитов и связанных с ними аплит-мигматитов. Состав внешней зоны плагиоклазов в аплитах и пегматитах не превышает альбита № 10, а в аплит-мигматитах — олигоклаза № 14. В этих породах существенное значение среди темноцветных имеет железистый альмандин. Все это указывает на образование их при низкой активности калия, обязанной, очевидно, подкислению остаточных пегматитовых расплавов [121]. В процессе просачивания щелочных растворов через богатые основаниями гнейсы и гранодиориты с формированием зон аплит-мигматитов происходит некоторое повышение активности калия, не превышающее, однако, нормального уровня.

Различны и пути кристаллизации выделенных групп гранитоидов (фиг. 21). Эвтектические точки установлены по средним составам для анхивэвтектических гранодиоритов, массивных, равномернозернистых гранитов и пегматитов, а для порфировых пород по таким же составам, за вычетом вкрапленников. Адамеллиты, средне- и крупнозернистые трахитоидные граниты начинают кристаллизоваться с выделения преимущественного кали-натрового полевого шпата вследствие высокой активности калия, определяющей положение эвтектики (e_1). Со снижением активности калия происходит перемещение эвтектических точек в направлении $e_1 \rightarrow e_2 \rightarrow e_3$. Эвтектика пегматитов и аплитов находится правее e_3 , что указывает на пониженную против нормальной активность щелочей при их кристаллизации.

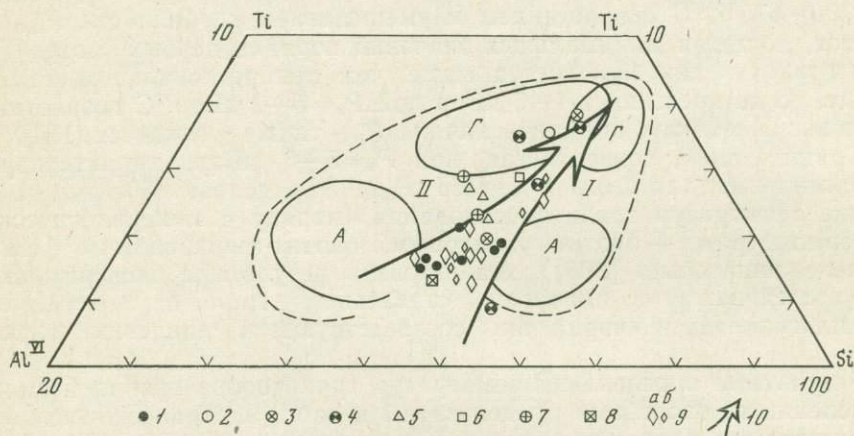
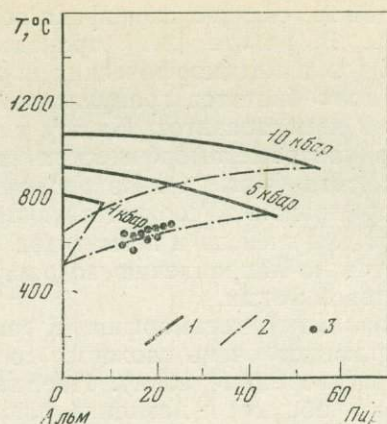
Постоянный состав внешней зоны плагиоклаза во всех гранитоидах и их эвтектическая кристаллизация указывают на вполне подвижное в целом поведение щелочей при гранитизации. Вместе с тем уровни щелочности, определенные по парагенезисам минералов и диаграммам плавкости, выше, чем уровни, определенные по составам биотитов на диаграмме А. А. Маракушева [160]. В некоторых разновидностях гранитоидов присутствуют силлиманит и кордиерит. Это может быть объяснено высоким содержанием глинозема в гнейсах, подвергшихся гранитизации, и уменьшением притока калия в ходе кристаллизации расплава.

Из сказанного видно, что по направлению к апикальному контакту активность щелочей, прежде всего калия, последовательно снижается вследствие реакции гранитизирующих растворов с богатыми глинозёмом породами, а по мере приближения к боковому контакту она, наоборот, несколько повышается. Это обусловлено взаимодействием гранитного и гранодиоритового расплавов с образованием гибридных адамеллитов в соответствии с механизмом, описанным Д. С. Коржинским [118].

Специфика минералогического состава гнейсов и гранитоидов свидетельствует о формировании массива в условиях альмандин-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Это подтверждается также особенностями распределения магния между соответствующими биотитами и гранатами из ультраметаморфических пород (фиг. 22) согласно Л. Л. Перчуку [183]. В настоящее время амфиболитовую фацию регионального метаморфизма ограничивают следующими пределами температур (T) и давления нагрузки (P): $T=500-550 \div 700-750^\circ$ и $P_s=6 \div 12$ кБар [243]; $T=550-580 \div 650-750^\circ$, P_s — до 11 кБар [34]; $T=550-850^\circ$, $P_s=2 \div 9-11$ кБар, включая куммингтонитовую и альмандиновую субфации и $T=580-600 \div 800-850^\circ$, $P_s=5 \div 9-11$ кБар для альмандиновых амфиболитов [59]; $T=620-670 \div 750^\circ$, $P_s=7-8 \div$

Фиг. 23. Диаграмма устойчивости граната альмандин-пиропового ряда [244]

1 — верхний предел устойчивости;
2 — нижний предел устойчивости в присутствии воды;
3 — составы исследованных гранатов



Фиг. 24. Содержание титана в биотитах гнейсов и гранитоидов Кировоградско-Новоукраинского массива

Овалы — поля средних составов биотитов: метабазитов (I) и метапелитов (II) для амфиболитовой (A) и гранулитовой (Г) фаций метаморфизма на Украинском щите [242]. Составы биотитов в исследованных породах: 1 — гнейсах; 2 — массивных гранитах; 3 — гранодиоритах; 4 — адамеллитах; 5 — трахитондных гранитах; 6 — среднезернистых, 6 — крупнозернистых; 7 — равномернозернистых гранитах; 8 — пегматитах; 9 — очково-сланцеватых гранитоидах и бластомилонитах; а — крупные зерна, б — основная ткань, 10 — вектор температур

характерны для давлений в 4—5 кБар. О подобных же давлениях свидетельствуют температуры, при которых происходит замещение исследованных альмандинов биотитом [318, 244]. Температуры получены для пар из разных типов гранитоидов по биотит-гранатовому геотермометру [182]. Из диаграммы (фиг. 23) видно, что точки исследованных пар располагаются вдоль линии, характеризующей нижний предел устойчивости гранатов в присутствии воды для давлений в 5 кБар. Давление в 5—7 кБар соответствует нагрузке вышележащих толщ мощностью 18—23 км.

Температура гранитизации превышала обычную для амфиболитовой фации. Об этом свидетельствует присутствие в западной части Кировоградско-Новоукраинского массива монцитов, кварцевых монцитов, пироксеновых гранитов, ксенолитов среди трахитондных крупнозернистых гранитов, для которых характерны парагенезисы кали-натровый полевой шпат — гиперстен-биотит, типичные для гранулитовой фации [153].

С этим же связана специфика состава биотитов исследованных гранитоидов. В работе [242] приведена диаграмма составов биотитов гранитоидов и метаморфических пород Украинского щита. Авторы выделяют поля биотитов гранулитовой и амфиболитовой фаций для метапелитов и метабазитов. На эту диаграмму нами нанесены составы биотитов ультраметаморфических пород Кировоградско-Новоукраинского массива (фиг. 24). Из рисунка видно, что наименьшие температуры формирования, соответствующие амфиболитовой фации, устанавливаются для гнейсов и пегматитов. Биотиты гранитоидов полосой протягиваются по направлению возрастания температуры в поле составов гранулитовой фации.

Региональный метаморфизм и гранитизация происходят под воздействием флюидов очень сложного состава ($H_2O + H_2 + CO_2 + CO + CH_4 + H_2S$ + растворенные соли). Парциальное давление воды составляет лишь часть общего, и давление флюида меньше литостатического. При региональном метаморфизме давление водяных паров достигает $P_{H_2O} = 3-3,5$ кБар в условиях амфиболитовой фации ($P_s = 4-7$ кБар и $T = 600-670^\circ$). С возрастанием и уменьшением глубинности P_{H_2O} снижается, достигая минимальных значений порядка первых сотен Бар. При гранитизации P_{H_2O} всегда выше, чем при региональном метаморфизме, но не превышает $4-5$ кБар при $P_s = 5-7$ кБар. С возрастанием и уменьшением глубинности величина P_{H_2O} также снижается [184].

Гранитизация, совершаемая при $P_s = 5-6$ кБар, характеризуется максимальным для этого процесса P_{H_2O} . Это делает возможным при оценке температур гранитообразования (наряду с минералогическими геотермометрами — биотит-гранатовым, биотит-амфиболовым [182] и двуполевошпатовым [203]) использовать результаты экспериментальных исследований по плавлению «идеальных» гранитов, полевых шпатов, плагиоклаза и кварца при соответствующем давлении водяного пара.

Результаты определения температур гранитообразования всеми перечисленными способами представлены в табл. 9. Приведенные цифры характеризуют различные этапы формирования гранитоидных пород. Температуры, определенные по биотит-гранатовому, биотит-амфиболовому геотермометрам, а также диаграммы плавкости «идеального» гранита составляют $600-700^\circ$. Они, очевидно, фиксируют нижний предел существования магм как силикатного расплава и согласуются с солидусом «идеальной» гранитной магмы при общем давлении и давлении водяного пара ($640-660^\circ$) [33]. Данные двуполевошпатового геотермометра указывают, видимо, на температуры затвердевания породы, когда еще было возможно установление равновесия в системе полевых шпатов.

Напротив, цифры, полученные по диаграммам плавкости полевых шпатов и плагиоклаз-кварца, характеризуют температуры, существовавшие в момент кристаллизации соответствующих минералов. Наиболее низкими температурами начала кристаллизации обладают массивные и равномернозернистые граниты ($750-800^\circ$) и аплиты ($750-760^\circ$). По составу они близки к «гранитной эвтектике», для которой вычисленные температуры ликвидуса при аналогичных условиях составляют $730-780^\circ$ [184]. Наиболее высокие температуры начала кристаллизации установлены для гранодиоритов, тоналитов ($920-1000^\circ$), адамеллитов ($830-920^\circ$) и крупнозернистых трахитоидных гранитов ($870-910^\circ$).

При оценке истинных значений температур начала кристаллизации соответствующих магм необходимо учесть следующее. В исследованных гранитоидах не отмечено присутствие ксенокристов минералов. Ксенолиты гнейсов присутствуют только в краевой части плутона среди тоналитов и гранодиоритов. Это свидетельствует о том, что кристаллизация происходила из гомогенного расплава, температура которого

Таблица 9. Температуры формирования гнейсов и гранитоидов, °С

Породы	Диаграмма плавкости			Минералогические геотермометры			Наиболее вероятные температуры
	полевых шпатов [319]	плагиоклаз-кварц [317]	гранитной системы [294]	биотит-амфиболовый [182]	биотит-гранатовый [182]	Двушпатовый [203]	
Гнейсы					600 640 640 640	—	640—600
Гранодиориты, плагиограниты, тоналиты	1000—920	820—800	690	660	670	—	920—640
Адамеллиты, кварцевые монцониты		830					
	920—830	820 760	690 660	—	620	490 500	920—620
Граниты массивные	800	760	690	—	550	520	800—600
Граниты трахитоидные среднезернистые	870 870 820	770 770 760	710 700 690	—	650 630 600	540 490	900—600
Граниты трахитоидные крупнозернистые	910					525 520	
	870	780	700	—	610	520 500	900—600
Граниты равномернозернистые	800 800 820 750	790 770 760 760	700 700 700 690	—	650	550 530	800—550
Пегматиты, аплиты	750 760 760	750 720	730 700 670	—	575	—	750—550

была близка к таковой плавления гнейсов. Последние по составу отвечают тоналиту. Экспериментальные данные показывают, что плавление тоналита при общем давлении 5—6 кБар и в присутствии избытка воды начинается при 700° с переходом в расплав кали-натрового полевошпата и кварца. При 850° расплавлению подвергается биотит, а при 920° — плагиоклаз. При 1000—1100° исчезает роговая обманка, а приблизительный ликвидус оценивается в 1200° [293]. Исследованные гнейсы не содержат роговую обманку, и полное расплавление их должно наступать с исчезновением плагиоклаза. Таким образом, температура полного переплавления гнейса была не ниже 920°. Эта цифра близка к таковой начала кристаллизации наиболее тугоплавких разновидностей исследованных гранитоидов и, очевидно, может быть принята как нижний предел тех температур, которые достигались при гранитообразовании.

С учетом сказанного выведены наиболее вероятные интервалы температур формирования различных типов исследованных гранитоидов (см. табл. 9).

Приведенные данные об условиях образования гранитоидов Кировоградско-Новоукраинского массива не позволяют применить ни метасоматическую, ни анатектическую модель формирования, как это предлагается рядом исследователей [153, 20, 241]. При метасоматическом гранитообразовании под влиянием кремнещелочного метасоматоза

формируются гранитоподобные породы, не испытавшие расплавления. Для гранитоидов массива характерен многоминеральный состав, укладывающийся в определенные группы магматических пород, сходство вещественного состава с подобными гранитоидами других областей, магматические структуры и текстуры, указывающие на кристаллизацию из магматического расплава.

Гипотеза анатектического (палингенного) происхождения гранитоидов, т. е. путем переплавления горных пород, до того не находившихся в состоянии расплава, в последнее время получила экспериментальное подтверждение [187].

Среди гранитоидов массива преобладают лейкократовые граниты, и на современном эрозионном срезе нет основных пород, которые могли бы рассматриваться как реститы. Гранодиориты в относительно узких эндоконтактных зонах более лейкократовы по сравнению с гнейсами. Все это свидетельствует о поступлении громадных количеств гранитного материала. Однако нет никаких данных о существовании зон дегранитизации на глубине, которые могли бы служить его источником.

Различия в смене пород в апикальном и боковом эндоконтактах, характер мигматизации и специфика режима щелочей наиболее удовлетворительно объясняются с позиций гипотезы магматического замещения [116, 120].

Зональный региональный метаморфизм центральной части Украинского щита несогласно накладывается на тектонические структуры. Гранитоиды Кировоградско-Новоукраинского массива и более мелких массивов приурочены к зонам амфиболитовой фации. По направлению к ним проходит последовательное омоложение радиологического возраста древних кристаллических толщ, метаморфизованных в предшествующие этапы [20, 21].

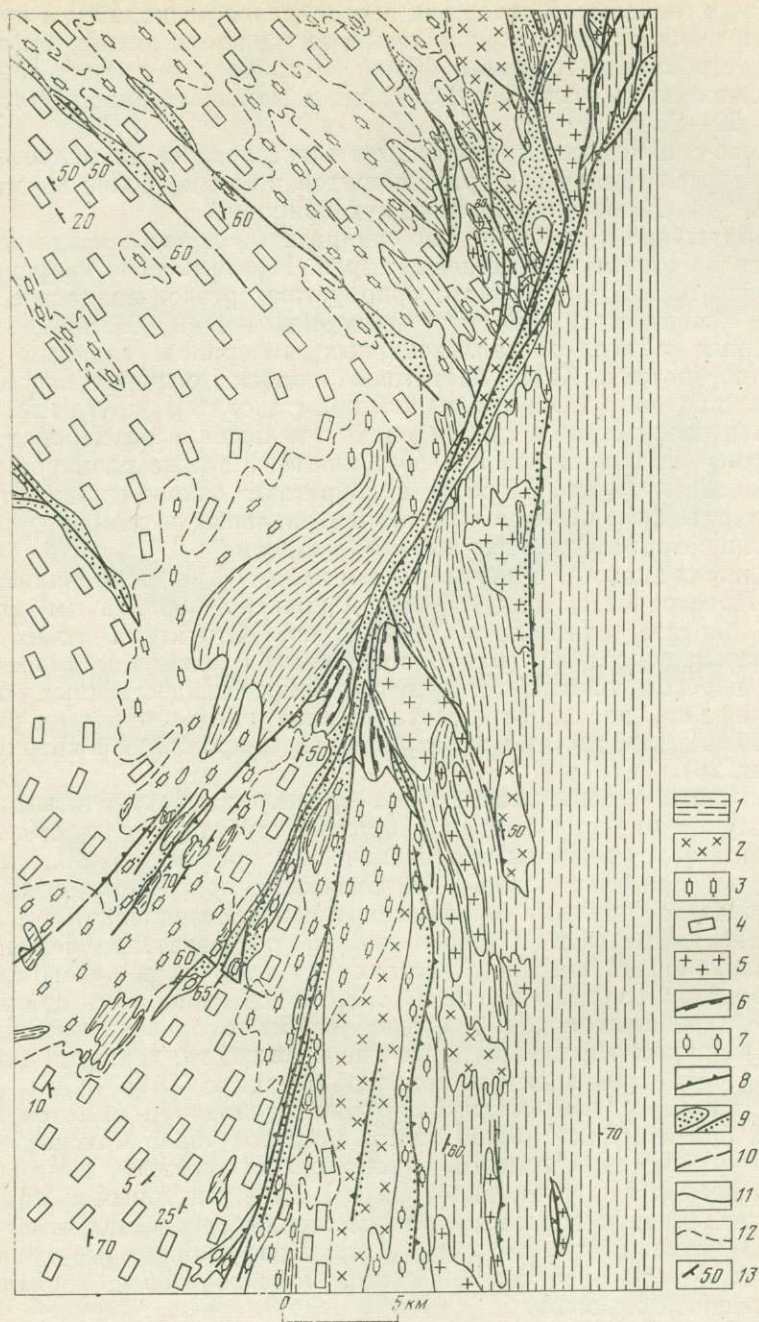
Подобные соотношения позволяют рассматривать гранитизацию и региональный метаморфизм как следствие единого процесса ультраметаморфизма под влиянием потоков глубинных эманаций и тепла.

Приведенные выше сведения о внутреннем строении, минералогическо-петрографических особенностях и условиях формирования пород Кировоградско-Новоукраинского массива определенно указывают на сходство с телами нормальных калиевых гранитоидов орогенных этапов формирования раннедокембрийских складчатых областей и зон докембрийской активизации. Однако этих данных недостаточно для отнесения их к той или другой из указанных формаций. Для этого необходимы дополнительные исследования. Вместе с тем автономность гранитизации и наложенный характер сопряженного регионального метаморфизма свидетельствуют в пользу послеорогенного времени возникновения этих процессов, очевидно, в связи с явлениями протоактивизации.

ЗОНЫ ОЧКОВО-СЛАНЦЕВАТЫХ ПОРОД И БЛАСТОМИЛОНИТОВ

До сих пор речь шла о последовательности и условиях образования гранитоидов в «традиционном» петрологическом плане. А между тем наши наблюдения показывают, что формирование Кировоградско-Новоукраинского массива происходило в напряженной тектонической обстановке, что едва затвердевшие гранитоиды фазы I подверглись мощному протоклазу, а после внедрения интрузивных тел фазы II были превращены в бластомилониты амфиболитовой фации. Именно зоны протоклаза (зоны очково-сланцеватых гранитоидов) и бластомилонитовые швы создают основу разломов, обрамляющих Кировоградско-Новоукраинский массив (фиг. 25).

В северной части площади эти разломы имеют преимущественно субмеридиональное простирание и сосредоточены вблизи контакта гра-



Фиг. 25. Проявление дислокационного метаморфизма в разломах восточной части Кировоградско-Новоукраинского массива

1 — гнейсы; 2 — фации гранитоидов бокового контакта; 3 — фации гранитоидов апикального контакта; 4 — фации гранитоидов центральной части; 5 — равномернозернистые граниты и их тенивые мигматиты; 6 — послонные мигматиты; 7 — очково-сланцеватые гранитоиды; 8 — биотит-амфиболовые blastsомилониты и blastsокатаклазиты; 9 — эпидот-хлоритовые диафториты, милониты и катаклазиты; 10 — разрывные нарушения; 11—12 — геологические границы: 11 — фаз, 12 — фаций; 13 — элементы залегания границы фаций гранитоидов

нитойдов с гнейсами. Южнее они веерообразно расходятся и проникают далеко в глубь массива, подчиняясь в то же время элементам его внутреннего строения и границам фаций. Ширина зон очково-сланцеватых гранитоидов здесь достигает 1,5—2 км, а мощность blastsмилонитовых швов — 20—25 м.

Очково-сланцеватые гранитоиды внешне похожи на мелкозернистые разновидности гранитов и гранодиоритов и только более внимательное изучение доказывает их тектоническую природу.

Приближение к зонам очково-сланцеватых пород прежде всего сказывается на структуре кварцевых зерен. Изометричные кварцевые зерна, свойственные гранитоидам, приобретают резкое волнистое или мозаичное угасание. Появляются межзерновые швы, состоящие из раздробленных и перекристаллизованных минералов, главным образом кварца и биотита. Кварц-биотитовые полоски огибают вкрапленники полевых шпатов, а сами эти выделения становятся округлыми. В дальнейшем невооруженным глазом видно уменьшение размеров и изменение формы вкрапленников полевого шпата, а также размеров и структуры основной массы. Породы приобретают очково-сланцеватую текстуру, характеризующуюся облеканием овальных и ромбовидных зерен полевых шпатов мелкозернистым мезостазисом.

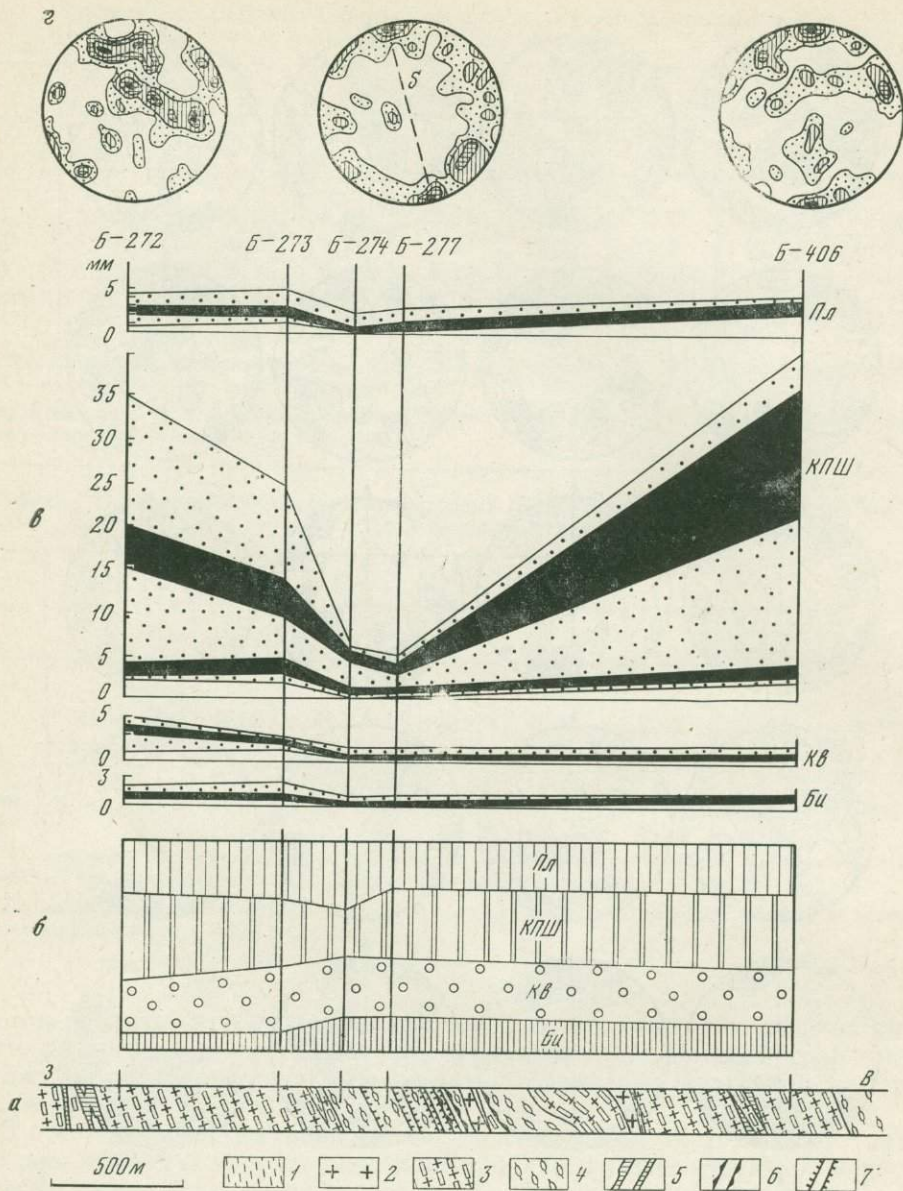
В шлифах видно, что вкрапленники имеют удлиненно-овальные очертания. Пространство между ними заполнено струйчатым агрегатом кварца, биотита, олигоклаза, микроклина. Структура таких очково-сланцеватых пород уже гранобластическая и лепидобластическая. Подобный переход совершается без изменения количественных соотношений минералов, но сопровождается резким уменьшением их размеров. Это особенно заметно для вкрапленников микроклина и кварцевых зерен (фиг. 26).

Развитие в очково-сланцеватых гранитоидах струйчатых текстур, раздробление минералов, гранобластовые структуры с несомненностью указывают на существенные тектонические преобразования, сопровождаемые перекристаллизацией. Тектоническая природа подобных пород подтверждается данными петротектонических исследований.

На диаграмме (фиг. 27) представлены результаты изучения оптической ориентировки кварца в гнейсах, гранитоидах и очково-сланцеватых породах. Образцы гнейсов и гранитоидов отбирались вдали от зон очково-сланцеватых пород. Изучение велось в ориентированных шлифах, вырезанных перпендикулярно гнейсовидности, трахитоидности или сланцеватости породы по общепринятой методике [151].

Для гнейсов и равномернозернистых гранитов и аплитов на диаграммах ориентировки можно видеть большое число максимумов, расположенных без определенной закономерности. Близки к ним по узору диаграммы для гранитоидов фазы I. Но в некоторых из них наблюдается тенденция к поясовому расположению оптических осей вблизи большого круга. В отличие от них все очково-сланцеватые гранитоиды обладают четкой ориентировкой типа R-тектонитов с горизонтально расположенной осью «b».

О разновозрастности очково-сланцеватых гранитоидов и blastsмилонитов свидетельствует тот факт, что первые раскаются равномернозернистыми гранитами фазы II с пегматитами и аплитами, а вторые образуются за счет этих поздних дериватов Кировоградско-Новоукраинского массива. При этом происходит локальная гранитизация и аплитизация более древних тектонитов с постепенным исчезновением их сланцеватости. Внешне аплитизированный очково-сланцеватый гранодиорит похож на среднезернистый лейкократовый гранит с «теневой» текстурой. Под микроскопом видно, что в таких теневых участках мелкозернистая ткань из олигоклаза, кварца и струй биотита с гранобластической структурой содержит реликты «очков» олигоклаза. Вслед-



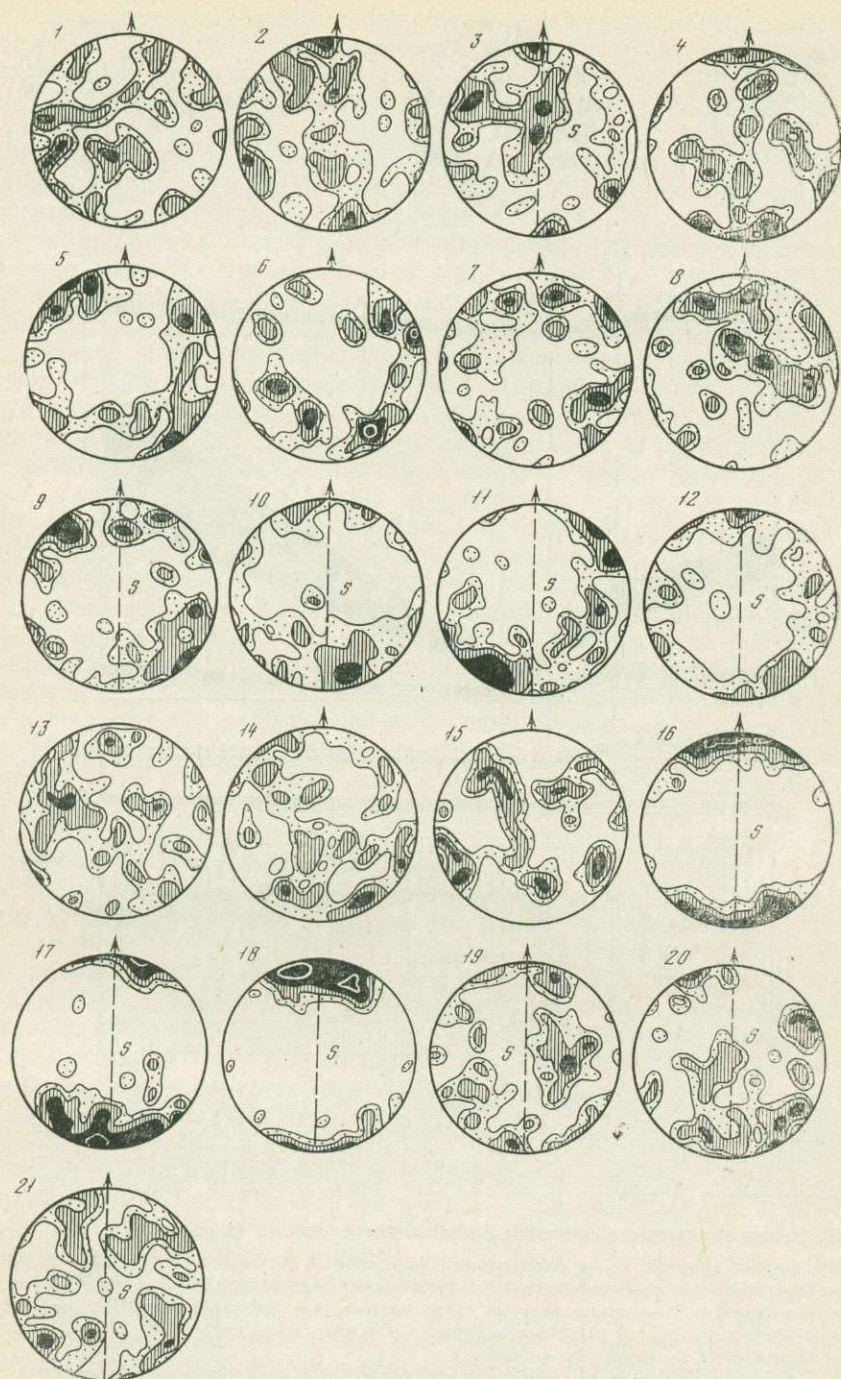
Фиг. 26. Схема внутреннего строения Бобринецкого разлома (в разрезе)

а — геологический профиль; б — количественный минеральный состав тектонитов; в — вариации размеров зерен тектонитов; г — ориентировка оптических осей кварцевых зерен. 1 — гнейсы; 2—4 — граниты: 2 — массивные, 3 — среднезернистые трахитоидные, 4 — очково-сланцеватые; 5 — пегматиты, аплиты; 6 — бластомилониты, бластокатаклазиты; 7 — милониты, катаклазиты. Пл — плагиоклаз; КПШ — микроклин; Кв — кварц; Би — биотит

Вверху в проекции на плоскость разреза изображены диаграммы ориентировки оптических осей кварцевых зерен

ствие аплитизации в этой массе появляются более крупные зерна кварца и микроклина. Микроклин резорбирует с краев олигоклаза «очков» и проникает внутрь в виде мелких вrostков по спайности кристалла. В дальнейшем происходит полное исчезновение сланцеватых текстур. В результате формируется среднезернистый аплит с аллотриоморфной структурой.

Вместе с тем другие жилы пегматитов и аплитов несомненно затронуты более поздними тектоническими воздействиями и превращены в



Фиг. 27. Ориентировка оптических осей кварца в гнейсах, гранитоидах и тектонитах Кировоградско-Новоукраинского массива

1—3 — гнейсы; 4—9 — гранитоиды фазы I: 4 — адамеллит, 5—9 — граниты: 5 — массивный, 6 — неяснотрахитоидный, 7, 8 — среднезернистый и 9 — крупнозернистый трахитоидный; 10—12 — очково-сланцеватые гранитоиды; 10, 11 — гранодиорит, 12 — гранит; 13—14 — равномернозернистые граниты фазы II; 15 — аплит; 16—18 — бластомилониты: 16 — по гнейсу, 17 — по равномернозернистому граниту, 18 — по пегматиту; 19—21 — диафориты: 19 — по бластомилониту, 20 — милонит, 21 — милонит по бластомилониту. Плотность изолиний 1—2—4—8%; S — сланцеватость

Таблица 10. Химический состав плагиоклазов очково-сланцеватых пород и бластомилонитов, вес. %

Окислы	202	274	277	859		409		411	
				1	2	1	2	1	2
CaO	5,26	4,82	5,20	5,68	5,77	3,41	3,36	3,65	3,53
Na ₂ O	9,09	9,75	10,26	9,22	9,14	9,67	10,00	10,29	10,61
K ₂ O	0,13	0,12	0,10	0,06	0,18	0,14	0,10	—	—
Сумма	14,48	14,69	15,56	14,96	15,09	13,22	13,46	13,94	14,14
Ап	36	33	33	38	38	25	25	26	25

202, 274, 277 — очково-сланцеватые породы, мелкие зерна из мезостазиса; 859, 409, 411 — бластомилониты: 1 — мелкое «очко», 2 — зерно из основной ткани

Анализы выполнены В. А. Боронихиным в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР на рентгеновском микроанализаторе MS-46 («Самека»).

Таблица 11. Химический состав кали-натровых полевых шпатов очково-сланцеватых пород и бластомилонитов, вес. %

Окислы	274	277		859		409		411		
		1	2	1	2	1	2	1	2	3
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,60	0,67	0,59	1,01	1,03	0,53	0,66	0,43	1,03	10,06
K ₂ O	15,81	15,73	15,47	14,53	14,86	15,67	15,51	15,75	14,64	0,60
Сумма	16,41	16,40	16,06	15,54	15,89	16,20	16,17	16,18	15,67	10,66

274, 277 — очково-сланцеватые породы: 274 — «очко», 277 — 1 — «очко», 2 — мелкое зерно из мезостазиса; 859, 409, 411 — бластомилониты: 1 — «очко», 2 — мелкое зерно мезостазиса, 411 — 3 — пертит.

Анализы выполнены В. А. Боронихиным в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР на рентгеновском микроанализаторе MS-46 («Самека»).

бластомилониты и бластокатаклазиты. Как правило, эти воздействия более резко выражены на контакте с очково-сланцеватыми гранодиоритами, которые при этом обнаруживают признаки повторной деформации и перекристаллизации [98].

В пегматитах из центральных частей таких жил тектонические воздействия приводят к появлению порфиробластических структур. В порфиробластах присутствуют относительно крупные (до 1—2 см) таблитчатые выделения микроклина, промежутки между которыми заполнены агрегатами почти изометричных зерен кварца, плагиоклаза и пластинок биотита размером до 1 мм. В бластокатаклазитах по пегматитам количество и размер порфиробластов уменьшается, они приобретают округло-таблитчатую форму. Одновременно увеличивается количество и уменьшается размер зерен мезостазиса, структура его становится гетерогранобластовой. Наконец, в собственно бластомилонитах размер зерен мезостазиса измеряется сотыми долями миллиметра. Структура становится гранобластовой или лепидогранобластовой.

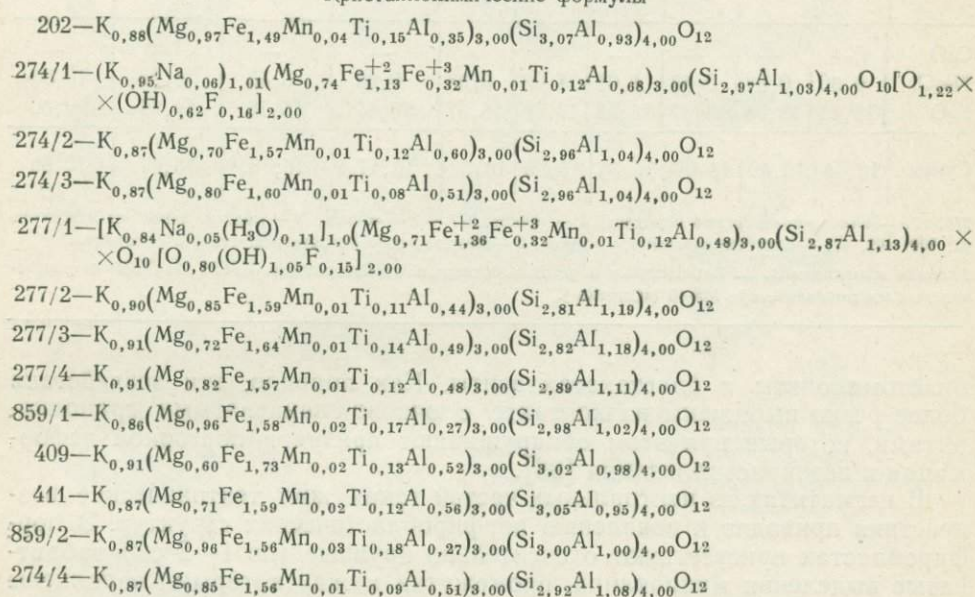
Аналогичные изменения претерпевают и очково-сланцеватые гранодиориты. В них также по направлению к бластомилонитам происходит уменьшение количества и размеров вкрапленников плагиоклаза, а также величины зерен основной ткани.

Была предпринята попытка определить радиологический возраст гнейсов, массивных и очково-сланцеватых гранитоидов и бластомилони-

Таблица 12. Химический состав биотитов из древних тектонитов, вес. %

Окислы	202	274				277				859		409	411
		1	2	3	4	1	2	3	4	1	2		
SiO ₂	39,80	37,35	38,25	38,55	37,98	36,21	36,73	36,45	36,90	38,64	38,83	38,86	39,45
TiO ₂	2,56	1,97	2,02	1,40	1,67	2,05	1,93	2,29	2,08	2,97	3,11	2,21	2,07
Al ₂ O ₃	14,15	18,25	17,93	17,14	17,53	17,16	18,16	18,38	17,16	14,25	13,97	16,33	16,57
Fe ₂ O ₃	23,19	5,32	24,30	24,87	24,05	5,36	24,91	25,42	24,05	24,60	24,20	26,60	24,54
FeO		16,98				20,53							
MnO	0,58	0,20	0,13	0,13	0,12	0,18	0,14	0,14	0,11	0,32	0,40	0,33	0,27
MgO	8,41	6,27	6,07	6,97	7,46	6,03	7,52	6,29	7,07	8,33	8,34	5,18	6,20
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	0,42	—	—	—	0,34	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	9,02	9,35	8,88	8,91	8,91	8,20	9,23	9,22	9,10	8,78	8,89	9,13	8,90
H ₂ O ⁺	—	3,11	—	—	—	3,39	—	—	—	—	—	—	—
F	—	0,64	—	—	—	0,61	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	97,71	99,86	97,58	97,97	97,72	100,06	97,48	98,19	96,47	97,89	97,74	98,64	98,00

Кристаллохимические формулы



202, 274, 277 — очково-сланцеватые породы: 202 — мелкое зерно из шлейфа, 274/1 — валовой состав по данным химического анализа, 274/2 — крупное зерно в мезостазисе; 274/3 — зерно в «очке» микроклина; 274/4 — мельчайшее зерно в мезостазисе; 277/1 — валовой состав по данным химанализа; 277/2 — крупное зерно в мезостазисе; 277/3 — зерно в «очке» микроклина; 277/4 — мельчайшее зерно в [мезостазисе]; 859, 409, 411 — бластомилониты: 859/1 — зерно в «очке» микроклина, 859/2 — мельчайшее зерно в мезостазисе; 409—411 — мелкие зерна в мезостазисе.

Анализы 202, 274_{2,3,4}, 277_{2,3,4}, 859_{1,2}, 409, 411 выполнены В. А. Боронихиным в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР на рентгеновском микроанализаторе MS-46 («Cameca»).

тов К-Аг методом [6]. Для всех этих пород возраст большей частью соответствует среднему протерозою. При этом разброс цифр настолько велик, что не позволяет точно датировать ни фазы гранитообразования, ни этапы деформаций

Количественно-минералогический состав очково-сланцеватых гранитоидов и blastsмилонитов аналогичен составу исходных недеформированных пород. То же самое относится и к полевым шпатам в «очках». Для очково-сланцеватых пород, blastsмилонитов и blastокатаклизитов среднего состава это плагиоклаз, в то время как для более кислых разновидностей обычны кали-натровый полевой шпат. Нередко в последнем встречаются таблички плагиоклаза, листочки биотита и зернышки кварца.

В рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР В. А. Борониным на рентгеновском микроанализаторе MS-46 («Самека») было проведено определение составов плагиоклазов, кали-натровых полевых шпатов и биотитов из очково-сланцеватых пород и blastsмилонитов (табл. 10—12). Составы плагиоклазов «очков» согласуются с определениями оптическими методами (олигоклаз № 27—30) и вполне подобны зернам мезостазиса для каждого образца. Такие плагиоклазы характерны для соответствующих по количественно-минералогическому составу типов гранитоидов.

Приведенные значения K_2O , Na_2O и CaO характеризуют состав кали-натрового полевого шпата в оптически гомогенной части кристалла. Содержание в нем альбитового минерала не превышает 5—6%. Однако обычно кали-натровый полевой шпат содержит пертиты в виде «шнурков» и «волоконцев» в количестве 25—30% объема зерна. Состав пертита — почти чистый альбит (ан. 411/3). Таким образом, составы пертитового калиевого полевого шпата вполне сопоставимы с микроклином гранитоидов массива (см. табл. 5).

Биотит в очково-сланцеватых гранитоидах встречается как в более крупных зернах, окруженных шлейфом мелких пластинок, так и в относительно мелких зернах, заключенных в «очках» полевого шпата. В blastsмилонитах он образует мельчайшие зерна, сопоставимые по размерам с пластинками шлейфа очково-сланцеватых пород. Вариации составов биотита в зернах различного размера незначительны для каждого из образцов и близки к валовому составу по данным химического анализа.

В то же время такие параметры, как железистость биотита, его глиноземистость, варьируют в разных по составу очково-сланцеватых породах и blastsмилонитах (фиг. 18). Однако из диаграммы видно, что по соотношению названных параметров биотиты исследованной группы подобны биотитам гранитоидов соответствующих им по количественному соотношению минералов.

Приведенные данные по составам минералов древних тектонитов подтверждают, что тектоническая переработка гранитоидов происходила без сколько-нибудь существенного привноса вещества и совершалась в тех же термодинамических условиях амфиболитовой фации.

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕКТОНИТОВ ПРИ ДИАФТОРЕЗЕ

Очково-сланцеватые гранитоиды, blastsмилониты и blastокатаклизиты во многих разломах затронуты более поздними процессами диафтореза, сопровождавшимися массовым дроблением, катаклизом и милонитизацией пород, что существенно затушевывает их первичные структуры.

Во внешних частях диафторитов, наложенных на очково-сланцеватые граниты, невооруженный глаз прежде всего фиксирует появление зеленого оттенка пород. Но очково-сланцеватая текстура видна очень хорошо. Она без труда распознается и под микроскопом, однако «очки» полевых шпатов и основная ткань частично раздроблены. По листочкам биотита образуются псевдоморфозы хлорита. Олигоклаз в значительной степени деанортитизируется, микроклин остается свежим. Тонкие извилистые прожилки, выполненные эпидотом, хлоритом, кварцем,

альбитом и гематитом, отчетливо рассекают сланцеватость. Интенсивность дробления и диафтореза увеличивается по направлению к зонам милонитов, которые представляют зеленые сланцеватые породы. Под микроскопом сланцеватость определяется многократным чередованием кварцевых, существенно полевошпатовых и эпидот-хлоритовых полосок. Изредка в сланцеватой хлоритовой массе сохраняются реликты биотита. Размеры зерен обычно измеряются тысячными и сотыми долями миллиметров.

При наложении диафтореза на бластомилониты и бластокатаклазиты образуются микробрекчи. Обломки занимают 60—70% объема, имеют остроугольную форму, чаще всего призматическую или клиновидную. Размеры их от 1 до 15 мм в длину. Иногда это осколки «очков», но чаще фрагменты струйчатого мезостазиса бластомилонитов. Они частично изменены — биотит хлоритизирован, олигоклаз деанортитизирован и содержит скопления эпидота. Цемент представляет тонкозернистую (0,01—0,06 мм) существенно альбитовую массу мозаичной структуры, в которой рассеяны сгустки эпидотовых зернышек и мелкие неправильные выделения кварца. Цемент имеет красноватую окраску, обусловленную примесью гематита.

Таким образом, диафторез сопровождался хрупкими деформациями с разрушением очково-сланцеватых структур гранитоидов, бластомилонитов и бластокатаклазитов.

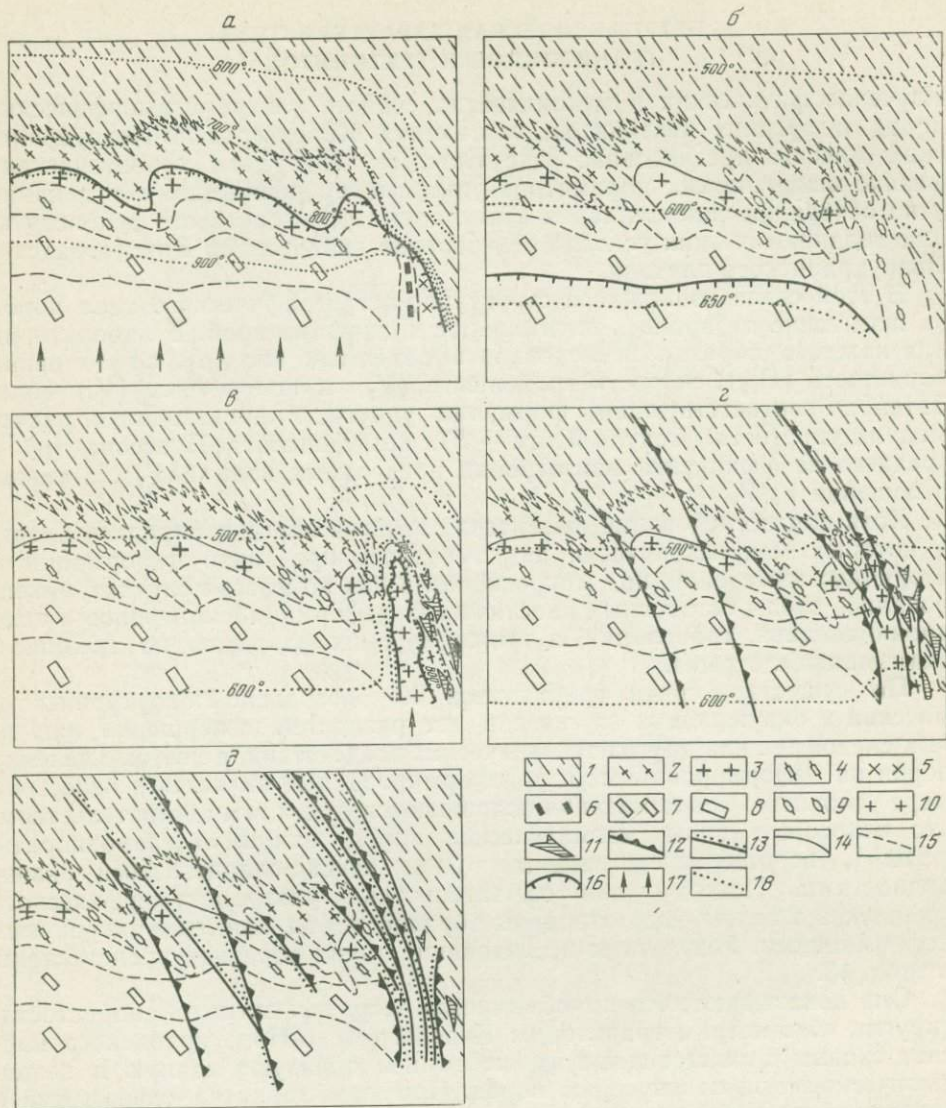
Совершенно неожиданные результаты дало микроструктурное изучение эпидот-хлоритовых милонитов и катаклазитов, образованных за счет очково-сланцеватых пород и бластомилонитов. Учитывая несомненные признаки интенсивных тектонических деформаций и глубокого преобразования минерального вещества этих пород, можно было предполагать в них резкую ориентировку кварцевых зерен. Но картина оказалась иной. На диаграммах видны либо расплывчатые пояса типа R-тектонита, либо полное отсутствие какой-либо закономерности в ориентировке оптических осей кварца (см. фиг. 27). Обращает на себя внимание то, что кварцевые струйки имеют такие же очертания, как и в бластомилонитах и бластокатаклазитах. Это заставляет предполагать унаследованность сланцеватости милонитов и катаклазитов. Но форма кварцевых зерен здесь иная — не удлиненная, а изометричная. Не столь резко выражено и волнистое угасание кварца. Кроме того, он присутствует в виде жилок и прихотливо оконтуренных сгустков. Подобные формы нахождения и исчезновение ориентировки оптических осей кварцевых зерен являются, очевидно, следствием перекристаллизации и частичного переотложения кварца в процессе диафтореза.

СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КИРОВОГРАДСКО-НОВОУКРАИНСКОГО МАССИВА

Приведенные выше геологические и петрологические данные позволяют построить общую модель формирования Кировоградско-Новоукраинского массива (фиг. 28).

В фазу I устанавливается принципиальное различие гранитообразования в области апикального и бокового контактов. В зоне апикального контакта плавлению гнейсов предшествует их метасоматическое изменение с привнесением калия и выносом железа, магния, кальция. На боковом контакте происходит анатексис неизмененных гнейсов. Соответственно возникают гранитная и гранодиоритовая магмы. Взаимодействие между ними приводит к появлению гибридных адамеллитов.

Кристаллизация массива происходит в условиях больших сжимающих усилий, которые определяют гармоничные соотношения гранитоидов и гнейсов и образование мощных зон очково-сланцеватых пород при температуре порядка 600°.



Фиг. 28. Общая схема формирования Кировоградско-Новоукраинского массива (в разрезе)

a — гранитоиды фазы I; *б* — зоны очково-сланцеватых гранитоидов; *в* — гранитоиды фазы II; *г* — зоны бластомилонитов; *д* — зоны катаклаза и диафореза. 1 — гнейсы; 2 — мигматиты; 3—4 — граниты: 3 — массивные, 4 — неяснотрахитондные; 5 — гранодиориты, тоналиты; 6 — адамеллиты; 7, 8 — граниты трахитондные: 7 — среднезернистые, 8 — крупнозернистые; 9 — зоны очково-сланцеватых гранитоидов; 10 — граниты равномернозернистые; 11 — пегматиты, аплиты; 12 — бластомилониты, бластокатаклазиты; 13 — катаклазиты, диафориты; 14—15 — геологические границы: 14 — гранитоидных тел, 15 — фаций гранитоидов; 16 — контур магматической камеры; 17 — гранитизирующие растворы; 18 — изотермы

Формирование гранитоидов фазы II, пегматитов и аплитов сопровождается подъемом геоизотерм и заканчивается появлением бластомилонитовых зон при некотором уменьшении всестороннего сжатия и температур.

Катаклаз и зеленокаменные изменения наложены на все более ранние структуры и отражают принципиально иную обстановку деформаций ультраметаморфических пород.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ И ТЕКТОНИТОВ

Изучение физических и механических свойств ультраметаморфических пород и древних тектонитов, слагающих Кировоградско-Новоукраинский массив, преследовало две главные цели: дать характеристику физико-механических параметров ультраметаморфических образований и на основании сопоставления этих параметров произвести реконструкцию геодинамических условий становления гранитоидов Кировоградско-Новоукраинского плутона.

В этой связи из каждого структурно-петрографического типа пород на испытание отбиралось оптимальное количество проб. В лаборатории для каждого образца исследовались объемный вес (ρ), эффективная пористость ($P_{эф}$), скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн. Затем по соответствующим формулам упругости производился расчет модуля упругости (модуля Юнга — E), коэффициента Пуассона (μ) и среднего коэффициента анизотропии продольных волн (AV_p), а также отношения V_p/V_s .

Хотя для исследований физических свойств пород отбирались блоки, в которых макроскопически не отмечалось признаков деформации и вторичных изменений, под микроскопом в них во многих случаях фиксировались следы остаточных пластических деформаций минералов в виде двойникования, трансляции, а также хрупких разрывов по трещинам скалывания и отрыва.

По существу, среди гранитоидов Кировоградско-Новоукраинского массива и окружающих их гнейсов нет разностей, совершенно лишенных следов тех или других тектонических воздействий, и поэтому деление пород на деформированные и недеформированные является в известной мере условным. Сопоставления осложняются еще и тем обстоятельством, что некоторые типы магматических пород, например гранодиориты фазы I, вообще представлены только очково-сланцеватыми разновидностями. Поэтому для характеристики ультраметаморфического комплекса в целом были отобраны образцы пород, наименее затронутых деформациями. Результаты исследований таких образцов представлены в табл. 13.

Они показывают, что по объемному весу, эффективной пористости, упругим параметрам гранитоиды Кировоградско-Новоукраинского массива сходны с вмещающими их гнейсами и образуют единую в петрофизическом отношении серию пород. При этом характер деформаций и сочетания петрофизических свойств у разных пород несколько варьируют.

В гнейсах зерна породообразующих минералов обнаруживают признаки слабых деформаций. В зависимости от количества биотита объемный вес гнейсов меняется от 2,64 до 2,72 г/см³. В гнейсах отмечается также большой разброс пористости (0,37—2,23%) при среднем значении 1,08%. Судя по высокому значению скорости $V_p=5,20$ км/сек, в гнейсах в процессе метаморфизма и деформационных изменений не произошло значительных межзерновых разуплотнений. Правда, в некоторых образцах скорость продольных волн понижена до 3,72 км/сек, что связано с деформационным разуплотнением и подтверждается более высокой пористостью. Анизотропия AV_p в гнейсах достигает 14,5% в связи с их кристаллически-сланцеватой текстурой.

В минералах средне-мелкозернистых массивных гранитов по сравнению с другими разновидностями гранитоидов отмечается меньше деформаций. В кварце они проявлены в виде расположения газожидких включений субпараллельными цепочками. Изредка зерна кварца распадаются на блоки. При этом каждый блок имеет свое погасание. Значительные колебания объемного веса (2,57—2,69 г/см³)

Таблица 13. Петрофизические свойства недеформированных ультраметаморфических пород

Порода	ρ , г/см ³	$P_{эф}$, %	V_p , км/сек	V_s , км/сек	$E \cdot 10^5$, кг/см ²	μ	Анизотропия AV_p , %	V_p/V_s
Гнейсы	$\frac{2,66}{2,64-2,72}$	$\frac{1,08}{0,37-2,23}$	$\frac{5,20}{3,72-5,90}$	$\frac{3,03}{2,06-3,53}$	$\frac{6,41}{2,88-8,38}$	$\frac{0,23}{0,18-0,29}$	14,5	1,71
Средне-мелкозернистые массивные граниты	$\frac{2,60}{2,57-2,69}$	$\frac{1,06}{0,81-1,27}$	$\frac{5,07}{4,75-6,28}$	$\frac{2,84}{1,93-3,37}$	$\frac{5,39}{2,75-7,09}$	$\frac{0,26}{0,14-0,35}$	9,3	1,78
Граниты неяснотрахитоидные	$\frac{2,62}{2,61-2,63}$	$\frac{0,81}{0,53-1,18}$	$\frac{5,28}{4,87-5,55}$	$\frac{2,92}{2,82-3,05}$	$\frac{5,88}{5,62-6,43}$	$\frac{0,26}{0,14-0,31}$	11,4	1,86
Адамеллиты	$\frac{2,68}{2,65-2,72}$	$\frac{0,89}{0,71-0,93}$	$\frac{4,59}{3,95-5,80}$	$\frac{2,65}{2,45-3,18}$	$\frac{5,17}{3,59-6,55}$	$\frac{0,21}{0,19-0,23}$	12,2	1,73
Граниты среднезернистые трахитоидные	$\frac{2,64}{2,62-2,67}$	$\frac{0,75}{0,39-0,98}$	$\frac{5,02}{4,63-5,41}$	$\frac{2,78}{2,60-2,88}$	$\frac{5,33}{4,56-5,97}$	$\frac{0,26}{0,20-0,30}$	13,1	1,80
То же, крупнозернистые	$\frac{2,64}{2,59-2,67}$	$\frac{0,90}{0,56-1,12}$	$\frac{4,33}{3,42-5,06}$	$\frac{2,46}{1,93-2,97}$	$\frac{4,02}{2,56-5,85}$	$\frac{0,26}{0,22-0,32}$	10,7	1,76
Граниты равномернозернистые	$\frac{2,63}{2,61-2,65}$	$\frac{0,74}{0,50-1,08}$	$\frac{5,08}{4,85-5,54}$	$\frac{2,91}{2,69-3,14}$	$\frac{5,98}{5,35-7,52}$	$\frac{0,25}{0,17-0,30}$	7,4	1,74
Пегматиты	$\frac{2,63}{2,59-2,68}$	$\frac{0,62}{0,36-0,89}$	$\frac{5,01}{4,45-5,57}$	$\frac{3,14}{2,95-3,32}$	$\frac{6,63}{5,12-8,13}$	$\frac{0,17}{0,10-0,23}$	6,4	1,60

связаны с неравномерным распределением граната в породе. Как и в гнейсах, средний показатель пористости равен 1,06%. Относительно высокие значения скорости V_p и небольшая анизотропия (9,3%) свидетельствуют о слабой нарушенности этих пород.

Неяснотрахоитовидные граниты по сравнению с массивными гранитами претерпели несколько большие деформации. Во многих зернах плагноклазов двойниковые пластинки изогнуты. Газово-жидкие включения выстроены прямолинейными цепочками в плоскостях наибольших скальвающих напряжений. По среднему объемному весу, равному $2,62 \text{ г/см}^3$, это нормальные граниты. Пористость их несколько меньше, чем в массивных гранитах, и равна 0,81% при разбросе 0,53—1,18%. В то же время скорость продольных волн в неяснотрахоитовидных гранитах несколько выше — 5,28 км/сек. Анизотропия AV_p в них также выше — 11,4%.

Под микроскопом в минералах, слагающих адамеллиты, преимущественно отмечаются элементы пластических деформаций в виде двойникового, а в кристаллах кварца — пластинкового, что заметно по полоскам Бема. Хрупкие разрушения представлены мелкими, не выходящими за пределы отдельных зерен трещинами скалывания. Адамеллиты отличаются незначительными колебаниями в объемном весе ($2,65$ — $2,72 \text{ г/см}^3$). По сравнению с массивными гранитами в них также фиксируется уменьшение пористости (0,89%) и скорости V_p (4,59 км/сек), а также возрастание анизотропии AV_p (12,2%). Вероятно, при деформации адамеллитов имело место ослабление межзерновых связей, что привело к понижению скорости V_p .

Граниты среднезернистые трахоитовидные относительно мало затронуты деформационными преобразованиями. В зернах кварца отмечается слабое облачное угасание. Кроме того, в зернах кварца и полевого шпата газово-жидкие включения расположены субпараллельными цепочками. Объемный вес пород в среднем равен $2,64 \text{ г/см}^3$, пористость 0,75%, скорость продольных волн 5,02 км/сек. Анизотропия скорости AV_p достигает 13,1%. По физическим параметрам среднезернистые трахоитовидные граниты близки к неяснотрахоитовидным разновидностям.

В минералах крупнозернистых трахоитовидных гранитов отмечается слабое развитие элементов пластических деформаций. Для них более характерны хрупкие разрушения. Например, в зернах полевого шпата часто наблюдаются многочисленные субпараллельные трещины скалывания, разбивающие кристаллы на пластинки. Иногда трещины скалывания под углом пересекаются трещинами отрыва. Во многих кристаллах обычно прослеживается сетка беспорядочных трещин скола. Объемный вес гранитов выдержан и колебания его не превышают $2,59$ — $2,67 \text{ г/см}^3$ при среднем показателе $2,64 \text{ г/см}^3$. Средняя пористость равна 0,90% с колебаниями 0,56—1,12%. Некоторое увеличение пустотности пород связано с хрупкими разрывами. Это подтверждается низким показателем скорости V_p , в среднем равным 4,33 км/с. Соответственно модуль Юнга понижен до $4,02 \text{ кГ/см}^2$, тогда как в других структурных разновидностях гранитов он превосходит $5,0 \text{ кГ/см}^2$. В изученных образцах зафиксирована сравнительно высокая анизотропия скорости AV_p (10,7%).

Граниты равномернозернистые в основном несут следы слабых пластических деформаций, которые выражаются облачным угасанием зерен кварца и полевого шпата. Иногда зерна кварца распадаются на блоки. Пористость равномернозернистых гранитов в среднем равна 0,74% с разбросом от 0,50 до 1,08%. Средний объемный вес $2,63 \text{ г/см}^3$ с колебаниями $2,61$ — $2,65 \text{ г/см}^3$. Средняя скорость продольных волн равна 5,08 км/сек. Анизотропия скорости AV_p не превышает 7,4%.

Пегматиты также претерпели деформационные изменения. В кварце они проявлены в виде облачного угасания. Значительное развитие

получили сколовые микротрещины. Средний объемный вес пегматитов $2,63 \text{ г/см}^3$, пористость $0,62\%$ — минимальная среди изученных пород. Относительно высокая скорость V_p (5, 10 км/сек) показывает, что формирование пегматитов происходило при больших нагрузках. Это подтверждается значением модуля Юнга ($E=6,63 \text{ кГ/см}^2$), самым высоким из всех изученных пород.

Как было показано выше, сланцеватые гранитоиды, бластомилониты и бластокатаклазиты образовались путем пластической деформации, перекристаллизации горных пород в температурных границах амфиболитовой фации. Отличие их от исходных пород определяется прежде всего текстурно-структурными признаками, включая закономерную ориентировку кварцевых зерен.

В противоположность разрывным нарушениям близповерхностного типа — зонам брекчирования и трещиноватости, для которых типично массовое дробление и резкое увеличение пористости, тектониты из зон протоклаза и бластомилонитизации по петрофизическим свойствам оказываются очень близкими к исходным ультраметаморфическим породам (табл. 14).

В очково-сланцеватых гранодиоритах эффективная пористость составляет всего $0,59\%$, средняя скорость продольных волн $V_p=5,21 \text{ км/сек}$, а анизотропия $AV_p=10,7\%$. В зонах протоклаза трахитоидных гранитов эти параметры остаются в тех же пределах, которые свойственны исходным породам.

Для относительно более поздних бластомилонитов и бластокатаклазитов характерны более широкие вариации петрофизических свойств, свидетельствующие о других условиях их образования и другом типе деформационных преобразований.

В шлифах бластокатаклазитов по равномернозернистым гранитам отмечается широкое развитие в минералах трещин скалывания, по которым происходили перемещения с образованием тонкоперетертого и перекристаллизованного материала. Обычно наблюдается несколько систем пересекающихся трещин. Пористость этих тектонитов в среднем равна $1,62\%$ с колебаниями от $0,61$ до $2,28\%$. Вдали от разломов в тех же гранитах пористость в 2 раза ниже. Такая деформация сказалась и на понижении скорости продольных волн ($4,71 \text{ км/сек}$). Происходившая при этом перекристаллизация все же не могла создать прочный скелет деформированной породы. Модуль Юнга и коэффициент Пуассона также имеют пониженное значение. В бластомилонитах по равномернозернистым гранитам фиксируются дальнейшее уменьшение объемного веса ($2,58 \text{ г/см}^3$), скорости V_p ($4,56 \text{ км/сек}$) и увеличение пористости ($1,86\%$). Бластокатаклаз и бластомилонитизация пегматитов также сопровождались увеличением пористости и падением скорости по сравнению с исходными породами.

Петрофизические данные показывают резкое различие в условиях образования разных тектонитов. Так, очково-сланцеватые разности трахитоидных гранитов, а также бластомилониты и бластокатаклазиты по среднезернистым трахитоидным гранитам образовались примерно на тех же глубинах, что и гранитоиды фазы I. Возникновение очково-сланцеватых структур с сильно выраженной упругой анизотропией связано со значительным увеличением давления по одной из осей. В силу больших литостатических давлений деформация пород совершалась в пластическом режиме, что почти не влияло на увеличение порового пространства. А для образования очково-сланцеватых гранодиоритов литостатические давления должны были быть еще больше тех, при которых произошло становление гранитов фазы I. Формирование же бластомилонитов по равномернозернистым гранитам и даже пегматитам сопровождалось деформацией в хрупком режиме и неравномерно в пространстве, что привело к значительному разбросу физических

параметров. Достаточно указать, что колебания пористости в них составляют 3,5 раза, а скорости V_p — 1,4 раза. Среднее значение пористости для бластотектонитов по равномернозернистым гранитам соответствует породам, которые образуются при литостатических давлениях на уровне мезоабиссальной фации.

Изменения физических свойств при катаклазе и диафторезе приведены в табл. 15. Для всех разностей пород, затронутых этим процессом, отмечается возрастание скорости V_p . Следовательно, несмотря на дробление и катаклаз, вторичные изменения залечивали возникшие разрывы настолько, что порода становилась не только более плотной, но и более сцементированной. Последнее обстоятельство способствует повышению скоростей упругих волн. Пористость во всех случаях ниже, чем в ультраметаморфических образованиях сходного состава.

Приведенные петрофизические данные позволяют сделать ряд общих выводов об условиях формирования гранитоидов Кировоградско-Новоукраинского массива.

Глубина формирования всех структурных разновидностей в целом определяется уровнем абиссальной фации. В процессе кристаллизации гранитоидной магмы тектоническая обстановка была беспокойной, о чем свидетельствуют многочисленные деформационные изменения в минералах. Протодеформационные преобразования могли происходить только после того, как массив стал упруго реагировать на напряжения как твердое неостывшее тело. Именно этим объясняются структурно-текстурные особенности гранитоидов массива. Действовавшие напряжения были неравномерно-всесторонними, т. е. неоднородными по осям. Но неоднородность была не столь велика, чтобы вызвать разрушение деформируемого объема. В силу упругой анизотропности минералов напряжения концентрировались на локальных участках и приводили к деформации отдельных минералов [89]. Следствием неравномерно-всесторонних напряжений было общее уплотнение твердого каркаса пород, что подчеркивается увеличением отношения V_p/V_s [86]. Для гранитоидов плутона и гнейсов отношение V_p/V_s не опускается ниже 1,71 (см. табл. 13). В гранитоидах, деформированных с преимущественным развитием сдвиговых или разрывных нарушений, наоборот, увеличивается энергия сдвиговых волн, и отношение V_p/V_s понижается.

Таким образом, формирование гранитоидов Кировоградско-Новоукраинского плутона происходило под действием длительных неравномерно-всесторонних напряжений. Небольшие превышения давлений по одной из осей приводили к развитию в породах протодеформаций. Этот процесс длился до полного остывания закристаллизованного объема. Для всего плутона характерна деформация пластического течения, происходившая за счет частичного уменьшения пористости. Это явление было воспроизведено также экспериментально в условиях неравномерного сжатия [89]. Именно поэтому, несмотря на развитие в гранитоидах нарушений в виде трещин, упругие характеристики всех структурных разновидностей сближены и довольно высоки, за исключением анизотропии скорости AV_p , что видно из сводной табл. 16. Отсюда следует, что сила сцепления между нарушенными частями из-за большого литостатического давления регенерировалась. В физике твердого тела процесс после предела текучести носит название упрочнения. Очевидно, здесь мы тоже имеем дело с упрочнением для всех гранитоидов массива. Изменчивость коэффициента анизотропии в целом отражает вариации структурных преобразований во времени под действием стрессовых напряжений.

Все структурные разновидности по пористости можно разделить на две группы. Так, граниты массивные, неяснотрахитоидные и средне- и крупно-зернистые трахитоидные, адамеллиты имеют более высокие значения этого параметра (0,75—1,06%), чем равномернозернистые граниты

Таблица 14. Петрофизические свойства очково-сланцеватых гранитоидов, бластомилонитов и бластокатаклизитов

Тектониты	Исходные породы	ρ , г/см ³	$\Pi_{\text{эф}}$, %	V_p , км/сек	V_s , км/сек	$E \cdot 10^8$, кг/см ²	μ	Анизотропия AV_p , %	V_p/V_s	
Очково-сланцеватые гранитоиды	Гранодиориты	2,69	0,59	5,21	2,77	5,54	0,29	10,7	1,88	
		2,69—2,70	0,48—0,71	5,0—5,42	2,75—2,79	5,47—5,45	0,26—0,32			
	Граниты трахитоидные	2,65	0,87	4,90	2,66	4,84	0,27	16,1	1,84	
		2,64—2,66	0,65—1,02	4,56—5,24	2,65—2,68	4,53—5,16	0,23—0,32			
Бластокатаклизиты и бластомилониты	Граниты среднезернистые трахитоидные	2,66	0,89	5,00	3,06	6,12	0,20	9,3	1,63	
		2,64—2,69	0,85—0,92	4,86—5,15	3,01—3,11	5,89—6,35	0,19—0,21			
	Граниты равнозернистые	Бластокатаклизиты	2,60	1,62	4,71	2,90	5,49	0,19	5,0	1,62
			2,57—2,65	0,61—2,26	4,19—5,24	2,55—3,25	4,17—6,82	0,18—0,20		
		Бластомилониты	2,53	1,86	4,56	2,87	5,15	0,17	5,3	1,59
			2,51—2,61	1,00—3,55	3,78—5,26	2,42—3,19	3,54—6,67	0,13—0,21		
	Пегматиты		2,60	1,08	4,72	2,76	4,99	0,23	22,0	1,71
			2,57—2,63	0,61—1,84	4,36—4,95	2,74—2,82	4,74—5,25	0,17—0,28		

Таблица 15. Изменение петрофизических свойств горных пород при катаклазе и диафторезе

Порода	Степень изменения	ρ , г/см ³	$\Pi_{\text{эф}}$, %	V_p , км/сек	V_s , км/сек	$E \cdot 10^8$, кг/см ²	μ	Анизотропия AV_p , %
Гнейсы	Слабая	2,71	0,58	5,77	3,47	8,15	0,21	5,9
		2,63—2,82	0,38—0,85	5,04—6,17	3,10—3,69	6,12—9,57	0,20—0,25	
Граниты очково-сланцеватые	Сильная	2,71	0,96	5,82	3,51	8,41	0,21	4,1
		2,47—2,91	0,47—2,09	5,40—6,06	3,23—3,75	7,58—9,67	0,18—0,25	
Пегматитовая	Сильная	2,65	0,67	5,89	3,52	8,12	0,21	5,1
		2,58—2,71	0,36—1,20	5,61—6,22	3,44—3,59	7,80—8,38	0,17—0,26	
	Сильная	2,62	0,56	5,38	3,24	6,89	0,21	11,26
		2,59—2,66	0,39—0,76	4,84—5,98	2,82—3,64	5,25—8,59	0,20—0,24	

Таблица 16. Сводные данные по петрофизическим свойствам ультраметаморфических пород и тектонитов

Порода	ρ , г/см ³	$\Pi_{эф}$, %	V_p , км/сек	V_s , км/сек	$E \cdot 10^8$, кг/см ²	μ	Анизотропия, V_p/V_s , %	V_p/V_s
Гнейсы	2,66	1,08	5,20	3,03	6,41	0,23	14,5	1,72
Гранитоиды I фазы	2,63	0,70	4,74	2,65	4,92	0,25	15,8	1,79
Очково-сланцеватые граниты	2,67	0,73	5,05	2,72	5,19	0,28	12,9	1,86
Равномернозернистые граниты	2,63	0,74	5,08	2,91	5,98	0,25	7,4	1,74
Пегматиты	2,63	0,62	5,01	3,14	6,63	0,17	6,4	1,65
Бластомилониты	2,61	1,45	4,75	2,84	5,59	0,18	6,5	1,67
Диафориты	2,67	0,69	5,72	3,43	7,89	0,21	6,6	1,67

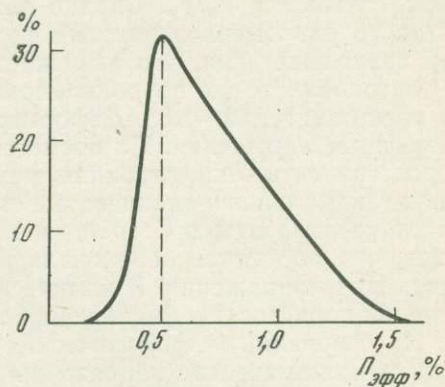
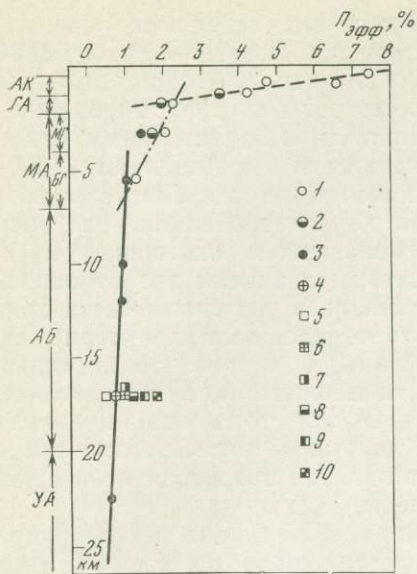
и пегматиты (0,62—0,74%). Для последних характерны и более низкие показатели анизотропии. Следовательно, в первый более длительный интервал времени формирование плутона происходило при несколько большей разнице напряжений по главным осям. К периоду формирования равномернозернистых гранитов поле напряжений было более однородным по осям с увеличением литостатического давления.

Можно считать установленным, что породы сходного петрографического состава, сформированные в разных условиях, заметно отличаются по физическим свойствам [85, 87, 91, 194]. Обобщение эмпирических данных по пористости пород кислого ряда показывает, что этот параметр зависит от глубины кристаллизации интрузивных тел и закономерно уменьшается по мере возрастания литостатического давления (фиг. 29).

Дальнейшие структурно-деформационные преобразования в твердом состоянии связаны с повышенными, т. е. превышающими литостатическую нагрузку, напряжениями по одной из осей. Хотя это приводит к деформации породы с общим уменьшением порового пространства, однако понижение не настолько велико (в среднем 16—18%), чтобы перекрывало средний показатель пористости в породах более глубокой фации, где это различие составляет 30% и более. Деформация происходит без перестройки общего структурного облика пород.

Это положение подтверждается экспериментальными данными по деформации гранитов в условиях неравномерного сжатия [88, 89]. Недеформированные граниты мезоабиссальной фации с исходной общей пористостью 2,07% и эффективной 1,78% помещались в камеру, в которой создавалось гидростатическое давление 1500 кг/см². Дополнительно к образцам прикладывалась осевая нагрузка, в 1,5—3 раза превышающая гидростатическое сжатие. После деформации граниты сохранили внешне кристаллическое сложение и имели общую пористость 1,58—1,80%, а эффективную 1,39—1,48%. Эффективная пористость деформированных в камере гранитов по своему значению очень близка к показателю пористости (1,54%) для гранитоидов менее глубоких разностей мезоабиссальной фации, прошедших стадию однородного течения при сжимающих напряжениях в природных условиях. Несмотря на значительные превышения осевого давления (2700—4500 кг/см²) над всесторонним сжатием, уменьшение пористости после деформации составляло 17—22%, что довольно близко к данным, полученным эмпирическим путем. Эти эксперименты лишней раз подтверждают ведущую роль литостатического давления на показатель пористости.

Как показано выше, все структурно-текстурные разновидности гранитоидов Кировоградско-Новоукраинского массива прошли в той или иной мере стадию деформационных преобразований с общим большим или меньшим уплотнением кристаллического каркаса. Это привело к занижению показателя пористости. Эффективная пористость по масси-



Фиг. 29. Зависимость эффективной пористости ($P_{эфф}$) от фаций глубинности кислых пород [63]

Фации: АК — акробиссальная; ГА — гипабиссальная; МА — мезоабиссальная с подфациями менее глубинной (МГ) и более глубинной (БГ); АБ — абиссальная; УА — ультраабиссальная. Эффективная пористость пород: 1 — недеформированных; 2 — деформированных при сдвиге; 3 — деформированных при пластическом течении; 4 — всех разновидностей гранитоидов Кировоградско-Новоукраинского массива; 5 — очково-сланцеватых гранодиоритов; 6 — очково-сланцеватых гранитов; 7 — blastomylonites и blastokataklazites по среднезернистым трахитоидным гранитам; 8 — равнозернистых гранитов; 9 — blastomylonites; 10 — blastokataklazites по равномернозернистым гранитам

Фиг. 30. Вариации эффективной пористости гранитоидов и тектонитов Кировоградско-Новоукраинского массива

ву меняется от 0,16 до 1,57%. Среднее арифметическое значение пористости по всему массиву из 183 частных определений равно 0,70%. Наиболее вероятное значение этого параметра, исходя из асимметричной кривой плотности распределения (фиг. 30), укладывается в интервале 0,5—0,7% с максимумом 0,5%. Асимметричность графика отражает неравномерность уплотнения разных структурных разновидностей гранитов.

Таким образом, исходная расчетная пористость для гранитоидов массива будет оцениваться в 0,6—0,84%. Это значение пористости гораздо ниже, чем в гранитоидах мезоабиссальной фации, но выше, чем в ультраабиссальных гранитоидах (см. фиг. 29). В целом показатель пористости гранитоидов Кировоградско-Новоукраинского массива соответствует степени уплотнения, характерной для напряжений, существующих в условиях амфиболитовой фации. Если для всего массива гранитоидов принять показатель пористости, равный 0,70%, то, исходя из кривой изменения пористости с глубиной, уровень формирования Кировоградско-Новоукраинского плутона будет равен около 17—18 км. Это нижние горизонты амфиболитовой фации.

В то же время следует отметить, что напряжения менялись во времени и, например, для массивных гранитов они были меньше и соответствовали верхним горизонтам амфиболитовой фации. Что касается крупнозернистых трахитоидных гранитов, то более высокие значения пористости (0,90%) они приобрели за счет микротрещиноватости в процессе действия на них растягивающих напряжений после кристаллизации, что сказалось на падении скорости V_p . Но все же и эти деформационные изменения происходили на уровнях, соответствующих верхним горизонтам амфиболитовой фации.

Что касается тектонобластитов, то среди них выделяются две резко различные по физическим свойствам группы. Первые — очково-сланцеватые породы — образовались при очень сильных стрессовых напряжениях в условиях сжатия, на уровне, при котором шло формирование и гранитоидов фазы I. Эти напряжения привели к значительным накоплениям энергии продольных волн, что выражается повышением (1,84—1,88) отношения V_p/V_s . Однако для бластомилонитов и бластокатаклизитов по равномернозернистым гранитам характерно накопление энергии сдвиговых волн, что выражается уменьшением отношения V_p/V_s . В тектонобластитах по равномернозернистым гранитам это отношение не превышает 1,59—1,63. Деформация вызвала в них сдвиговые и даже разрывные нарушения. По пористости эти образования характерны для пород, развитых на глубинах мезоабиссальной фации. Но поскольку гранитоиды, очково-сланцеватые разности и бластомилониты, а также бластокатаклизиты пространственно сопряжены, то можно предположить, что последние образовались под действием относительно растягивающих напряжений. В физическом отношении это выразилось в увеличении пористости и уменьшении отношения V_p/V_s .

На основании петрофизических сопоставлений можно реконструировать геодинамические напряжения, существовавшие во время становления Кировоградско-Новоукраинского плутона и связанных с ним разломов. Формирование каждой последующей петроструктурной разновидности гранитоидов происходило под действием несколько увеличивающейся литостатической нагрузки, обусловленной давлением вышележащих толщ. На литостатические давления накладывались напряжения, связанные с горизонтальными движениями. Эти напряжения приводили к протодеформациям еще не остывшей, но закристаллизованной породы. Горизонтальные напряжения несколько ослабли во время становления мелкозернистых гранитов и пегматитов. После затвердения плутона горизонтальные напряжения усилились до такой степени, что произошло разрушение плутона на блоки по зонам скалывания. Относительно высокие стрессовые напряжения в зонах скалывания и в краевых частях блоков, примыкающих к зонам скола, привели к появлению наиболее ранних тектонитов, которые по физическим показателям близки к ультраметаморфическим гранитоидам.

Образование их является следствием пластической деформации в силу больших литостатических давлений. В этом случае, несмотря на структурную перестройку, породы характеризуются малой пористостью, т. е. несколько уплотняются.

Петрофизические свойства более поздних тектонитов характерны для пород и деформационных изменений мезоабиссальной фации. Эти условия могли возникнуть в том случае, если горизонтально направленные напряжения сменялись вертикальными, действующими снизу вверх. При давлении снизу в плутоне происходило подновление старых и возникновение новых разрывных нарушений. При этом совершалось приоткрывание нарушений за счет деформации изгиба. Небольшие перемещения по нарушениям и меньшие литостатические давления создали предпосылки для развития преимущественно хрупких разрушений с разуплотнением в более поздних тектонитах.

СКАЛЬНЫЙ РАЗЛОМ И ДАЙКИ МЕТАДИОРИТОВ ЭМЕЛЬДЖАКСКОГО ФЛОГОПИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Центрально-Алданский район, где находится Скальный разлом, Эмельджакское и другие флогопитовые месторождения, представляет собой сложное складчато-глыбовое сооружение архейского возраста, испытывавшее в мезозое тектоно-магматическую активизацию. Кристаллический фундамент Алданского щита подразделяется здесь на два мегаблока —

Иенгрский, сложенный одноименной серией, и Тимптоно-Учурский, в пределах которого развиты вышележащие тимптонская и джелтуллинская серии (фиг. 31).

Большую часть Иенгрского мегаблока занимает Нижне-Тимптонский антиклинорий — гигантское куполовидное сооружение, строение которого наглядно вырисовывается по концентрически-кольцевым выходам федоровской свиты, вмещающей флогопитовые месторождения магнезиально-скарновой формации. На крыльях Нижне-Тимптонского антиклинория выявляются многочисленные пликативные структуры более высокого порядка, среди которых лучше изучен Эльконский антиклинорий. Он состоит из линейных и брахиформных складок северо-западного простирания и ограничен региональными докембрийскими разломами — Эмельджакским, Юхухтинским, Ыллымахским и Томмотским. Эмельджакский и Юхухтинский разломы имеют северо-западное простирание и располагаются параллельно таким крупным тектоническим швам, как Тыркандинский и Скальный разломы; Ыллымахский и Томмотский разломы ориентированы относительно них под прямым углом.

Внутреннее строение докембрийских разломов известно лишь в самых общих чертах. В. И. Казанский [92] показал, что для них характерны бластомилониты альмандин-амфиболитовой фации, возникшие за счет ультраметаморфических пород и даек среднего — основного состава. На флогопитовом месторождении Эмельджак — это дайки абиссальных габбро-диоритов, претерпевшие в раннем протерозое интенсивный дислокационный метаморфизм при участии высокотемпературных щелочных растворов [96].

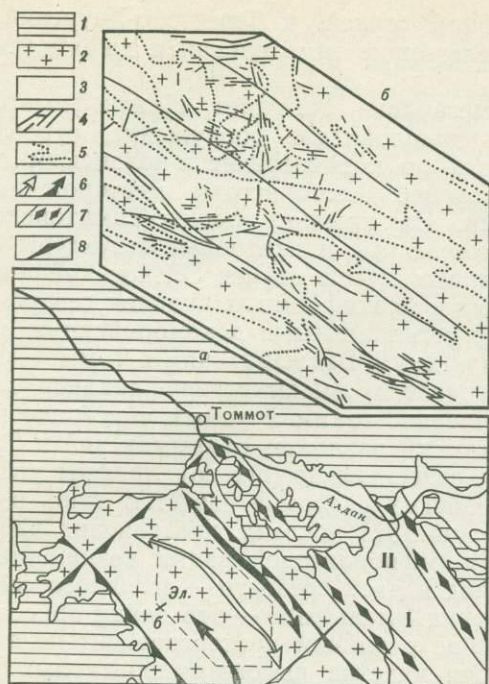
В 1968—1971 гг. А. Г. Лихомановым были проведены специальные исследования раннепротерозойских даек (их положения в тектонических структурах, условий образования и соотношений с флогопитовыми залежами), которые базировались на детальном изучении опорных участков — Скального разлома и Эмельджакского месторождения. В результате было доказано, что раннепротерозойские габбро-диориты — метадiorиты представляют собой самостоятельную абиссальную дайковую серию и наследуют положение крупных разрывов, заложенных еще во время складчатости и ультраметаморфизма.

СКАЛЬНЫЙ РАЗЛОМ — ДРЕВНЕЙШИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭЛЕМЕНТ ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО РАЙОНА

Первые указания в литературе о наличии в центральной части Алданского щита крупного Иджекского, или Скального, разлома принадлежат А. И. Краснову [126]. В результате геологической интерпретации крупномасштабной магнитной съемки этого района им были выделены две субпараллельные аномальные зоны северо-западного направления — Тыркандинская и Иджекская.

Тыркандинская аномальная зона совпадает с осевой частью Тыркандинского глубинного разлома, который протягивается в северо-западном направлении на 600 км, имеет ширину от 5 до 20 км и крутое северо-восточное падение. В Центральном-Алданском районе разлом располагается вдоль осевой части Сутамского синклинория в породах верхне-суннагинской свиты тимптонской серии [68]. Причиной магнитных аномалий являются «чарнокитовые» гнейсы и сланцы, различные ультраметаморфические гранитоиды, обогащенные магнетитом, и интрузивные породы основного состава: диабазы, оливковые пироксениты и ортоамфиболиты [204]. Напряженность тектоники в зоне разлома выражается в виде мощных зон бластомилонитов, рассланцованных жил биотит-амфиболовых «ортогнейсов» и интрузий гранодиоритов [250].

А. И. Краснов [126] отметил, что Иджекская аномальная зона относится к зонам средних размеров (длиной 100—150 км и шириной до



Фиг. 31. Схема расположения докембрийских разломов в Центрально-Алданском районе, по А. Г. Лихоманову [146]

- а — общий план;
 б — деталь.
 1 — кембрийские платформенные отложения;
 2 — Иенгрский мегаблок (Эл — Эльконский антиклинорий);
 3 — Тимптоно-Учурский мегаблок;
 4 — дайки метадиоритов;
 5 — выходы маркирующего леглиерского горизонта;
 6 — оси антиклиналей и синклиналей;
 7 — крупные докембрийские разломы: I — Скальный, II — Тыркандинский;
 8 — докембрийские разломы

10 км), и определил ее как область магнитного поля Федоровской и суннагинской свит, ограниченную на флангах фрагментарными нарушениями по геофизическим данным. Попыткой геологического истолкования Иджекской зоны является выделение одноименного разлома [157] вдоль северо-восточного фланга зоны без конкретных данных о его строении.

А. Г. Лихоманов [145] установил, что в геологическом отношении Иджекской аномальной зоне соответствует крупный тектонический шов Скального разлома, разграничивающий два главных мегаблока Алданского щита — Иенгрский и Тимптоно-Учурский.

Строение Скального разлома детально изучалось им в коренных выходах по берегам р. Алдан, расположенных между 5 и 14 км вниз по течению от г. Томмота. Скальный разлом представлен здесь мощной (до 5—6 км) зоной сложных изоклиналиных складок с субпараллельными крутопадающими осевыми плоскостями и шарнирами. В строении зоны разлома принимают участие пироксен-, амфибол- и биотитсодержащие гнейсы и сланцы иджекской свиты, завершающей разрез иенгрской серии, а также гранат-биотитовые гнейсы и гранатовые гранулиты улунчинской свиты, лежащей в основании тимптоно-желтуллинской серии.

Ультраметаморфические гранитоиды ранних этапов представлены в Скальном разломе плагиогранитными жилами послонных мигматитов, а относительно более молодые гранитоиды, возраст которых по аналогии с соседними районами оценивается в 2,1—2,3 млрд. лет [197], гнейсогранитами и массивными аляскитами интрузивного типа. Гранитоиды расчленяют метаморфический субстрат на крупные призматические и клиновидные блоки мощностью до 300—500 м и в совокупности образуют систему взаимосвязанных плитообразных тел с весьма специфичными мелкими структурными формами — реоморфическими складками течения, зонами глыбовых мигматитов и наложенных на гранитоиды бластомилонитов. Кроме того, в Скальном разломе широко проявлена раннепротерозойская дайковая серия, представленная метадиоритами,

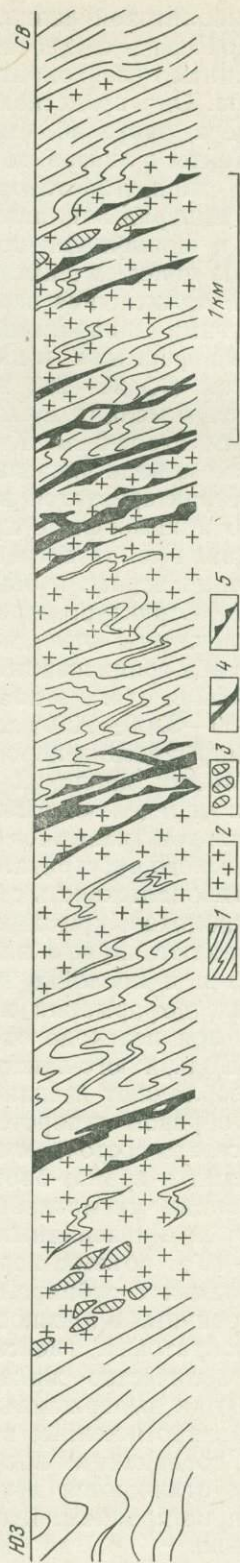
метагранодиоритами и метатоналитами, большей частью преобразованными в бластомилониты и бластокатаклазиты (фиг. 32).

МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ СУБСТРАТ

Состав гнейсов и кристаллических сланцев в зоне Скального разлома весьма разнообразен, среди них встречаются практически все разновидности, характерные для Центрально-Алданского района. К гнейсам отнесены кварцсодержащие породы среднего — кислого состава, к кристаллическим сланцам и ортоамфиболитам — породы, не содержащие кварца, в которых количество темноцветных не менее 35—40%.

Среди метаморфических пород обращают на себя внимание гнейсы и сланцы с гиперстеном — типоморфным минералом гранулитовой фации метаморфизма. Гиперстенсодержащие породы отличаются мелко- и среднезернистым строением и иногда обладают полосчатостью вследствие неравномерного распределения цветных минералов. Структура их гранобластовая иногда с удлиненно-стельчатый развитием кварца.

Гиперстеновые гнейсы большей частью характеризуются парагенезисом гиперстен — микроклин — магнетит, свойственным породам «чарнокитовой серии», или «фации» [82, 227, 222]. Термин «чарнокитовая серия», относившийся ранее только к магматическим образованиям, по мнению Н. Г. Судовикова [222], может быть включен в понятие «чарнокитовая фация», охватывающее комплекс кристаллических сланцев, гнейсов и гранитоидов, содержащих гиперстен, микроклин и магнетит. Н. Г. Судовиков считает, что образование «чарнокитов» связано с переходом в зону гранулитовой фации пород, ранее измененных в условиях амфиболитовой фации. Можно предполагать, что в дальнейшем гиперстенсодержащие основные и ультраосновные породы оставались в твердом состоянии, в то время как более кислые разности испытывали частичное или полное плавление с возникновением текучести и способности к интрузии. Устойчивые минеральные ассоциации биотит-амфиболовых и гранатсодержащих гнейсов: плагиоклаз — роговая обманка — биотит — кварц и кварц — калиевый полевой шпат — плагиоклаз —



Фиг. 32. Строение Скального разлома в разрезе по р. Алдан

1 — архейские кристаллические сланцы и гнейсы; 2 — гранитоидные и граниты; 3 — пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы; 4 — раннепротерозойские дайки; 5 — раннепротерозойские бластомилониты

гранат (пироп-альмандин) — биотит указывают на метаморфизм в условиях амфиболитовой фации.

В тесной связи с гнейсами и кристаллическими сланцами находятся плагиограниты (лейкократовые гранодиориты), слагающие неосому мигматитов. Они представлены средне- и мелкозернистыми разностями серого цвета, часто обладающими гнейсовой текстурой. Гнейсовидные плагиограниты с линзовидными агрегатами кварца в мигматитовых жилах среди гранат-биотитовых гнейсов также часто содержат гранат. Цветные минералы плагиогранитов представлены главным образом биотитом и единичными зернами разложенной роговой обманки и пироксена. Из полевых шпатов преобладает плагиоклаз, который образует различные по величине зерна, обладающие идиоморфизмом по сравнению с другими минералами, но в гнейсовидных разностях зерна имеют удлиненные формы и извилисто-зубчатые очертания. Он представлен олигоклазом (№ 26—28) и реже андезином (№ 32—35). Микроклин встречается в мелких деформированных зернах с плохо выраженным решетчатым строением. Кварц располагается между зернами плагиоклаза, часто в виде линзовидных скоплений с извилисто-зубчатыми контурами; характеризуется волнистым угасанием. Биотит образует мелкие, часто идиоморфные кристаллы и содержит включения кварца и микроклина. Гранат встречается в крупных, неправильной формы или изометричных зернах и обычно содержит пойкилобластические включения кварца. Структура породы гранобластовая.

Плагиограниты относятся к ультраметаморфическим образованиям первого этапа гранитизации в центральной части Алданского щита. Время проявления этого этапа, по данным В. А. Рудника [197], оценивается в $3000-3200 \pm 200$ млн. лет. Если учесть, что селективное плавление метаморфических пород и образование послойных мигматитов в области больших давлений и высоких температур является важным фактором, определяющим характер складчатости, то возраст жильных плагиогранитов указывает также на время складчатых деформаций метаморфического субстрата.

В противоположность смежным частям Иенгрского и Тимптоно-Учурского мегаблоков, кристаллические сланцы в пределах Скального разлома обладают крутым вплоть до отвесного залеганием, смяты в мелкие складки и послойно мигматизированы. При этом интенсивность складчатых деформаций и степень мигматизации закономерно увеличиваются при переходе от более основных к более кислым разностям гнейсов. Вблизи юго-западного контакта и в центральной части разлома преобладают мелано- и мезократовые породы, представленные главным образом гиперстеновыми и амфиболовыми гнейсами и сланцами. В северо-восточном направлении они сменяются лейкократовыми биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами. В меланократовых гнейсах и сланцах мигматизация проявлена очень слабо в форме тонких прерывистых линзовидных плагиогранитных жил, составляющих не более 5—10% объема породы; развиты мелкие, сильно сжатые угловатые складки с субпараллельным расположением осевых плоскостей, ориентированных в плоскости разлома.

В мезократовых гнейсах и сланцах с содержанием темноцветных 20—25% количество жильного материала увеличивается до 30—40%, и появляются выдержанные послойные мигматиты. Для них характерны узкие и протяженные изоклиальные складки с резкими замыканиями слоев, создающими впечатление моноклиального залегания. Осевые плоскости отличаются крутым и вертикальным падением и северо-западным простиранием. Шарниры складок наклонены очень круто или вертикально.

Сильнее всего дислоцированы биотитовые гнейсы, в которых количество жильного материала достигает 80% — вплоть до образования

мелких и прихотливых подобных складок. Местами в них появляются пегматитовые складки очень сложной формы, лишенные какой-либо предпочтительной ориентировки. Последние особенно характерны для краевых частей крупных блоков метаморфического субстрата.

ГНЕЙСОГРАНИТЫ И АЛЯСКИТОВЫЕ ГРАНИТЫ

Гранитоиды, выполняющие зону разлома, обособляются в несколько крупных, примерно равных по мощности (300—500 м) линейных тел, разделенных блоками метаморфического субстрата.

По структурно-фациальным признакам выделяются две разновидности пород — биотитовые гнейсограниты и массивные аляскитовые граниты. Последние имеют ограниченное распространение и, как самостоятельный структурный элемент, установлены только на юго-западе в мощной (до 100—120 м) зоне глыбовых мигматитов.

Биотитовые гнейсограниты содержат до 9% темноцветных минералов и обладают хорошо выраженной гнейсовой текстурой. Гнейсовидный облик породы подчеркивается линейно-полосчатым распределением зерен и мелких шлиров темноцветных минералов, а также линзовидных зерен кварца. В составе породы, кроме главных минералов микроклина, плагиоклаза, кварца и биотита, встречаются роговая обманка (очень редко), циркон, апатит, сфен и рудный минерал. Микроклин образует крупные зерна с пертитовой структурой и частично замещает плагиоклаз, развиваясь по краям зерен или по всему зерну. Плагиоклаз представлен различной величины зернами олигоклаз-андезина (№ 22—30), обычно серицитизированными. Кварц всегда обладает резким волнистым угасанием. Структура биотитовых гранитов гранобластовая, обычно с хорошо заметной ориентировкой структурного узора — полосчатым расположением лейкократовых и фемических минералов и субпараллельной ориентировкой линзовидного «гранулитового» кварца.

Гнейсограниты, как правило, включают линзовидные, ленточные и пластообразные ксенолиты гнейсов и сланцев. Линзовые ксенолиты имеют небольшие размеры (десятки сантиметров и первые метры) и нередко располагаются цепочками, по-видимому представляя собой остатки разлинзованных (будинированных) пластов. Ленточные и пластовые ксенолиты отличаются большой протяженностью — в десятки и сотни метров при мощности от 10—15 до 30—50 см. Количество и размеры ксенолитов увеличиваются по мере приближения к крупным блокам метаморфического субстрата, вокруг которых они образуют своеобразный ореол послонных мигматитов.

В участках, где гнейсограниты почти лишены реликтовых включений и гнейсовая структура породы подчеркивается только тонкими прерывистыми полосками темноцветных минералов, складчатые формы особенно сложны и разнообразны, а лентообразные ксенолиты нередко разорваны или будинированы.

Непосредственные контакты гнейсогранитных тел с блоками метаморфического субстрата имеют секущий характер, четкий интрузивный облик и осложнены мелкими однообразно расположенными складками.

Аляскитовые граниты, обладающие обычно массивным сложением и, в отличие от гнейсогранитов, практически лишенные цветных минералов, наблюдаются в центральных частях гнейсогранитных тел и отделены от метаморфических пород теньевыми мигматитами. По внешнему виду это крупно- и среднезернистые породы розовато-красного и розовато-серого цвета. Микроклин образует крупные зерна неправильной формы, имеющие вид порфиробластов, окруженные более мелкими зернами микроклина и кварца. Последний развит в виде неправильных, изометричных и иногда удлиненных (гранулоподобных) зерен и агрегатов зерен и отличается резко волнистым угасанием. Плагиоклаз (оли-

гоклаз № 18—22) — в виде небольших самостоятельных зерен или заключен в зернах микроклина. Биотит располагается вместе с мелкозернистым микроклином и кварцем в промежутках между крупными выделениями тех же минералов. Рудный минерал представлен ксеноморфными зернами магнетита. Циркон, сфен и апатит встречаются в единичных зернах неправильной формы с округлыми очертаниями. Структура аляскитов гранобластовая или гетерогранобластовая.

Местами аляскитовые граниты образуют неосомо глыбовых мигматитов и цементируют будинированные обломки основных кристаллических сланцев. Последние группируются в виде полос шириной до 10—12 м, повторяющих ориентировку метаморфического субстрата. Размеры будин обычно колеблются от 0,5 до 1 м по длинной оси. Форма их угловатая или клиновидная, наряду с линзовой и каплевидной. Некоторые будины рассечены трещинами на отдельные угловатые, но не перемещенные обломки. Большинство обломков представлено массивными пироксеновыми амфиболитами, остальные — гиперстеновыми гнейсами и сланцами основного состава. Вокруг ксенолитов наблюдается ореол серого гранодиорит-плагиогранита, состоящего из олигоклаза № 25—29 (50%), кварца (25—35%), биотита (10%) и калиевого полевого шпата (10—15%). Структура породы гетеробластовая. Появление плагиогранитной оторочки, вероятно, связано с реакционным взаимодействием аляскитовой магмы с основными по составу породами.

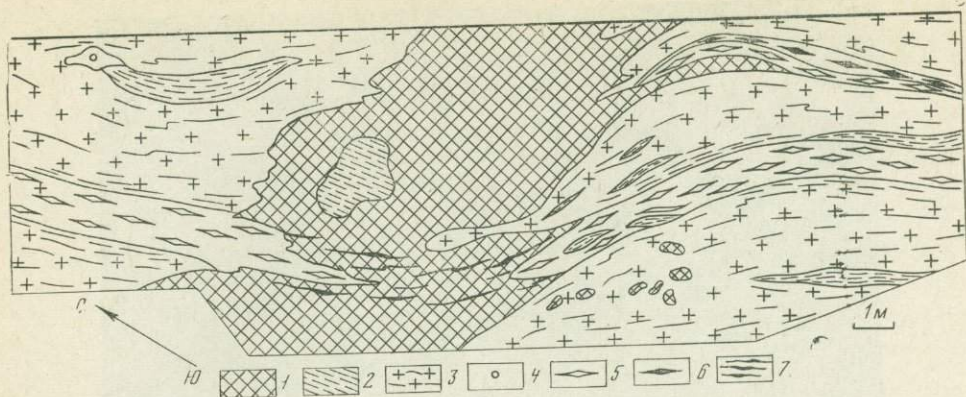
Аляскитовая магма являлась, несомненно, мобильной фазой и обладала способностью к интрузии. На это указывают остроугольные формы ксенолитов, четкие припаянные контакты аляскитов, реакционные каймы вокруг пород основного состава, массивное сложение аляскитов, а также результаты микроструктурного анализа ориентированных образцов [93].

Аляскиты и биотитовые гнейсограниты и по геологическим наблюдениям и по абсолютному возрасту моложе плагиогранитов. Розовые и красные аляскитовые и биотитовые щелочные и щелочноземельные граниты Центрального Алдана, массивные или с ориентированными текстурами, относятся ко второму этапу гранитизации, время проявления которого оценивается $2100-2300 \pm 100$ млн. лет [201].

С аляскитами и гнейсогранитами тесно связаны пегматиты. Они залегают в виде маломощных жил, гнезд, ступков, сетчатых выделений во всех разновидностях пород, чаще всего встречаются в гнейсогранитах и сложены крупными кристаллами микроклин-пертита, плагиоклаз-антипертита и кварца. Размер кристаллов достигает 2—3 см. Относительные количества микроклина и плагиоклаза меняются в широких пределах, но преобладающими являются микроклиновые разности. Изредка пегматиты имеют зональное строение, причем плагиоклазовые разности по направлению к центру сменяются микроклиновыми.

В телах гнейсогранитов часто встречаются зоны вторичного рассланцевания, представленные бластомилонитами альмандин-амфиболитовой фации. Наиболее распространены красные струйчатые бластомилониты, в которых структурный узор создается тонкими волнистыми обособлениями кварцевых зерен, «обтекающими» субпараллельные очковые и линзовидные порфиробласты полевых шпатов. Последние состоят из одного или нескольких изометричных зерен олигоклаза — андезина или микроклина, а цементирующая их основная ткань состоит главным образом из кварца и биотита. Кварц имеет вид мелких (0,05—0,15) изометричных или слабо вытянутых по сланцеватости зерен, образующих в совокупности гранобластовую мозаичную ткань, в которой обособляются прерывистые тонкие полоски мелкочешуйчатого биотита и магнетита, мелкие линзы и овоиды калиевого полевого шпата, а также извилистые полоски кварц-биотит-полевошпатового материала.

Струйчатые бластомилониты образуют систему кулисных субпарал-



Фиг. 33. Соотношения между blastомилонитами и крупной будиной в гранитогнейсах Скального разлома

1 — пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы; 2 — гнейсы; 3 — гранитогнейсы; 4 — пегматиты; 5 — blastомилониты по гранитогнейсам; 6 — то же, по метадiorитам; 7 — blastомилониты по кристаллическим сланцам

лельных зон, как правило с крутой сланцеватостью, ориентированной в плоскости разлома. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 8—10 м, а протяженность от 5—10 до 200—300 м. Обычно blastомилониты тяготеют к контактам между гнейсогранитами и крупными блоками метаморфического субстрата. Они явно наложены на глыбовые мигматиты, развиваются в гранитном материале, цементирующем будины амфиболитов и кристаллических сланцев, и частично проникают в эти будины (фиг. 33).

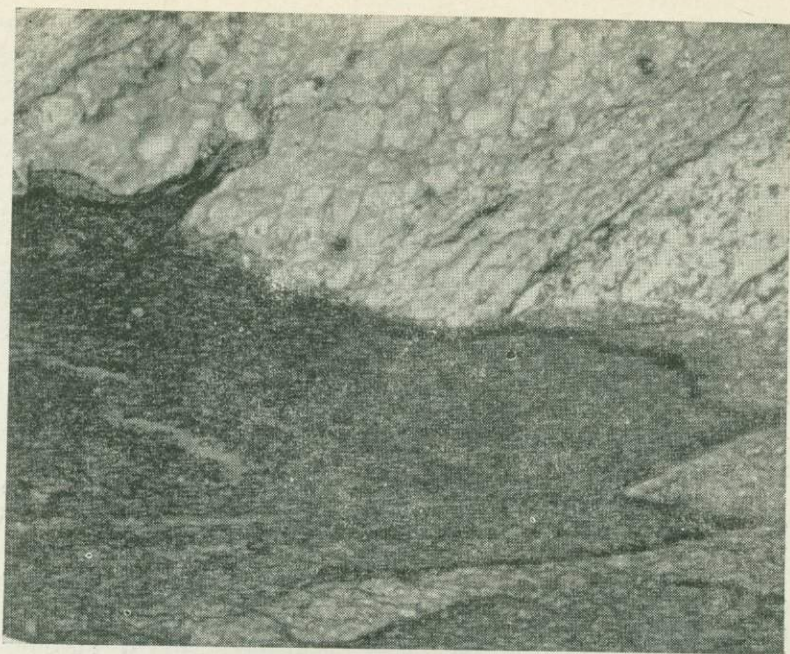
ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ

Дайковые породы Скального разлома — диориты, тоналиты, гранодиориты образуют простые и сложные многократные дайки изменчивой формы типа интрузивных жил [146]. Породы в большинстве случаев обладают гнейсовидным тонкосланцеватым обликом, который на первый взгляд может считаться проявлением такситовой или флюидално-такситовой, по А. Н. Заварицкому [82], текстуры. Но наблюдения под микроскопом доказывают, что гнейсовидность обусловлена катаклизмом и перекристаллизацией минеральных зерен. При этом сланцеватость дайковых пород, совпадая с общим направлением даек, располагается несогласно по отношению к местным изгибам их контактов и очертаниям ксенолитов.

Необычные текстурно-структурные особенности пород сочетаются с изменчивостью количественно-минерального состава, на котором сказываются явления гибридизма, особенно в сложных дайках, и процессы высокотемпературного кремне-калиевого метасоматоза. Поэтому в дальнейшем описании этих пород использована приставка «мета» — метадiorиты, метатоналиты и т. д.

Метадiorиты представляют собой темно-серые и черные мелкозернистые породы, обычно с хорошо выраженной тонкой сланцеватостью. Минеральный состав отличается незначительными колебаниями в содержаниях главных компонентов (в %): плагиоклаз (№ 30—37) — 51,8—53,5, калиевый полевой шпат — 1,3—4,3, кварц — 4,0—4,4, биотит — 26,5—28,0, апатит — 1,3—1,6, сфен — 1,7—2,1, магнетит, ильменит — 0,5—10 — и приближается к кварцсодержащему диориту с повышенной щелочностью.

Они образуют тонкие (мощность редко более 1 м) крутопадающие жильные тела с частично расщепленными окончаниями, иногда соединенные короткими перемычками и приуроченные к зонам blastомилонитов.



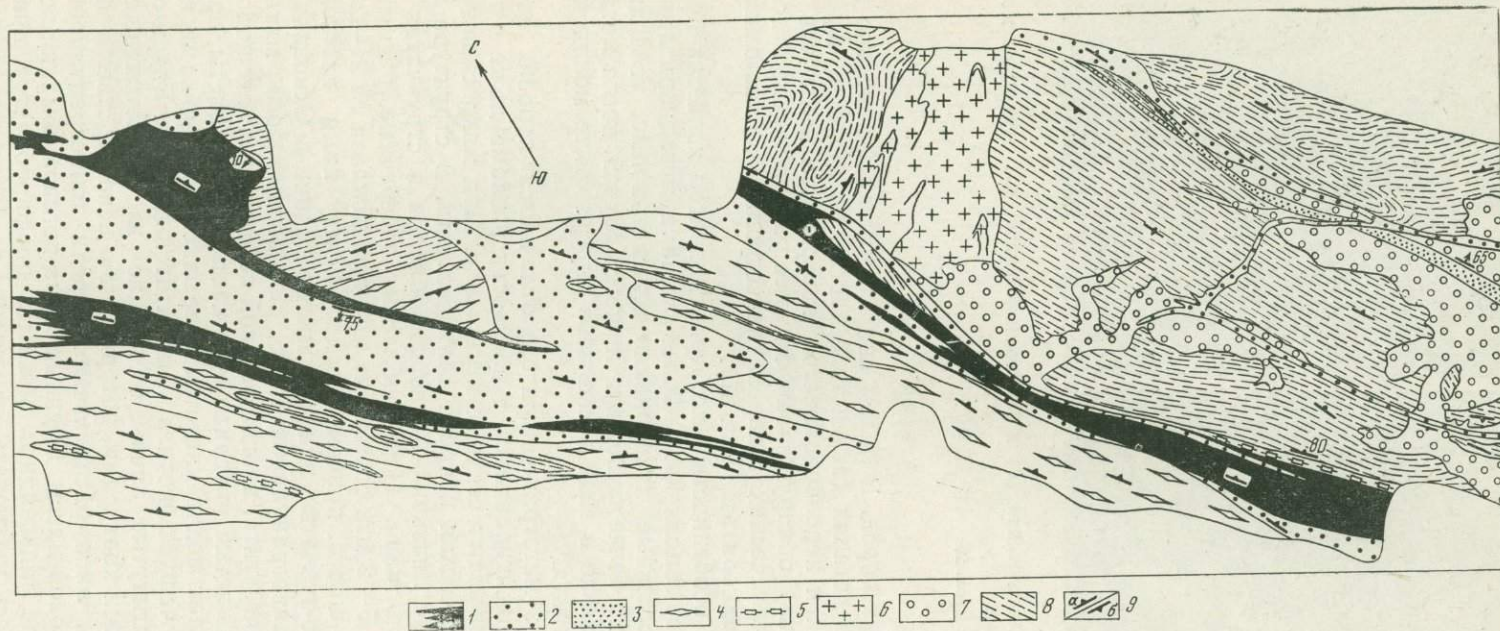
Фиг. 34. Секущий интрузивный контакт метадiorитов (темно-серое) с очковыми и струйчатыми blastsмилонитами по гнейсогранитам в Скальном разломе
Штуф; 1/2 натур. вел.

тов и blastокатаклазитов по гнейсогранитам. Как правило, сланцеватость в дайках и blastsмилонитах совпадает, но в некоторых местах удается наблюдать явно секущее залегание метадiorитов относительно этих blastокатаклазитов (фиг. 34).

Как самостоятельные тела дайки метадiorитов немногочисленны. Обычно они встречаются в виде согласных ксенолитов в жилах сланцеватых гранодиоритов или вместе с ними образуют многократные дайковые тела сложного состава (фиг. 35). Контакты даек метадiorитов четкие, резкие, плотно припаянные, интрузивного типа. Очертания их прямолинейные или слабоволнистые. Сланцеватость по отношению к контактам согласная. Под микроскопом они обнаруживают blastокатакlastическую или чаще blastsмилонитовую структуру (фиг. 36). Для последней характерно сочетание линзовидных и каплеобразных порфиробластов полевого шпата размером 0,3—1 мм с мелкозернистой (0,05—0,1 мм) основной тканью, состоящей из полевошпатовых, кварцевых, биотитовых и магнетит-ильменитовых струек, огибающих порфиробласты. Таким образом, большая часть метадiorитов по структурным признакам может быть отнесена к blastsмилонитам.

Метагранодиориты относятся к наиболее распространенному типу дайковых пород Скального разлома. Среди них выделяются две разновидности: к первой относятся розовато-серые средне- и крупнозернистые породы с грубой сланцеватостью, ко второй — тонкосланцеватые более тонкозернистые и темноокрашенные породы.

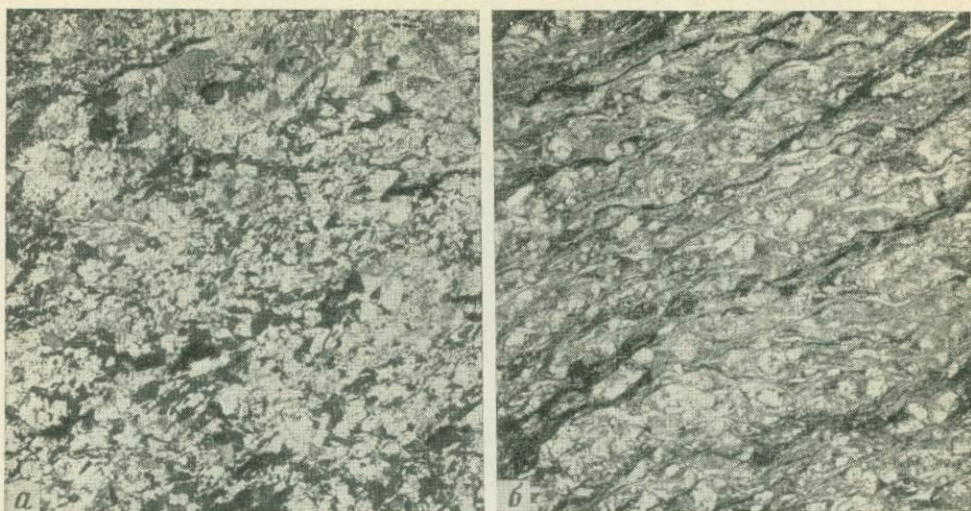
Метагранодиориты слагают десятки различных по величине интрузивных жил, которые концентрируются на контактах гнейсогранитов с метаморфическим субстратом. Их отличает большое разнообразие форм залегания и размеров. Морфология мелких жил более простая — в гнейсогранитном массиве это обычно согласные линзовидные тела, в гнейсах — системы секущих ветвящихся прожилок. Более крупные интрузивные тела обладают невыдержанной мощностью и переполнены ксено-



Фиг. 35. Строение многократных даек Скального разлома (в плане)

1 — метадiorиты; 2 — крупно- и 3 — мелкозернистые метагранодиориты; 4, 5 — бластомилониты; 4 — струйчатые по гнейсогранитам, 5 — очковые по

гранитам; 6 — аляскитовые граниты; 7 — пегматиты; 8 — гнейсы, кристаллические сланцы; 9 — элементы залегания: а — сланцеватости, б — контактов



Фиг. 36. Блестокатакlastическая (а) и блестомилонитовая (б) структуры метадiorитов в Скальном разломе

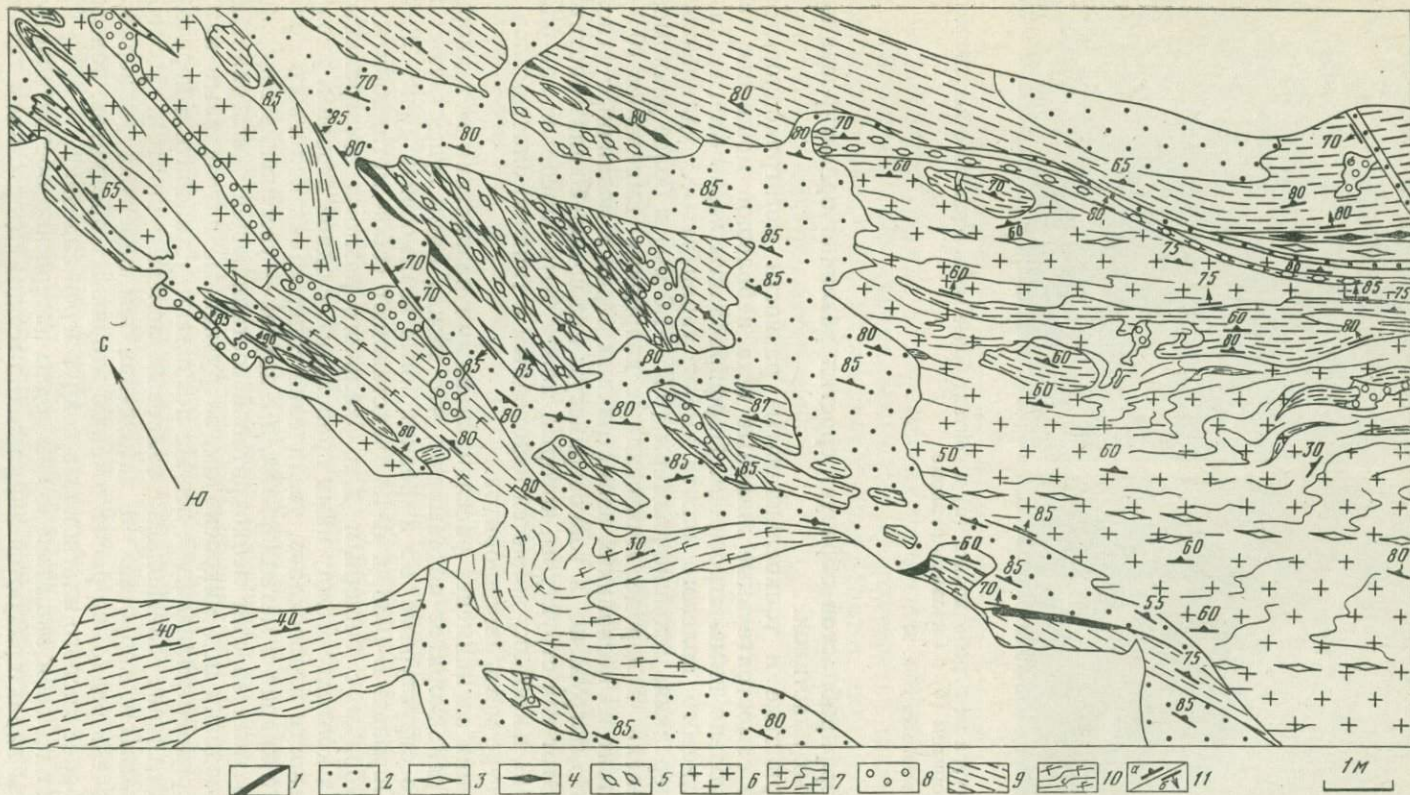
Шлиф при одном никеле; увел. 20

литами вмещающих пород. В целом они залегают параллельно плоскости разлома, но в деталях (вследствие частых раздувов и пережимов, изрезанно-зубчатой и неровноволнистой поверхности контактов и многочисленных апофиз) обнаруживают секущее расположение относительно гнейсов, кристаллических сланцев, гнейсогранитов, блестомилонитов по гранитам и метадiorитам (фиг. 37).

Отличительной особенностью метагранодiorитов является использование ими каналов, заполненных более ранними метадiorитами. При этом образуются сложные, как правило асимметричные, тела двукратного выполнения, но более типичным является случай, когда метадiorиты сохраняются только в виде ксенолитов внутри более молодой дайки либо вдоль ее контакта.

Внешний облик метагранодiorитов отличается хорошо заметной сланцеватостью, ориентированной в плоскости разлома даже в тех местах, где дайки занимают секущее положение. Под микроскопом обнаруживается тектоническая природа сланцеватости. В структуре породы сочетаются крупные линзовидные порфиробласты и струйчатая тонкозернистая основная ткань. Порфиробласты, поперечные размеры которых достигают 1,5—2 мм, состоят из зерен олигоклаза № 21—23 и калиевого полевого шпата, причем нередко между ними наблюдаются сложные изрезанно-зубчатые или извилистые границы. Основная масса образована из тонкогранулированного полевошпатового материала, кварца, биотита, магнетита, иногда роговой обманки и имеет полосчатое строение. Мелкозернистый материал окружает порфиробласты, при этом его струйчатый облик подчеркивается прерывистыми слойками из мелких (0,05—0,1 мм) чешуек биотита и магнетитовых зерен. Кварц обособляется в тонковытянутые линзы, состоящие из изометричных зерен (0,2 мм) с зубчатыми контурами, которые либо непосредственно обтекают порфиробласты, либо располагаются среди тонкогранулированной полевошпат-биотитовой массы. Крупные зерна роговой обманки встречаются только в виде линзовидных обжатых порфиробластов, причем в ряде случаев удалось наблюдать замещение ее биотитом (фиг. 38, а).

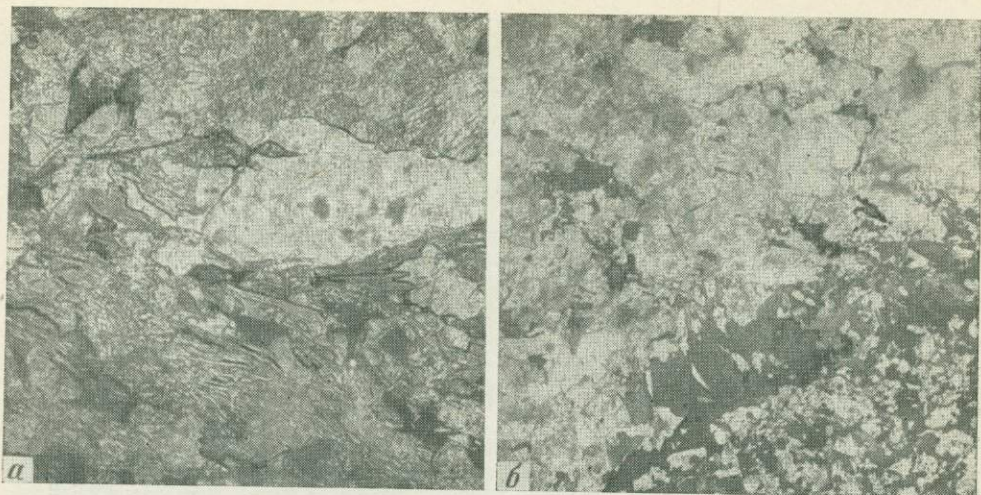
Биотит находится в основной ткани в виде мелких однообразно направленных чешуек с одинаковым угасанием и плеохроизмом, а в тенях



Фиг. 37. Морфология дайки метагранофиров и соотношение этой дайки с более ранними структурными элементами Скального разлома (в плане)

1 — метадiorиты; 2 — метагранодиориты; 3 — бластомилониты по гнейсогранитам; 4 — бластомилониты по метадiorитам; 5 — очковые бластомилониты по гранитам; 6 — аляскитовые граниты; 7 — гнейсограницы;

8 — пегматиты; 9 — биотитовые гнейсы; 10 — биотит-гранатовые гнейсы; 11 — элементы залегания: а — сланцеватости, б — контактов



Фиг. 38. Структура метагранодиорита (а) и контакт более мелкозернистого метадиорита с метагранодиоритом (б) в Скальном разломе
Шлиф при одном никеле; увел. 20

давления порфиробластов образует сростки различно ориентированных более крупных пластинок.

Мелкозернистые и тонкосланцеватые разности метагранодиоритов, образующие самостоятельные жильные тела небольшой мощности, обладают несколько иным строением. Порфиробласты зерен плагиоклаза и (или) калиевого полевого шпата имеют табличчатые, удлиненные, овоидные очертания, меньшие размеры (0,25—1,0 мм) и более равномерно распределены в породе. Линзовидные кварцевые выделения (0,3—0,5 мм) состоят из нескольких изометричных зерен с мозаичным угасанием. Все это погружено в тонкозернистую кварц-полевошпат-биотитовую ткань. Этот тип структуры, который может быть определен как blastocementный, по облику является переходным к типично blastomylonитовой структуре метагранодиоритов.

Наблюдения за наименее рассланцованными разностями метадиоритов и метагранодиоритов показывают, что между ними существуют не только чисто структурные, но и реакционные взаимосвязи (фиг. 38, б, табл. 17). Образцы В-1036 и А-19 представляют собой метадиориты и метагранодиориты с типичным для Скального разлома минеральным составом. На контакте между ними происходит, с одной стороны, уменьшение основности плагиоклаза, увеличение содержания калиевого полевого шпата и кварца в метадиоритах, а с другой — увеличение содержания темноцветных за счет лейкократовой составляющей метагранодиоритов. Наблюдения под микроскопом, затрудненные интенсивным катаклизом и перекристаллизацией, все же позволяют установить в переходной зоне замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом, роговой обманки биотитом, коррозию и замещение темноцветных минералов кварцем и очень редко, по расположению вторичных продуктов, появление каймы более кислого плагиоклаза вокруг зерен андезина.

Обращает на себя внимание и еще одно интересное обстоятельство. Метадиориты характеризуются аномально высоким содержанием титана (до 3%), который сконцентрирован в титаномагнетите или ильмените. На контакте с метадиоритами эти минералы замещаются сфеном, который появляется в больших количествах и в самих метагранодиоритах. Возникает предположение, что совместное залегание этих пород в единых тектонических структурах, наличие в гранодиоритах реликтовых участ-

Таблица 17. Количественно-минеральный состав метагранодиорита на контакте с метадиоритом, в объемн. %

Образец	Порода	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Роговая обманка	Биотит	Апатит	Сфен	Магнетит, ильменит
В-1036	Метадиорит из внутренней части крупного ксенолита	53,5 № 30—37	1,3	4,0	+	28,0	1,6	1,7	10,0
В-1218	Кварцевый метадиорит из эндоконтакта ксенолита	47,0 № 25—35	6,2	14,7	+	23,4	1,6	4,7	2,4
В-1218	Метагранодиорит на контакте с ксенолитом	37,0 № 21—27	22,4	16,8	2,8	15,0	0,4	3,2	0,7
А-19	Метагранодиорит на удалении от контакта	30,2 № 20—25	24,9	27,0	+	11,7	0,3	4,9	1,0

ков основного состава и переходных разностей гибридного облика, а также повсеместное аномально высокое содержание титана в кислых породах и одинаковый набор аксессуаров (апатит, циркон, сфен, титаномагнетит, магнетит-ильменит) могут указывать на гибридное происхождение самих метагранодиоритов.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СЛАНЦЕВАТОСТИ ДАЙКОВЫХ ПОРОД

Приведенные выше данные показывают, что в структуре жильных пород всегда наблюдаются следы двух взаимосвязанных явлений — катаклаза и перекристаллизации. В некоторых телах метадиоритов проявлены лишь начальные стадии этих процессов: изгибы двойниковых швов и линий спайности в полевых шпатах и биотите, извилистые трещины дробления в плагиоклазах, залеченные тонкозернистым перекристаллизованным материалом или тонкочешуйчатым биотитом, мозаичные каймы по периферии полевошпатовых зерен, определяющие облик бластоцементной структуры, и, наконец, крупные выделения кварца, раздробленные на отдельные зерна, где различные стадии перекристаллизации проявлены в постепенном переходе от изрезанно-зубчатых контуров к мозаичным. Неясносланцеватая текстура пород при этом подчеркивается в основном некоторым удлинением зерен полевых шпатов и кварца с предпочтительной ориентировкой темноцветных.

В дальнейшем количество тонкозернистой основной ткани постепенно увеличивается вследствие грануляции порфиробластов. Сами порфиробласты при этом приобретают линзовые, овоидные или четковидно-полосчатые очертания, и к их контурам приспособляются струйчато-волокнистые обособления минеральных зерен основной массы. Особенно характерно при этом поведение биотита и кварца (первый дезинтегрируется на мельчайшие субпараллельные чешуйки, второй вытягивается в цепочки мелких изометричных зерен).

Полевые и микроструктурные наблюдения над сланцеватостью жильных пород показывают, что она, как правило, ориентирована в плоскости разлома, подчеркивая «гармоничные соотношения» жильных тел с другими тектоническими элементами зоны разлома. В то же время устанавливаются многочисленные несоответствия между внутренним строением дайковых тел и их контактами, которые часто имеют извилистую форму и как бы пересекают и ограничивают сланцеватость.

Возникновение подобных структур и текстур жильных пород можно было объяснить дифференциальными блоковыми перемещениями, которые происходили при сжимающих усилиях, направленных нормально к плоскости дизъюнктива, и сопровождалась катаклизом, пластическим течением и перекристаллизацией материала в условиях высоких давлений и температур. В этом случае, если тектонические преобразования накладывались на консолидированную породу, новообразованные структуры пород следует отнести к разряду метаморфических, а сами породы определить (по аналогии с ортогнейсами) как ортотектониты (бластокатаклизиты и бластомилониты). В пользу этого предположения свидетельствуют следы катаклаза и перекристаллизации в структуре породы, выдержанность направления сланцеватости при несогласном отношении к контактам жильных тел и, наконец, данные микроструктурного анализа, указывающие на предпочтительную ориентировку оптических осей кварца вдоль плоскости сланцеватости по типу S-тектонита с одним максимумом, в то время как мигматиты и аляскистовые граниты не обнаруживают такой ориентировки (фиг. 39). При этом возникает также основанная на внешнем сходстве субпараллельной ориентировки текстур и структур возможность отнести к синхронным образованиям бластомилониты по гнейсогранитам и рассланцованные жильные породы.

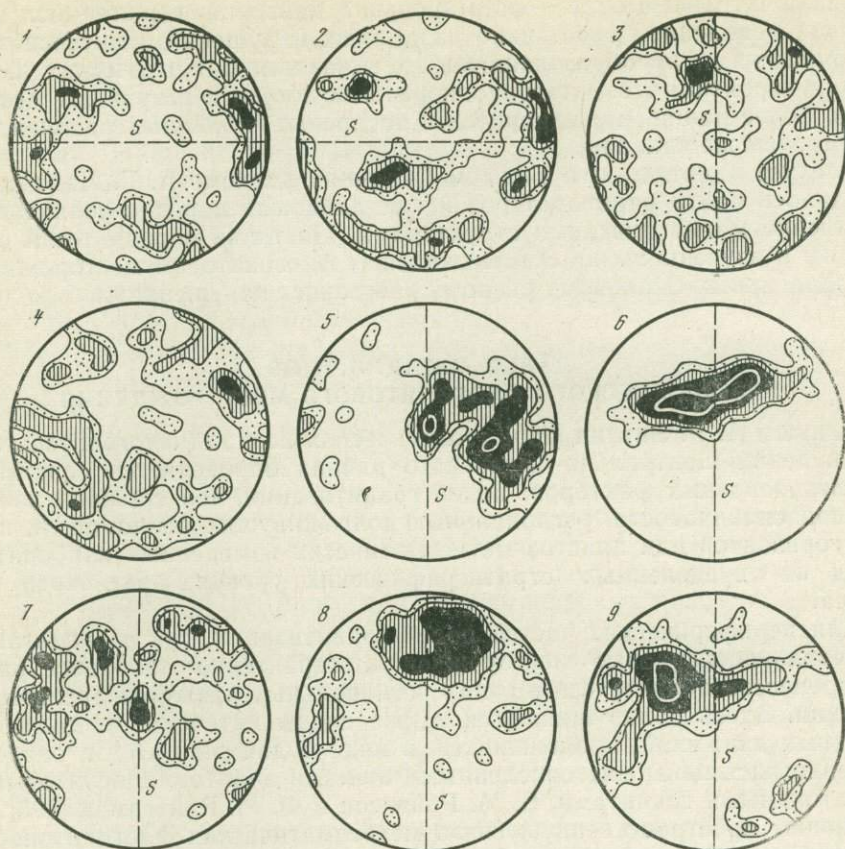
Но этому предположению противоречит ряд фактов. Как правило, сланцеватость четко ограничена контактами даек, причем даже несогласные по отношению к сланцеватости контакты имеют резкий припаянный облик, а вмещающие граниты и пегматонды не обнаруживают заметных следов рассланцевания. При этом ксенолиты имеют неправильную форму и сложные корродированные контуры.

Все это вместе взятое позволяет предполагать, что сланцеватость даек возникла в процессе внедрения и кристаллизации расплавов при достаточно высоких температурах вмещающих пород, определяемых формированием Скального разлома на уровне амфиболитовой фации. Вероятно, сперва в дайках возникали текстуры и структуры течения, которые затем переходили в структуры тектонического типа (бластоцементные, бластокатакластические, бластомилонитовые) вследствие многократно повторявшихся тектонических импульсов.

Подобные явления в литературе определяются как «протокатаклаз», или «протокластез», а структуры, при этом возникающие, как псевдометаморфические [227, 76].

Когда именно происходили эти процессы — точно не известно. Судя по геологическим наблюдениям все дайковые породы Скального разлома отчетливо пересекают складки гнейсов и кристаллических сланцев, плагиограниты, гранитогнейсы и аляскистовые граниты, а метагранодиориты явно моложе метадиоритов. В Лаборатории абсолютного возраста геологических формаций ИГЕМ АН СССР с помощью К-Аг метода для аляскистовых гранитов получены значения около 2 млрд. лет, для метадиоритов — 1,9 млрд. лет и для метагранодиоритов — 2 млрд. лет. Сопряжены ли все эти события во времени или более поздний метаморфизм пород снивелировал изотопные соотношения — сказать трудно. Во всяком случае, дайковые породы и бластомилониты Скального разлома не моложе раннего протерозоя. А минеральные ассоциации этих пород свидетельствуют об их образовании в условиях той же амфиболитовой фации метаморфизма, которая характерна для региональной гранитизации архейского комплекса, захватившей в начале протерозоя обширные пространства Алданского щита.

На основании изложенных выше данных А. Г. Лихоманов показал, что Скальный разлом представляет интерес не только как ранее неизвестный дизъюнктив Центрального Алдана, но прежде всего как представитель особого типа древнейших структурных элементов кристаллического фундамента.



Фиг. 39. Диаграммы ориентировки оптических осей кварцевых зерен в породах из Скального разлома

1—3 — мигматиты; 4 — аляскитовые граниты; 5, 6 — бластомилониты, наложенные на будинированные кристаллические сланцы; 7 — метадиориты; 8, 9 — тонкосланцеватые метагранодиориты. Плотность изолинии 1—2—4—8%; S — сланцеватость

Начальный этап развития разлома фиксируется зоной изоклинальных складок мигматизированных гнейсов и сланцев, заложение которой было связано с архейской складчатостью и ранним этапом гранитизации метаморфических пород. В геолого-структурном отношении зона смятия совпадала с границей двух разновозрастных серий архея — иенгрской и тимптоно-желтуллинской. Различия в геологической истории Иенгрского и Тимптоно-Желтуллинского мегаблоков предопределили пространственное положение и своеобразие Скального разлома. Возможно, что существенную роль при этом играло изостатическое «всплывание» Иенгрского блока, поскольку объем гранитоидных масс в пределах иенгрской серии составляет 60—80% общего объема породы по сравнению с 20% в тимптоно-желтуллинской.

Следующий этап развития разлома связан с внедрением в зону разлома крупных гранитоидных масс, локализованных в виде согласных линейных тел реоморфических и интрузивных гранитов. Его можно параллелизовать с мощным тектоно-магматическим циклом гранитизации и складчатости (2,1—2,3 млрд. лет), захватившим главным образом породы иенгрской серии. Именно в этот этап Скальный разлом приобретает вид структурного шва со сложным анизотропным внутренним строением, определяемым комбинацией складок, структур будинажа с гранитным цементом и бластомилонитовых зон.

Заключительный этап — формирование дайковой серии — был ознаменован появлением собственно разрывных нарушений и интенсивными тектоническими преобразованиями застывавших магматических пород. Весьма вероятно, что метагранодиориты возникли в результате ассимиляции более ранних метадиоритов и внедрения гибридных расплавов по одним и тем же каналам.

Следует заметить, что в самом Скальном разломе А. Г. Лихоманову не удалось найти раннепротерозойских дайковых пород с реликтовыми собственно магматическими структурами. Но такие породы были обнаружены и изучены им на Эмельджакском флогопитовом месторождении в параллельных Скальному разлому разрывных нарушениях.

ДАЙКИ МЕТАДИОРИТОВ ЭМЕЛЬДЖАКСКОГО ФЛОГОПИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

По данным А. Р. Энтина [260], геологическая позиция флогопитовых месторождений Центрально-Алданского района определяется сочетанием четырех основных факторов: полей гранитизации, зон сложной изоклинальной складчатости, региональных долгоживущих разломов и, наконец, горизонтов или пластов метасоматически измененных карбонатных пород на определенных стратиграфических уровнях архейского комплекса.

Для периферических частей полей гранитизации, где располагаются магнезиально-скарновые месторождения, характерно локальное развитие процессов палингенеза в зонах региональных разломов древнего заложения. Здесь обнаруживаются также следы интенсивных дифференциальных движений, проявившихся в виде будинажа. Зоны разломов особенно насыщены многочисленными жилами аплитов, аляскитовыми и пегматоидными гранитами. Б. М. Роненсон и Ф. М. Ройзенман [195] подчеркивают пространственную связь метасоматических флогопитоносных диопсидовых залежей с зонами сетчатых и глыбовых мигматитов, которые Д. С. Коржинский [115] назвал «эруптивными брекчиями» аляскитовых гранитов.

В частности, месторождения Эмельджакской группы расположены в области периклиналильного замыкания одноименной антиклинали, которую слагают породы верхнеалданской и федоровской свит иенгрской серии, представленные мигматизированными биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-амфиболовыми, биотит-гиперстеновыми, диопсидовыми и двупироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами, с преобладанием последних. Крылья антиклинали, особенно ее осевая часть, осложнены продольными, сильно сжатými складками с крутонаклоненными осевыми поверхностями. В складках высоких порядков широко проявлены разлинзование, пережимы и будинирование прослоев пород более основного состава. Ультраметаморфический комплекс отличается широким развитием гранитоидов в виде пластовых интрузий, массивов и даек различных размеров. Секущие тела интрузивных аляскитов образуют полосу шириной около 2—3 км, проходящую вдоль осевой поверхности Эмельджакской антиклинали. Флогопитоносные, существенно диопсидовые метасоматиты замещают все разновидности пород и локализируются в виде согласных и секущих залежей, гнезд, жил и прожилков.

Происхождение флогопитовых месторождений продолжает оставаться предметом дискуссий. Согласно наиболее обоснованным представлениям Д. С. Коржинского [117], они являются биметасоматическими образованиями, связанными с воздействием «сквозьмагматических» растворов на карбонатные и алюмосиликатные породы архейского метаморфического комплекса. Развивая представления Д. С. Коржинского, М. А. Лицарев [147] отнес флогопитовые месторождения к контактово-реакционным образованиям типа магнезиальных скарнов, которые воз-

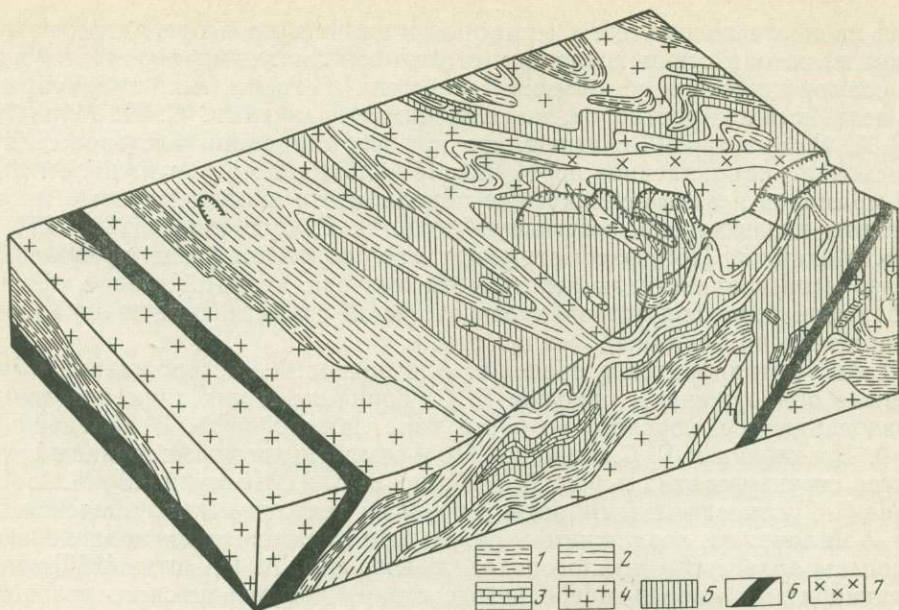
никли на месте доломитовых мраморов и кальцифиров при метасоматическом взаимодействии последних с алюмосиликатными породами ультраметаморфического комплекса (гнейсами, пегматитами, гранитами) под воздействием растворов, выделявшихся гранитами. С. П. Мурзаев [171], А. Р. Энтин [260] считают, что при формировании месторождений происходило направленное перемещение кальция и магния из доломитовых мраморов в алюмосиликатные породы и что аподолмитовые метасоматиты играют очень небольшую роль. Н. Г. Судовиков [220, 221] и Д. А. Михайлов [169] рассматривают месторождения как проявления железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза, который в виде «фронта базификации» сопутствовал региональной гранитизации и локализовался в тектонически ослабленных зонах.

Дайки метадиоритов в пределах флогопитовых месторождений были впервые обнаружены и описаны Г. С. Горшковым как гипабиссальные образования послеюрского возраста типа лампрофиров. В дальнейшем Н. Ф. Клековкин и Г. С. Горшков [108] отмечали деформированный характер структуры этих пород. В. А. Галюк и Б. М. Шмакин [43], М. А. Лицарев [147] отнесли метадиориты к породам тектонического происхождения — милонитам, возникшим в результате тектонических подвижек по надвигам архейского дофлогопитового возраста. А. Р. Энтин [260] отнес метадиориты к «породам среднего состава» дофлогопитового возраста, а С. П. Мурзаев [171] — к группе постфлогопитовых диабазов или долеритов.

Непосредственно на участке Эмельджакского месторождения установлено несколько даек метадиоритов или «милонитов». Они протягиваются в северо-западном ($300-310^\circ$) направлении, имеют довольно крутое падение и занимают несогласное положение относительно складок ультраметаморфических пород и флогопитоносных магнезиальных скарнов (фиг. 40).

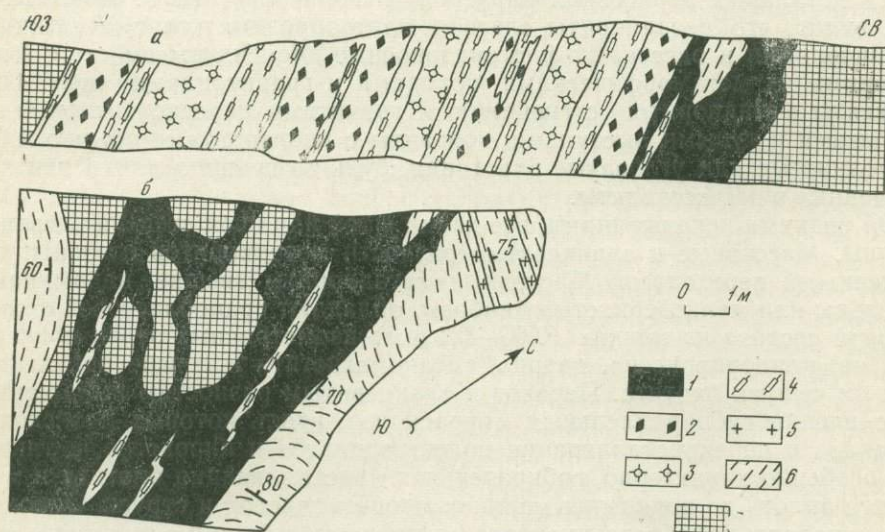
На детальных зарисовках карьеров, выполненных А. Г. Лихомановым, видно, что метадиориты слагают плитообразные тела с четкими ограничениями и пересекают флогопитоносные диопсидиты вместе с вмещающими их метаморфическими породами и гранитоидами (фиг. 41). Контакты метадиоритов с гнейсами и гранитами нередко осложнены апофизами и тупыми выступами, контакты с диопсидитами обычно имеют волнистые или угловатые очертания, будь то граница дайки или заключенные в ней ксенолиты.

За редкими исключениями, все дайки в той или иной степени рассланцованы. Массивные и сланцеватые разности метадиоритов связаны постепенными переходами. Массивные метадиориты внешне напоминают базальты или мелкозернистые диабазы, обладают гранобластовой структурой и состоят из мелких (0,05—0,1 мм) изометричных зерен полевых шпатов, клинопироксена, кварца, титаномагнетита и неясно ориентированных чешуек биотита. Переход к сланцеватым разностям выражается в появлении субпараллельных микросколов, вдоль которых происходит катаклаз и перекристаллизация полевых шпатов и пироксена, а также, что особенно характерно, собирательная кристаллизация биотита и магнетита вплоть до появления меланократовых полосок и струек. Одновременно породы приобретают очково-сланцеватый облик и в них появляются согласные кварц-полевошпатовые струйки и линзочки, сложенные олигоклазом № 18—22, микроклин-пертитом и кварцем. Для внутренних частей зон рассланцевания особенно характерны тонкополосчатые красно-серые бластомилониты. Темные полоски содержат (в %): 60—65 плагиоклаза № 27—35 и калиевого полевого шпата, 9—13 кварца и 27—30 цветных минералов (включая акцессории), светлые состоят из олигоклаза № 18—20 в количестве 9—43%, микроклин-пертита (25—60%) и кварца (29—30%) с незначительной примесью амфибола, биотита, циркона, магнетита (до 1,5—2,0%). В целом структура породы отличается харак-



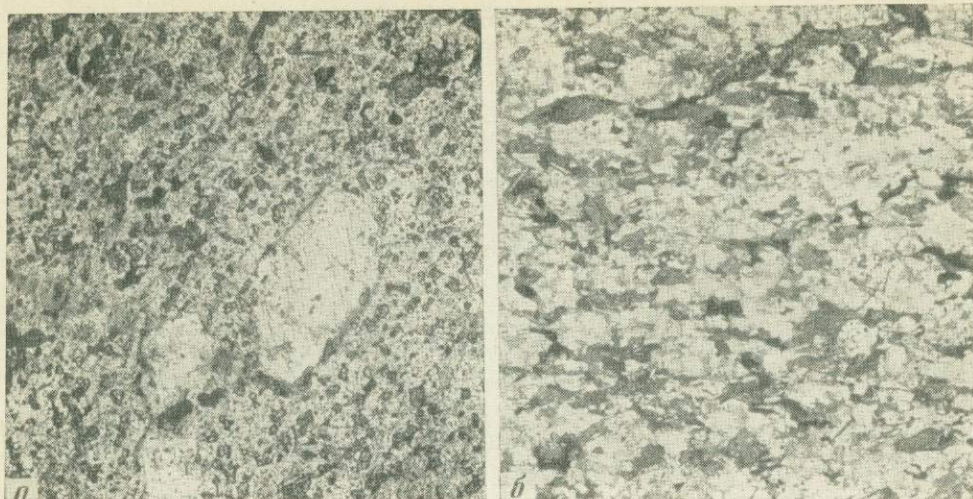
Фиг. 40. Блок-диаграмма участка Эмельджакского месторождения [172]

1 — диопсид-гиперстен-амфибол-биотитовые плагиосланцы, подстилающие и перекрывающие продуктивную пачку; 2 — диопсидовые гнейсы и сланцы продуктивной пачки; 3 — мраморы и кальцифиры; 4 — дофлогопитовые гранитогнейсы и граниты; 5 — флогопитовые магнезиальные скарны; 6 — «зоны милонитизации» (метадиориты); 7 — постфлогопитовые гранитные пегматиты



Фиг. 41. Строение древних разломов на месторождениях Эмельджакской группы: а — в разрезе, б — в плане

1 — метадиориты; 2 — сланцеватые метадиориты; 3 — массивные кварц-полевошпатовые породы; 4 — сланцеватые кварц-полевошпатовые породы; 5 — граниты; 6 — гнейсы, кристаллические сланцы; 7 — диопсидовые метасоматиты



Фиг. 42. Переход blastopорфировидной структуры габбро-диорита (а) к blastокатаклической структуре метадиорита (б) на Эмельджакском месторождении
Шлиф при одном никеле; увел. 20

терным blastомилонитовым узором, основу которого создают линзовидные и овоидные порфиробласты полевых шпатов и амфибола, погруженные в мелкозернистую биотит-магнетит-кварц-полевошпатовую струйчато-волнистую ткань.

Нередко кварц-полевошпатовые породы слагают внешнюю оторочку разломов, отделяя рассланцованные метадиориты от окружающих метаморфических пород. Здесь они обычно представлены массивными пегматоидными и гранитоподобными разностями, ортотектитам и гранулитам с характерными веретенообразными выделениями кварца, погруженными в мелкозернистую кварц-полевошпатовую ткань. Все это вместе взятое показывает, что рассланцевание даек и образование кварц-полевошпатовых пород происходило одновременно.

В отдельных дайках были обнаружены массивные габбро-диориты с реликтовыми порфировыми структурами и изучены их превращения в метадиориты и blastомилониты. Было установлено, что структурное преобразование габбро-диоритов сопровождается изменением их минерального состава (табл. 18). При этом вкрапленники плагиоклаза утрачивают свои идиоморфные очертания, клинопироксен замещается роговой об-

Таблица 18. Изменение минерального состава габбро-диорита при рассланцевании, в объемн. %

Минерал	010	05	04	07
Плагиоклаз	64,3	42,1	44,4	48,5
Калиевый полевой шпат	2,2	15,9	10,8	11,2
Клинопироксен	22,3	6,0	—	—
Кварц	—	11,7	15,4	13,2
Роговая обманка	3,3	7,0	14,0	10,0
Биотит	0,6	13,4	11,2	8,7
Сфен	—	—	0,6	6,1
Магнетит, ильменит	5,8	3,0	3,0	1,4
Апатит, циркон	1,5	0,9	0,6	0,9

010 — габбро-диорит; 05, 06 — метадиорит; 07 — blastомилонит по габбро-диориту.

Таблица 19. Количественно-минеральный состав раннепротерозойских дайковых пород, %

Минерал	10	01	02	04	06	07	11	12	21	22	23
Плагиоклаз	64,3	53,0	59,0	44,4	49,0	48,5	45,5	51,8	53,1	36,0	46,5
Калиевый полевой шпат	2,2	7,0	11,7	10,8	12,0	11,2	18,9	23,0	16,2	39,2	11,8
Кварц	—	2,8	2,7	15,4	8,5	13,2	4,1	6,3	9,7	16,3	12,8
Пироксен моноклинный	22,3	14,2	7,0	—	—	—	5,1	—	—	—	—
Роговая обманка	3,3	+	+	14,0	11,0	10,0	8,6	11,9	7,0	3,0	11,3
Бiotит	0,6	16,0	15,6	11,2	9,5	8,7	8,2	1,4	7,6	2,2	12,3
Апатит	1,5	1,5	1,0	0,6	0,9	0,9	2,0	0,6	1,8	0,7	1,9
Циркон	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Сфен, лейкоксен	—	+	+	0,2	8,0	6,1	+	0,5	1,6	0,8	2,0
Магнетит, ильменит	5,8	5,5	3,0	3,4	1,1	1,4	7,6	4,5	3,0	1,8	1,4
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

10 — габбро-диориты; 01, 02, 04, 06, 07, 11, 12, 21, 22, 23, 31, 33, 41, 51, 52 — метадиориты; 53, 54, 55, 57, 58, 59, 510, 511, 512 — метагранодиориты.

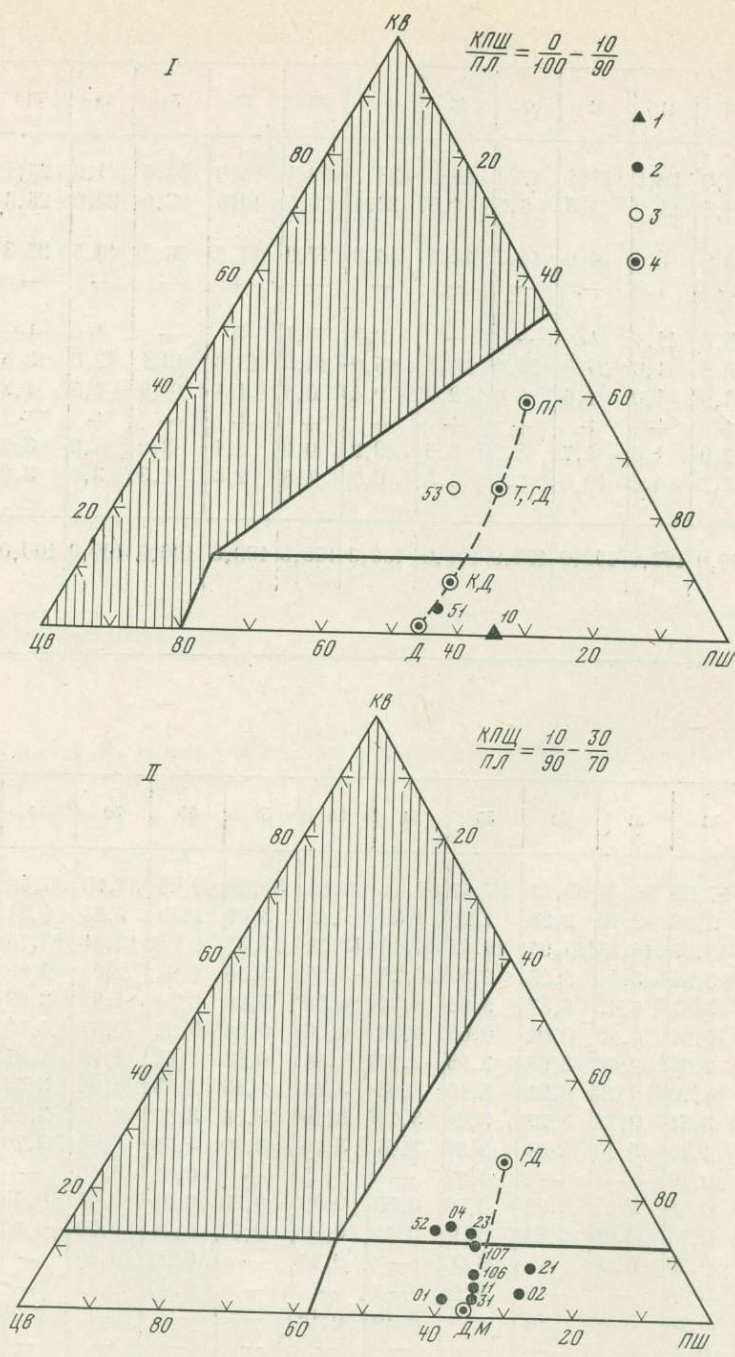
Таблица 20. Химические составы раннепротерозойских дайковых пород, в %

Компоненты	10	01	02	04	05	07	11	12	21	22	23	31
SiO ₂	48,11	47,43	55,86	56,64	53,38	57,76	56,90	56,42	56,52	57,81	56,67	55,10
TiO ₂	2,45	2,71	2,52	2,12	2,72	2,40	1,50	1,55	1,75	0,72	0,87	1,72
Al ₂ O ₃	17,50	16,87	16,16	16,31	15,23	14,86	16,30	15,04	15,25	15,47	15,13	16,46
Fe ₂ O ₃	7,00	6,10	2,53	2,75	4,53	3,67	2,79	3,49	3,87	3,83	4,87	2,46
FeO	5,66	7,07	4,6	4,86	4,87	4,47	4,76	4,71	3,90	3,74	4,24	5,96
MnO	—	—	0,14	0,14	0,08	0,09	0,06	0,06	0,5	0,08	0,07	0,11
MgO	3,22	3,43	3,55	3,51	2,28	2,50	4,10	2,70	2,50	1,68	2,28	2,60
CaO	10,10	7,54	5,06	5,36	5,80	4,88	5,11	4,94	4,62	4,77	4,28	5,56
Na ₂ O	4,63	3,68	3,88	4,00	3,94	3,86	4,25	3,45	4,00	2,00	3,76	3,80
K ₂ O	0,99	2,58	4,03	3,01	3,22	3,71	3,03	4,65	4,35	5,65	4,24	3,84
H ₂ O ⁻	—	—	0,24	0,38	0,08	0,09	0,23	0,11	—	—	—	0,28
H ₂ O ⁺	0,10	0,69	0,46	0,59	0,74	0,86	0,59	0,59	—	—	—	0,40
P ₂ O ₅	0,23	0,74	0,71	0,59	0,68	0,81	0,75	0,80	0,68	0,58	0,89	1,00
CO ₂	—	—	0,31	—	0,10	0,21	—	1,46	0,44	—	—	0,33
S	—	—	—	—	0,22	0,08	0,03	—	0,45	0,11	0,12	0,20
F	0,15	—	—	—	0,30	0,10	—	—	0,32	—	—	—
BaO ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	0,34	—	—	—
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	0,72	2,46	1,24	—
Сумма	99,99	98,96	100,05	100,21	99,50	100,27	100,39	99,93	100,76	98,90	98,57	99,71

02, 04, 06, 07, 11, 12, 21, 31, 33, 51, 53, 55, 58, 59 анализировались в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР — аналитики: Н. П. Зайцева, Т. А. Сокова, В. А. Сычкова, Л. П. Царева; 22—23, 41 — заимствованы из материалов А. А. Кашпора, остальные получены путем пересчета количественно-минерального состава.

	31	33	41	51	52	53	54	55	57	58	59	510	511	512
	57,5	48,3	52,5	53,4	47,0	45,5	38,7	39,4	35,8	32,4	37,2	25,1	18,0	30,2
	10,0	16,8	24,0	1,3	6,2	1,9	22,4	20,5	19,0	23,0	22,0	25,6	26,9	24,9
	2,7	12,9	3,4	4,0	14,7	24,0	16,8	17,9	21,8	26,3	19,5	27,3	41,3	27,0
	4,7	—	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	18,8	5,8	11,7	+	—	—	2,8	7,1	+	—	+	+	—	+
	1,0	9,2	1,0	28,0	23,4	21,8	15,0	10,0	13,6	13,1	12,0	13,5	11,6	11,7
	1,7	1,9	1,0	1,6	1,6	2,0	0,4	0,4	1,1	0,9	1,5	1,8	0,3	0,3
	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	0,6	2,9	1,0	1,7	4,7	0,5	3,2	0,2	6,1	3,0	4,8	3,7	0,7	4,9
	3,0	2,2	4,4	10,0	2,4	4,3	0,7	4,5	2,6	1,3	3,0	3,0	1,2	1,0
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

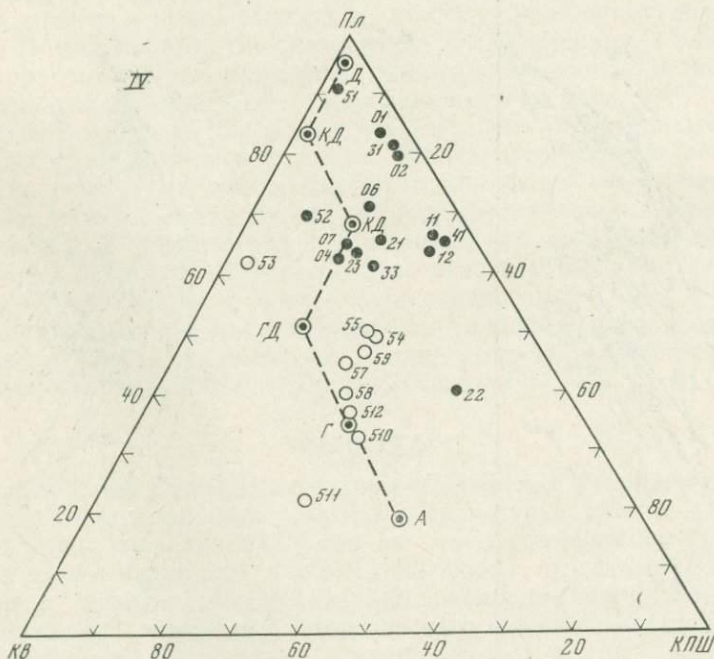
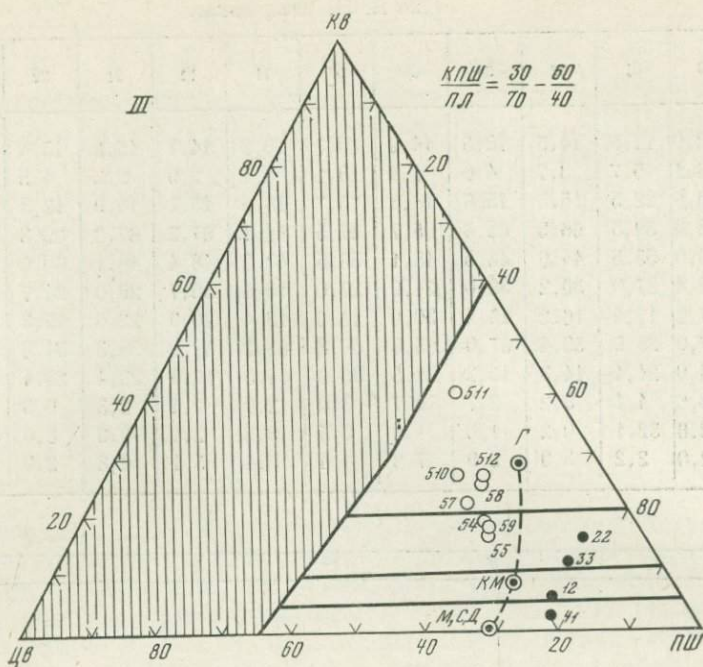
	33	41	51	52	53	54	55	57	58	59	510	511	512
	54,24	57,50	56,44	53,17	57,17	61,41	60,86	59,80	63,36	58,70	65,42	72,01	62,53
	1,78	2,23	3,10	2,21	2,20	1,62	1,40	3,07	1,10	1,23	1,81	1,01	2,36
	16,08	15,87	14,15	15,94	16,45	14,19	13,92	13,39	16,08	17,21	13,73	10,81	14,24
	3,50	3,61	5,14	6,05	2,55	4,25	3,85	5,15	1,94	2,94	2,63	2,5	2,42
	6,22	3,57	6,17	4,37	5,62	3,74	4,02	3,96	2,84	4,91	2,69	2,85	2,43
	0,10	0,07	0,13	0,02	0,08	0,02	0,09	0,04	0,03	0,07	0,10	—	0,09
	2,75	2,04	2,08	2,98	2,95	2,25	1,66	0,53	1,68	1,90	1,21	1,44	1,26
	5,50	4,70	4,29	6,21	5,19	3,83	3,96	5,13	2,93	4,26	3,50	1,56	4,75
	3,84	3,51	3,73	3,27	3,48	3,70	3,49	3,36	3,67	3,84	3,42	2,22	2,64
	3,90	4,15	3,16	2,66	2,57	3,45	3,70	3,69	4,69	3,55	3,70	4,23	4,15
	0,30	0,10	—	—	0,12	—	0,05	—	0,12	0,18	—	—	—
	0,27	0,68	0,81	0,98	0,63	0,56	0,88	0,30	0,95	0,47	0,40	0,20	0,40
	1,00	0,84	0,90	0,85	0,97	0,61	0,90	0,70	0,31	0,60	0,60	0,17	1,30
	0,17	0,72	0,60	—	0,00	—	0,30	—	0,20	0,18	—	—	—
	0,35	0,16	—	—	0,15	—	—	—	0,00	0,12	—	—	—
	—	0,26	0,26	0,07	—	0,10	0,18	—	—	—	0,20	—	0,20
	—	0,25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	0,8	—	—	—	—	0,49	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	99,83	100,42	100,04	98,78	100,05	99,73	99,61	100,12	99,90	99,50	99,41	100,00	98,77



Фиг. 43. Диаграммы количественно-минерального состава раннепротерозойских дайковых пород

манкой, по олигоклаз-андезину развивается калиевый полевой шпат, темноцветные и лейкократовые компоненты обособляются в отдельные струи, появляются кварцевые лифзочки и струйки с резким волнистым угасанием зерен (фиг. 42).

Сопоставив свои наблюдения на Скальном разломе, Эмельджакском месторождении и некоторых других участках Центрально-Алданского района, А. Г. Лихоманов пришел к важному и обоснованному выводу о



1 — габбро-диорит; 2 — метадиориты; 3 — метагранодиориты; 4 — средние составы пород, по Б. М. Куплетскому; ПЛ — плагиогранит, Т — тоналит, ГД — гранодиорит, КД — кварцевый диорит, Д — диорит, ДМ — диорит меланократовый, Г — гранит, М — монзонит, СД — сиенитдиорит, КМ — кварцевый монзонит, А — аляскит. Номера образцов соответствуют номерам в таблицах 19 и 20

том, что габбро-диориты, метадиориты и метагранодиориты представляют собой ранее неизвестную на Алданском щите дайковую серию раннепротерозойского возраста. Для нее характерны не только особые условия залегания, температуры и структуры дайковых пород, но также определенный минеральный и химический состав (табл. 19, 20, 21).

Таблица 21. Числовые характеристики раннепротерозойских дайковых пород по А. Н. Заварицкому

Индекс	10	01	02	04	06	07	11	12	21	22	23	31
a	12,0	12,5	14,5	13,5	14,0	13,7	13,8	14,7	15,6	13,4	15,2	14,3
c	6,1	5,7	3,7	4,6	1,8	3,1	4,1	2,9	2,3	4,5	3,0	4,2
b	23,6	22,5	15,3	15,6	18,5	15,7	16,0	15,2	14,9	12,3	13,8	15,3
s	58,3	59,3	66,5	66,3	65,7	67,5	66,1	67,2	67,2	69,8	68,0	66,2
f	49,0	55,5	44,6	46,5	48,1	56,5	43,2	48,4	48,1	60,6	53,9	52,3
m'	23,4	27,0	39,2	39,0	21,9	27,0	43,4	30,7	29,0	24,7	28,8	29,8
c'	27,6	17,5	16,2	14,5	30,0	16,5	13,4	20,9	22,9	15,3	17,3	17,9
n	87,0	68,0	59,4	67,0	65,0	60,8	68,2	52,8	58,3	34,8	57,0	60,0
φ	26,0	24,4	14,3	15,2	21,5	35,6	14,5	17,9	22,4	28,4	30,0	14,2
t	3,6	4,1	3,2	2,7	3,7	3,0	2,0	2,1	2,3	0,9	1,15	2,2
Q	-13,6	32,1	0,2	1,0	1,6	5,5	0,5	2,1	0,9	8,0	32,6	-0,4
a:c	2,0	2,2	3,9	2,9	7,8	4,4	3,4	5,1	6,8	2,9	5,1	3,4

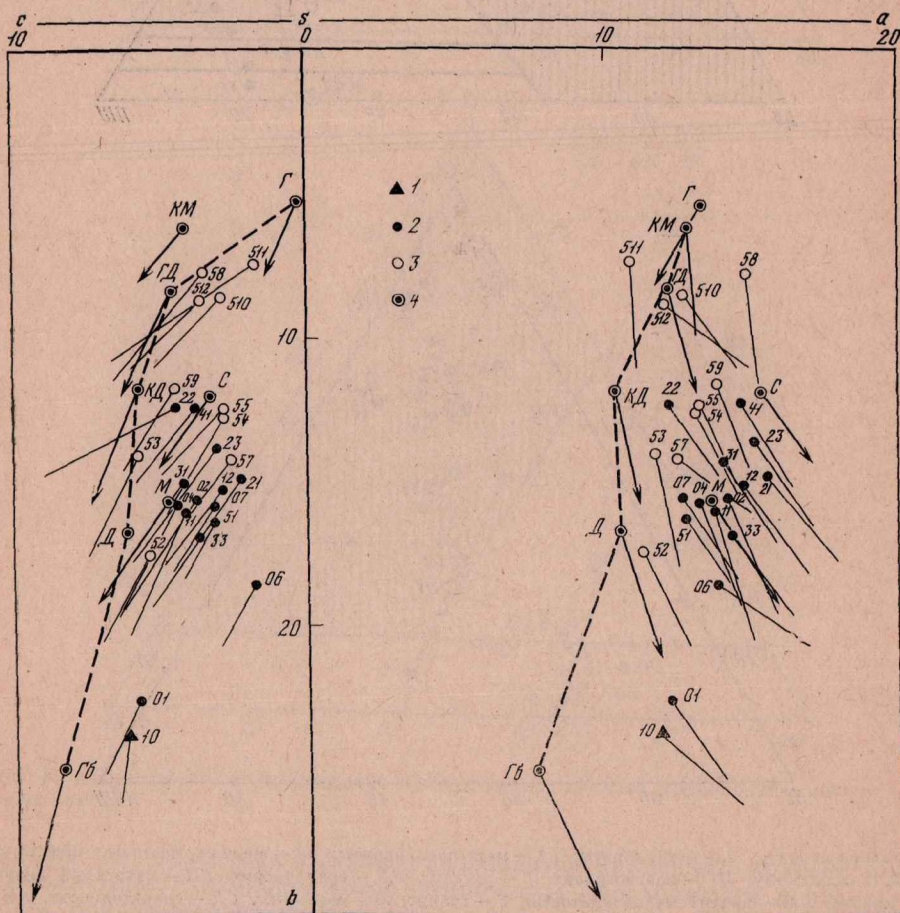
	33	41	51	52	53	54	55	57	58	59	510	511	512
	14,5	14,7	12,9	11,6	11,8	13,2	13,2	12,7	15,0	14,0	12,9	10,9	12,2
	3,8	3,8	3,1	5,3	5,7	2,8	2,8	2,6	3,5	4,4	2,9	1,7	3,6
	16,9	12,3	16,3	17,6	14,0	12,7	12,2	14,2	7,8	11,6	8,6	7,4	8,9
	64,8	69,2	67,7	65,5	68,5	71,3	71,8	70,5	73,7	70,0	75,6	80,0	75,3
	54,1	54,5	65,0	55,4	56,2	56,3	53,0	57,5	57,5	63,8	57,7	65,0	50,2
	28,1	29,0	21,5	30,0	36,5	30,0	31,1	18,2	37,0	28,6	24,4	32,8	22,3
	17,8	16,5	13,5	14,6	7,3	13,7	15,9	24,3	4,5	7,6	17,9	2,2	27,5
	60,0	56,6	64,2	65,0	67,0	62,0	54,3	58,0	54,1	62,3	58,5	44,0	49,0
	18,2	25,2	28,8	30,1	16,2	28,4	21,8	31,0	21,6	21,9	26,0	28,3	23,7
	2,5	2,8	4,0	3,1	2,9	1,9	1,9	3,8	1,3	1,5	2,1	1,1	2,8
	-3,2	8,2	8,5	2,5	7,8	13,4	12,6	13,0	13,9	7,6	22,5	36,5	22,6
	3,8	3,9	4,2	2,2	2,1	4,7	5,2	4,9	4,3	3,2	4,4	6,4	3,5

На диаграмме Б. М. Куплетского [138] метадиориты и метагранодиориты отвечают диоритам, кварцевым диоритам, монцонитам, кварцевым монцонитам, а габбро-диориты — меланократовым диоритам с необычно высокими содержаниями рудных компонентов (фиг. 43). На петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого фигуративные точки группируются в виде овала, который расположен по оси «в» между габбро-диоритами и гранодиоритами и резко сдвинут в сторону повышенной щелочности (фиг. 44). Не исключено, что она связана с проявлением в раннепротерозойских разломах высокотемпературного щелочного метасоматоза, который происходил синхронно с расланцеванием даек [92].

В ходе исследований были получены также убедительные доказательства постфлогопитового возраста раннепротерозойских даек. Было установлено, что дайки габбро-диоритов отчетливо пересекают флогопитоносные диопсидовые залежи, цементируют обломки крупных кристаллов диопсида и флогопита, проникают в эти кристаллы по спайности и в целом располагаются несогласно относительно контактово-реакционных зон доломитов и алюмосиликатных пород. Более молодой возраст по сравнению с флогопитоносными диопсидовыми телами доказан также для бластомилонитов алмадин-амфиболитовой фации и сопровождающих их кварц-полевошпатовых пород [96].

ВЫВОДЫ

1. Исследования Скального разлома и разрывов, сопряженных с Кировоградско-Новоукраинским массивом, свидетельствуют о длительном унаследованном развитии разломов на уровне амфиболитовой фации.
2. Для таких разломов характерны особые структурные элементы, возникшие в результате гранитизации, внедрения магматических расплавов, перекристаллизации и пластического течения вещества.
3. Специфическая особенность амфиболитовой фации — широкое развитие в интрузивных телах протоклаза, который затушевывает и даже уничтожает первичные структуры и текстуры пород; интенсивная переработка более ранних структурных элементов под воздействием расплавов и высокотемпературных растворов.
4. Тектониты амфиболитовой фации отличаются от регионально метаморфизованных пород по структурно-текстурным признакам, но сходны с ними по минеральным ассоциациям, а это определяет близость их петрофизических свойств и, в частности, общую низкую пористость.



Фиг. 44. Химические составы раннепротерозойских дайковых пород Центрально-Алдачского района в пересчете по А. Н. Заварицкому

1 — габбро-диорит; 2 — метадиориты; 3 — метагранодиориты; 4 — средние типы пород, по Р. Дэли: Г — гранит, ГД — гранодиорит, КД — кварцевый диорит, Д — диорит, Гб — габбро, М — монцонит, КМ — кварцевый монцонит, С — сениит. Номера образцов соответствуют номерам в табл. 19 и 20

РУДОНОСНЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ В КРУПНЫХ РАЗЛОМАХ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ФОРМАЦИОННОЕ ДЕЛЕНИЕ

В различных районах СССР установлены и изучены щелочные, или полевошпатовые, метасоматиты, с которыми связаны бериллиевое, тантало-ниобиевое, урановое, циркониевое и редкоземельное оруденения, а также флюоритовая, или криолитовая, минерализация. Они приурочены к глубинным разломам древних щитов и платформ и не обнаруживают видимой связи с конкретными магматическими телами.

В литературе рудоносные метасоматиты фигурируют под разными названиями, которые подчеркивают либо химический или минеральный составы метасоматитов, либо геологические или тектонические условия их локализации, либо происхождение. Их называют щелочные метасоматиты [40], щелочные метасоматиты докембрия [141, 142], рудоносные щелочные метасоматиты [94], гранитоидные щелочные метасоматические породы [5, 8], редкометальные метасоматиты состава щелочных гранитов [52, 211], гранитоподобные щелочные метасоматиты [10], полевошпатовые метасоматиты [51, 9], редкометальные щелочные кварц-полевошпатовые метасоматиты зон регионального метаморфизма [132], палингено-метасоматические апограниты [41], апограниты «прибайкальского» типа [148, 150], кварц-полевошпатовые метасоматиты в разломах кристаллического фундамента [28]. Приведенные названия не во всех случаях являются синонимами, так как некоторые из них относятся не ко всей совокупности этих метасоматических образований, а только к их части. В качестве примера рассмотрим несколько работ более общего плана.

Как самостоятельная формация щелочные метасоматиты зон региональных разломов были выделены В. А. Рудником и В. М. Терентьевым [200], а в дальнейшем переведены в разряд семейства кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов, входящего в единый формационный ряд кварц-полевошпатовых метасоматитов, который в свою очередь принадлежит к формационной группе ультраметаморфогенных и метасоматических гранитоидных пород [199]. Само же семейство кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов было разделено на четыре формации: кварц-ортоклазовых метасоматитов, кварц-микроклиновых метасоматитов, альбититов и гумбеитов. С некоторыми вариациями это деление включено В. А. Рудником и Г. М. Беляевым во второе издание «Геологического словаря» [47].

К сожалению, при общей правильной постановке вопроса о самостоятельном значении щелочных метасоматитов в зонах региональных разломов и существовании среди них нескольких формаций характеристика последних оказывается весьма противоречивой, особенно относительно рудоносности разных типов метасоматитов. Так, формация кварц-ортоклазовых метасоматитов включает отдельные зоны магнезиальных скарнов и андрадитсодержащие пегматиты, рассекающие эти скарны; в фор-

мации альбититов отсутствуют наиболее характерные для нее ураноносные натровые метасоматиты, но фигурируют гидротермально измененные породы полиметаллических колчеданных и некоторых редкометалльных (Ta, Nb, Be, TR) месторождений, подразделенные на более высокотемпературную тальковую и более низкотемпературную серпентинитовую фацию и т. д.

В. Г. Кушев [142] рассматривает все щелочные метасоматиты докембрия в зонах региональных разломов как особую геологическую формацию и делит их на шесть типов, которые залегают соответственно:

I — в железистых кварцитах и представлены эгиринитами, щелочно-амфиболовыми сланцами и альбититами;

II — в гнейсах и сложены сиенит-мигматитами, олигоклазитами и микроклинитами;

III — в гранитогнейсах и гранитах и представлены альбит-крокидолитовыми, почти мономинеральными альбитовыми и альбит-микроклиновыми породами;

IV — в дайках габбро, габбро-диабазов, диабазов в виде альбититов, амфибол-альбитовых, карбонат-альбитовых, карбонатных метасоматитов;

V — среди щелочноземельных сиенитов и гранитов рапакви и состоят из альбита, эгирина, рибекита, флогопита;

VI — в массивах щелочных и нефелиновых сиенитов и представлены мариуполитами и альбититами.

Строго говоря, только два из перечисленных типов могут быть отнесены к числу щелочных или полевошпатовых метасоматитов в зонах региональных разломов, а именно альбититы в железистых кварцитах (I) и гранитогнейсах и гранитах (III), несущие урановую минерализацию. Метасоматиты типа II представляют собой метаморфические породы, а типов IV, V, VI — постмагматические образования с иной металлогенической специализацией.

В. В. Архангельская, А. И. Гинзбург [9] считают, что среди полевошпатовых метасоматитов, представляющих особый генетический тип эндогенных месторождений, существуют по крайней мере три рудные формации: тантало-ниобиевая в альбит-микроклиновых метасоматитах, бериллиевая в существенно микроклиновых породах и ураноносная в альбититах.

Наши исследования и анализ литературных данных свидетельствуют, что эти формации действительно отличаются условиями образования и вещественным составом и в то же время имеют ряд общих признаков, позволяющих объединять метасоматиты в единую группу не только рудных, но и метасоматических формаций.

К числу таких признаков относятся: геотектоническая позиция и структурный контроль кварц-полевошпатовых метасоматитов, соотношения метасоматитов с метаморфизмом и магматизмом, масштабы проявления, особенности метасоматической зональности и положение в ней рудной минерализации.

Геотектоническая позиция и структурный контроль метасоматитов. Как было показано в главе I, кварц-полевошпатовые метасоматиты являются типоморфной рудной формацией областей протоактивизации. Они возникли после длительной эволюции земной коры на рубеже раннего и среднего протерозоя, когда ядра древних материков, перекрытые протоплатформенным чехлом, подверглись крупным блоковым перемещениям, которые сопровождались дислокационным метаморфизмом амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, разнообразным магматизмом, интенсивным постмагматическим и постметаморфическим оруденением. Для большинства известных на сегодня месторождений этого класса характерен возраст 2,0—1,7 млрд. лет. Для отдельных месторождений приводятся значения вплоть до 1,3—1,1 млрд. лет. Эти значения свиде-

тельствуют, что процессы протоактивизации и щелочного метасоматоза не были строго синхронными во всех районах земного шара.

Характерная особенность рудоносных щелочных метасоматитов — приуроченность к областям земной коры континентального типа с мощным гранитным слоем. Они локализуются либо в полях гранитогнейсов, либо в узких трогах, заполненных вулканогенными, терригенными или железисто-кремнистыми формациями и окруженных ультраметаморфическими породами.

Отнюдь не случайным нужно считать то обстоятельство, что ни в архейских зеленокаменных поясах, ни в раннепротерозойских прогибах, сложенных офиолитовыми комплексами, рудоносные кварц-полевошпатовые метасоматиты не обнаружены.

Более того, зоны разломов, вмещающие полевошпатовые метасоматиты, протягиваются на многие десятки и первые сотни километров, обычно имеют наклон 50—70° и тем не менее нигде не сопровождаются ни базитовыми, ни ультрабазитовыми интрузиями. Это указывает на сравнительно небольшую глубину проникновения и отсутствие прямых связей с верхней мантией.

В целом зоны полевошпатовых метасоматитов подчиняются простиранию складчатых структур кристаллического фундамента, но в деталях картина выглядит сложнее.

Поскольку сам фундамент имеет гетерогенное складчато-блоковое строение, то и рудоносные разломы образуют сложные системы, располагающиеся либо в пограничных зонах древних щитов, либо в их центральных частях. Такие системы достигают в ширину 10—15 км и состоят из многих параллельных и диагональных разрывов, разделенных менее деформированными породами.

По мере накопления фактических данных становится все более очевидным, что для крупных разломов, контролирующих размещение рудоносных полевошпатовых метасоматитов, характерно наличие структурных элементов глубинного типа, отвечающих IV и V уровням дислокационного метаморфизма — зон инъекционных мигматитов и будинажа, биотит-амфиболовых бластомилонитов и бластокатаклизитов. Часто они сочетаются со структурными элементами верхних уровней — эпидот-хлоритовыми милонитами и катаклизитами, зонами дробления и трещиноватости, что приводит к появлению совмещенной вертикальной структурной зональности.

При этом альбит-микроклиновые метасоматиты с танталом, ниобием и бериллиеносные микроклины контролируются структурными элементами, возникшими в условиях амфиболитовой фации, ураноносные альбититы — зонами регрессивного дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации.

Распределение отдельных месторождений и рудных тел в пределах разломов и их систем определяется более локальными факторами — наличием благоприятных литологических комбинаций вмещающих пород, морфологией пликативных и дизъюнктивных структур, присутствием экранов для гидротермальных растворов и т. д.

Соотношения метасоматитов с магматизмом и метаморфизмом. Все рудоносные полевошпатовые метасоматиты залегают в докембрийских толщах, претерпевших интенсивный региональный метаморфизм амфиболитовой фации и гранитизацию. Некоторые метасоматические зоны тяготеют к абиссальным и ультраабиссальным гранитоидным массивам, но в целом полевошпатовые метасоматиты не обнаруживают ни пространственной, ни генетической связи с конкретными магматическими телами.

Этим они явно отличаются от «апогранитов» А. А. Беуса [23], которые формируются в куполах гипабиссальных гранитоидных интрузий в результате воздействия постмагматических растворов.

Приуроченность полевошпатовых метасоматитов к ультраметаморфическим комплексам трактуется по-разному. В. А. Рудник [198] считает, что полевошпатовые метасоматиты генетически связаны с процессами палингенно-метасоматического гранитообразования, развивающегося на больших глубинах под воздействием трансмагматических растворов, и предполагает, что выше зоны гранитизации эти растворы переходят в пневматолит-гидротермальные флюиды, которые по мере подъема к поверхности постепенно охлаждаются и образуют единый «мегазональный» ряд полевошпатовых метасоматитов. К сожалению, ни одновременность палингенно-метасоматической гранитизации и щелочного метасоматоза, ни существование «мегазональности» ничем не обосновываются, что делает эту концепцию весьма проблематичной.

Я. Н. Белевцев и др. [20] рассматривают рудоносные полевошпатовые метасоматиты как метаморфогенно-гидротермальные месторождения, образованные в результате выноса рудных компонентов из вмещающих пород в процессе прогрессивного метаморфизма высокотемпературными растворами, которые образовались за счет воды исходных пород, vadозовых вод глубокой циркуляции при участии ювенильных флюидов, поступающих со щелочами. В этой гипотезе остаются неясными источники компонентов и возрастные соотношения между метаморфическими и метасоматическими процессами на разных глубинных уровнях.

Сложность вопроса о соотношении метаморфизма и щелочного метасоматоза обусловлена тем, что ни геологические, ни геохронологические данные не позволяют точно определить длительность перерыва между гранитизацией, метасоматозом и оруденением. Положение усугубляется еще и тем, что альбит-микроклиновые и микроклиновые метасоматиты с танталом, ниобием и бериллием возникают в температурных границах амфиболитовой фации. Хотя среднетемпературные ураноносные альбититы отделены от ультраметаморфического комплекса пород интенсивными зеленокаменными изменениями, природа их во многом остается неясной. Мы вернемся к рассмотрению этих вопросов после изложения фактического материала.

Масштабы проявления метасоматитов, зональность и положение в ней оруденения. Одна из основных особенностей полевошпатовых метасоматитов — их широкое региональное распространение. В крупных разломах кристаллического фундамента они нередко протягиваются на десятки километров и по объему сопоставимы с щелочными интрузиями фанерозоя. По простиранию регионального разлома как правило, отмечается несколько участков развития полевошпатовых метасоматитов, разделенных интервалами, не имеющими или имеющими очень слабое развитие метасоматических явлений. Размеры отдельных метасоматических тел существенно варьируют, однако в целом они весьма значительны и достигают мощности в десятки и сотни метров и имеют длину в несколько километров. Нередко встречаются субпараллельно расположенные тела с суммарной мощностью более 1 км. Если говорить о глубине распространения, то альбит-микроклиновые залежи прослежены без уменьшения интенсивности метасоматоза до 600 м, а ураноносные натровые метасоматиты — до 2 км. Сопоставление различных тел натровых метасоматитов с учетом зональности их строения позволяет предполагать, что протяженность по падению может достигать 3,5 км. При этом происходит закономерная смена фаций по температуре.

Практическая значимость рудоносных полевошпатовых метасоматитов определяется в известной степени большими размерами метасоматических тел.

Минералогический и химический составы метасоматитов далеко не однородны. Поскольку исходные породы в большинстве случаев характеризуются гранитоидным составом (граниты, гнейсы, мигматиты, пегматиты), можно заключить, что влияние исходного состава пород не яв-

ляется определяющим. Основное значение имеют интенсивность преобразования и реальные сочетания различных стадий гидротермально-метасоматического процесса. Анализ имеющихся данных позволяет заключить, что в процессах образования полевошпатовых метасоматитов намечаются три тенденции, приводящие соответственно к образованию пород: а) существенно микроклиновых, б) кварц-альбит-микроклиновых, в) альбитовых. В первом случае соотношение K/Na резко возрастает, а во втором — сохраняется в пределах, примерно соответствующих составу исходных пород, в третьем — резко уменьшается. Цветные минералы представлены щелочными амфиболами и (или) пироксенами, а также слюдами. Кварц в процессе метасоматического преобразования частично или полностью замещается полевыми шпатами либо сохраняется в первоначальных количествах. Для первого варианта характерен вынос кремнезема и привнос глинозема, для второго — незначительные колебания содержания указанных компонентов. Замещение олигоклаза альбитом или микроклином обуславливает вынос из пород кальция. Весьма характерно, что увеличивается содержание окисного железа за счет закисного.

Все исследователи указывают на наличие четкой зональности в строении метасоматических тел. В большинстве случаев описываемая зональность представляет комбинацию синхронной и топохронной. Во многих районах периферические зоны метасоматических тел представлены существенно калиево-полевошпатовыми породами, промежуточные — альбит-микроклиновыми — с щелочными амфиболами и эгирином, а центральные — грейзенами и существенно кварцевыми породами. Хотя данный тип зональности действительно отмечается, его нельзя рассматривать в качестве общей закономерности. Данная зональность является топохронной и характеризует расположение в пространстве продуктов различных стадий гидротермально-метасоматического процесса. При этом по мере его развития захватывались все более узкие участки пород.

Однако совмещение в пространстве нескольких формационных типов метасоматитов отмечается не всегда. Нередко полевошпатовые метасоматиты представлены либо целиком одной формацией, либо какая-нибудь из этих формаций резко преобладает. В этих случаях устанавливается синхронная горизонтальная зональность, которая особенно детально изучена для натровых метасоматитов и будет охарактеризована в соответствующем разделе. О вертикальной зональности сведения крайне отрывочны. Наиболее убедительны данные об ураноносных натровых метасоматитах.

В целом для рассматриваемой группы формаций характерны тонковкрапленные руды, занимающие в метасоматической зональности строго определенное место. Чаще всего руды приурочены к внутренним зонам метасоматических колонок и образуют согласные линзообразные залежи. Реже встречаются жильные тела с более богатыми рудами. В отличие от большинства гидротермальных месторождений для полевошпатовых метасоматитов не характерны четкий перерыв между изменениями вмещающих пород и собственно рудообразованием. Более того, поздние стадии минерализации, накладывающиеся на метасоматическую зональность, нередко сопровождаются переотложением и перераспределением рудных компонентов.

При этом разным формациям метасоматитов присущи разные ассоциации рудных минералов. В микроклиновых метасоматитах — это гентгельвин в ассоциации с фенакитом и виллемитом, в альбит-микроклиновых метасоматитах — пироксид, цирколит, криолит, гадолинит, в альбититах — уранотитанаты, а также настурин, давидит, коффинит и различные тонкодисперсные урановые минералы, не поддающиеся точной диагностике.

Следовательно, мы можем рассматривать каждый из этих типов эндогенного оруденения как единую рудно-метасоматическую формацию, а их совокупность — как группу рудно-метасоматических формаций.

Прежде чем переходить к характеристике перечисленных формаций, несколько слов о терминологии. Как и для многих других эндогенных образований, она весьма противоречива и недостаточно строга. Чаще всего рудоносные метасоматиты в разломах кристаллического фундамента называют щелочными, или полевошпатовыми. И тот и другой термин имеет свои плюсы и минусы. Первый отражает химизм процесса, специфику его крайних ветвей — калиевой и натровой, но не вполне применим к метасоматитам с тантало-ниобиевым оруденением, поскольку при образовании метасоматитов наряду с натрием привносится фтор, а содержание кремнезема и калия целиком определяется количеством этих элементов в исходных породах¹. Иными словами, можно говорить лишь о высокой активности натрия и фтора в растворах, но не о щелочном характере самих растворов. Второй термин также не совсем точен, ибо в метасоматитах с танталом и ниобием кварц устойчив во всех зонах.

С нашей точки зрения, термины «щелочные калиевые», «кали-натровые», «натровые метасоматиты» целесообразно использовать при формационной характеристике, а названия по минеральному составу — для описания метасоматических колонок.

Поэтому мы будем называть всю эту группу формаций рудоносными щелочными метасоматитами в крупных разломах кристаллического фундамента, а входящие в нее рудно-метасоматические формации — бериллиеносными калиевыми метасоматитами, кали-натровыми метасоматитами с тантало-ниобиевым оруденением и ураноносными натровыми метасоматитами.

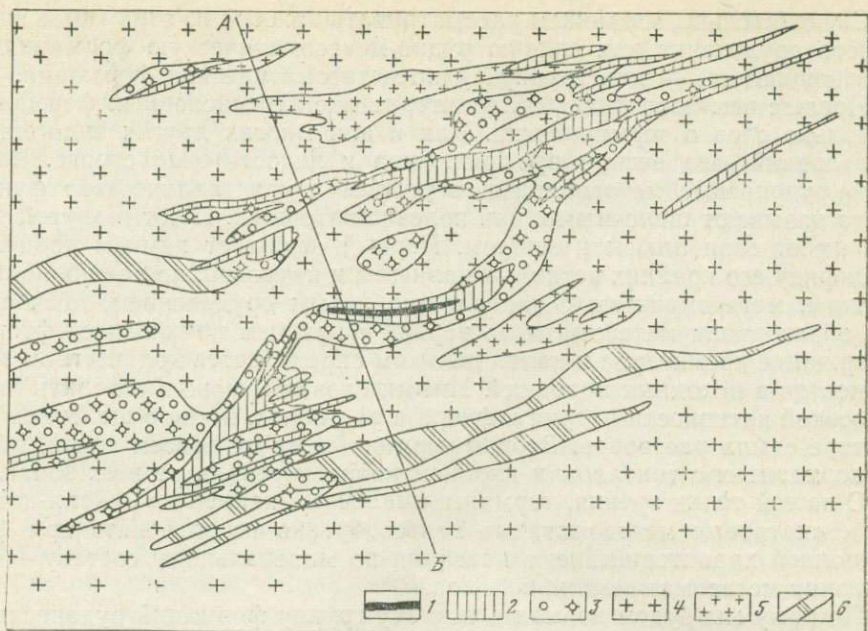
БЕРИЛЛИЕНОСНЫЕ КАЛИЕВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Случаи проявления калиевого метасоматоза высокой интенсивности с образованием рудоносных микроклинитов относительно редки. Лишь гентгельвиновое месторождение, описанное Л. С. Галецким [42], в полной мере относится к этой формации. Это месторождение возникло в верхнем протерозое в процессе тектоно-магматической активизации раннедокембрийских сооружений и приурочено к мощной зоне разломов, простирающейся на 180—200 км при ширине от 2 до 15 км. Соглашаясь с выводом Л. С. Галецкого о геотектонической позиции бериллиеносных калиевых метасоматитов, мы считаем более правильным говорить об их связи с процессом протоактивизации.

Непосредственно на участке месторождения все докембрийские породы претерпели сильные динамометаморфические изменения, выразившиеся в разгнейсовании, рассланцевании и катаклазе вплоть до образования милонитов (фиг. 45).

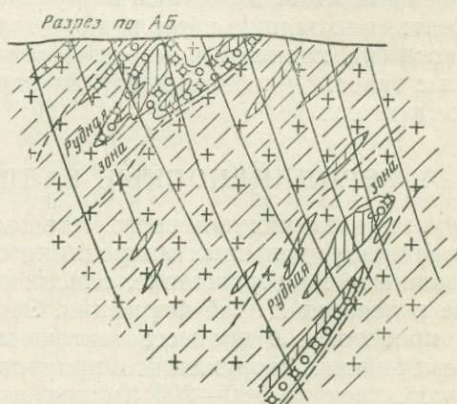
Оруденение представлено гентгельвином и фенакитом и локализуется в пределах рудоносных зон, залегающих согласно с основными структурными элементами. Рудные зоны представлены кулисообразными и цепочкообразными телами рудоносных метасоматитов, что обуславливает прерывистость оруденения. Среди различных метасоматитов по вариациям пороодообразующих минералов выделяются: а) кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые, б) полевошпатовые (альбит-микроклинового, редко до микроклин-альбитового состава), в) ослюденелые

¹ В данных условиях калий ведет себя инертно. Заметим, однако, что инертное поведение калия возможно лишь при определенном отношении активности калия к натрию в растворах, выше которого процесс сменяется калишпатизацией, ниже — альбитизацией, и что кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты могут возникать лишь в породах с высоким первоначальным содержанием калиевого полевого шпата.



Фиг. 45. Схема геологического строения гентгельвинового месторождения в полевошпатовых метасоматитах [45]

- 1 — альбититы;
- 2 — кварц-сидерофиллитовые грейзены, слюдисто-полевошпатовые, полевошпатовые, кварц-полевошпатовые метасоматиты;
- 3 — 5 — «гранит»: 3 — с голубым кварцем, 4 — гнейсовидный, 5 — мелкозернистый;
- 6 — проекция рудных тел на поверхность



(кварц-слюдисто-полевошпатовые, слюдисто-кварц-полевошпатовые, редко слюдисто-полевошпатовые), г) слюдисто-кварцевые до кварц-слюдистых (грейзены), д) кварц-гентгельвин-полевошпатовые до кварц-полевошпат-гентгельвинового состава, е) кварц-микроклин-амазонитовые и микроклин-амазонитовые жильные пегматоидные выделения, ж) кварц-гентгельвиновые и гентгельвин-кварцевые образования. По формам выделения, парагенетическим ассоциациям, физическим свойствам, химическому составу выделяются три генерации гентгельвина.

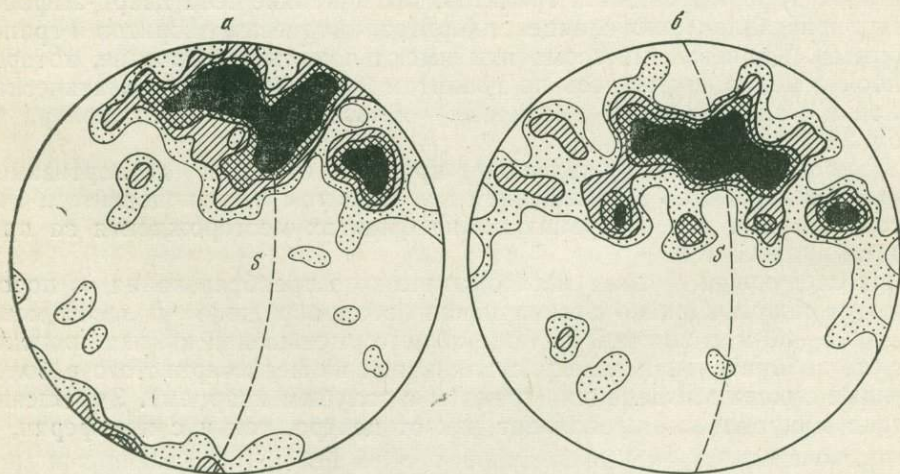
Гентгельвин I встречается в полевошпатовых метасоматитах, где образует рассеянную вкрапленность и мономинеральные скопления. Величина зерен достигает 0,2—0,5 мм. В некоторых случаях с ним ассоциируется густая вкрапленность виллемита.

Гентгельвин II обнаружен в грейзенах и в различной степени грейзенизированных полевошпатовых метасоматитах. Гентгельвин II имеет меньшую величину и степень идиоморфизма. Он образует цепочкообразные, четковидные скопления ксеноморфных зерен; нередко обрастает фенакитом.

Гентгельвин III встречен в жилах с различным содержанием кварца, он отличается высокой железистостью и не имеет зональности [45].



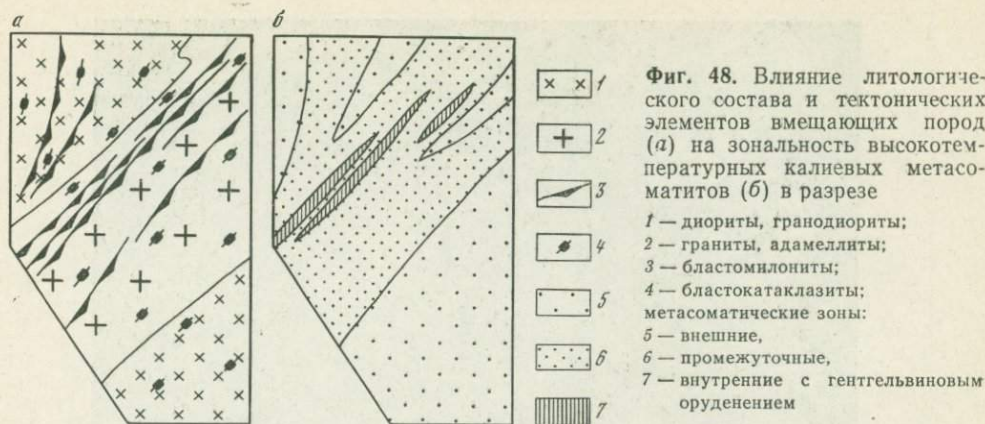
Фиг. 46. Очково-сланцеватый гранит, слабо затронутый метасоматозом
Николи скрещены; увел. 10



Фиг. 47. Диаграммы ориентировки оптических осей кварцевых зерен в blastomylonites и очково-сланцеватых гранитах, слабо затронутых метасоматозом
Плотность изолиний 1—2—3—4%; S — сланцеватость

Наши исследования показали, что рудоносные зоны представляют собой разломы, внутреннее строение которых определяется комбинацией различных типов тектонитов, а сложное сочетание разнообразных метасоматитов обязано совмещению в их пределах калиевого метасоматоза и более поздней грейзенизации.

Среди дометасоматических структурных элементов преобладающим распространением пользуются очково-сланцеватые породы, blastokataklazиты и blastomylonиты по гранитоидам. Очково-сланцеватые гранитоиды слагают полосы мощностью от 100 м до 3—5 км. Blastokataklazиты и blastomylonиты образуют отдельные швы мощностью от 0,3 до 10 м. Несмотря на наложенный метасоматоз нередко сохраняются



Фиг. 48. Влияние литологического состава и тектонических элементов вмещающих пород (а) на зональность высокотемпературных калиевых метасоматитов (б) в разрезе

1 — диориты, гранодиориты;
 2 — граниты, адамеллиты;
 3 — blastsмилолиты;
 4 — blastsкатаклазиты;
 метасоматические зоны:
 5 — внешние,
 6 — промежуточные,
 7 — внутренние с гентгельвиновым оруденением

текстурные и структурные черты тектонитов (фиг. 46). Об этом же свидетельствуют результаты измерения оптической ориентировки зерен кварца в шлифах, вырезанных перпендикулярно линии простирания сланцеватости (фиг. 47). Размещение бериллиеносных калиевых метасоматитов четко контролируется зонами blastsмилолитов, blastsкатаклазитов. В меньшей степени метасоматическим преобразованием захвачены очково-сланцеватые гранитоиды. Метасоматозу подвергаются как поля деформированных гранитов, так и мелкие тела кварц-амфиболовых кристаллических сланцев, диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов. Калиевые метасоматиты имеют зональное строение, которое наиболее полно проявилось по гранитам (фиг. 48). Метасоматическая колонка апогранитных калиевых метасоматитов представлена в табл. 22.

Наиболее слабым проявлением процесса является деанортизация олигоклаза гранитов с замещением его альбитом и клиноцоизитом. Эти преобразования распространяются на флангах месторождения за пределами рудного поля.

На следующей ступени метасоматического преобразования из пород исчезает кварц. Однако бескварцевая зона окружена полосой мощностью 5—30 м, в которой на фоне общего уменьшения кварца происходит его собирательная перекристаллизация из мелкозернистого в более крупные очковые выделения (граниты с голубым кварцем). Замещение кварца микроклином происходит как от центра, так и с периферии, в первую очередь за счет разрастания граней $110-1\bar{1}0$, являющихся гранями предпочтительного роста. Микроклин по кварцу водянопрозрачен, что позволяет отличать его от мутного микроклина, содержащего многочисленные включения зерен альбита, развивающегося по плагиоклазу.

Внутренняя зона характеризуется замещением альбита микроклином. Последний наследует оптическую ориентировку микропертитов и включений. В результате образуются существенно микроклиновые породы с биотитом и незначительным количеством реликтов кварца и альбита. Продуктами наиболее глубокого метасоматического преобразования являются микроклиниты, состоящие исключительно из калиевого полевого шпата. Мощность внутренних зон от 0,2 до 3—5 м.

Иной характер носит метасоматическая зональность по породам среднего состава (табл. 23). На начальной ступени преобразования здесь также исчезает анортитсодержащий плагиоклаз. Характер его замещения такой же, как и у олигоклаза кислых гранитоидов.

Поскольку при этой реакции поглощается кварц, содержание которого в средних породах невелико, то в наиболее внешней зоне метасома-

Таблица 22. Метасоматическая колонка апогранитных калиевых метасоматитов

Номер метасоматической зоны	Минеральные ассоциации	Реакции замещения
0	<i>Кв, Мк-Перт, Олг, Би</i>	<i>Олг → Эп +</i>
1	<i>Кв, Мк-Перт, Эп, Клиноц, Аб, Би</i>	<i>Клиноц + Аб</i> <i>Эп-Клиноц +</i>
2	<i>Кв, Мк-Перт, Аб, Мк, Би</i>	<i>Кв → Мк</i>
3	<i>Мк-Перт, Аб, Мк, Би</i>	<i>Кв → Мк</i>
4	<i>Мк, Би</i>	<i>Аб → Мк</i>
5	<i>Мк</i>	<i>Би → Мк</i>

Примечание. Здесь и далее даны следующие сокращения минералов: *Анд* — андезин, *Рог об* — роговая обманка, *Би* — биотит, *Аб* — альбит, *Кв* — кварц, *Мк* — микроклин, *Мк-Перт* — микроклин-пертит, *Эп* — эпидот, *Клиноц* — клиноцоизит, *Олг* — олигоклаз

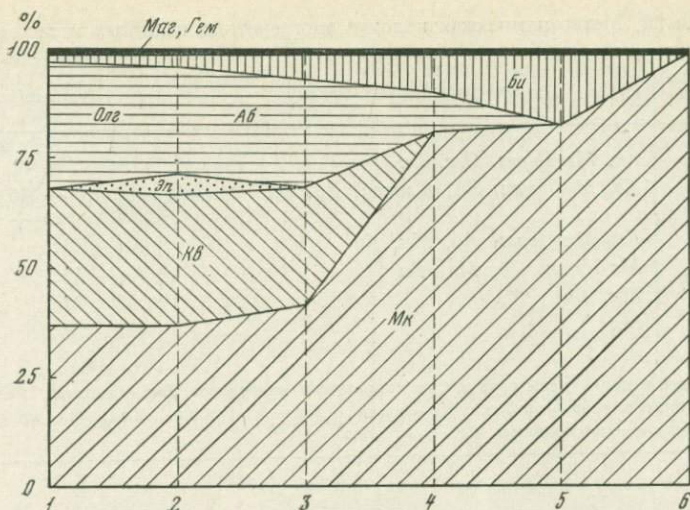
Таблица 23. Метасоматическая колонка калиевых метасоматитов по породам среднего состава

Номер метасоматической зоны	Минеральные ассоциации	Реакции замещения
0	<i>Анд, Рог об, Би, Кв</i>	<i>Анд → Эп</i>
1	<i>Рог об, Би, Кв, Эп, Клиноц, Аб</i>	<i>Клиноц + Аб</i>
2	<i>Мк, Эп-Клиноц, Аб, Рог об</i>	<i>Эп-Клиноц + Кв → Мк</i>
3	<i>Мк, Эп-Клиноц, Аб, Би</i>	<i>Рог об. → Би + Эп-Клиноц</i>
4	<i>Мк, Аб, Би</i>	<i>Эп-Клиноц → Мк</i>

тического ореола происходит полное исчезновение кварца. Образующаяся при этом порода состоит из микроклина, альбита, эпидот-клиноцоизита, роговой обманки, биотита и магнетита.

Необходимо отметить, что уже в этой зоне начинается замещение роговой обманки. На контакте зерен микроклина и роговой обманки в микроклине формируются листочки коричневого биотита. В зерне роговой обманки наблюдаются агрегаты мелких кристаллов эпидота-клиноцоизита и сфена. При более глубоком преобразовании роговая обманка полностью замещается агрегатами зерен эпидот-клиноцоизита, биотита и сфена. Одновременно происходит замещение магнетита. Образующаяся порода состоит из существенных количеств микроклина, альбита, эпидот-клиноцоизита и биотита и немногочисленных зерен сфена. При дальнейшем метасоматическом преобразовании из породы полностью исчезает эпидот-клиноцоизит, и образовавшаяся порода состоит из микроклина, альбита и биотита. Метасоматиты более глубокого преобразования по породам среднего состава не отмечались.

Изменение количественно-минералогического состава четко направлено в сторону образования существенно микроклиновых пород (фиг. 49). Увеличение количеств биотита в метасоматитах, особенно в биотит-микроклиновой зоне, очевидно, обязано перемещению ферромагнезильных компонентов из микроклиновой зоны. Данные химических анализов показывают, что в процессе метасоматического преобразования гранитов происходит привнос калия, алюминия, железа, фтора и вынос кремния и натрия (табл. 24). Результаты химических анализов и количественно-минералогических подсчетов свидетельствуют о щелочном характере растворов с высокой активностью калия. Примечательно резкое возрастание железистости биотита в метасоматитах по сравнению с исходными гранитами (табл. 25). При этом содержание окиси магния



Фиг. 49. Количественный минеральный состав апогранитных калиевых метасоматитов 1—2 — гранит: 1 — неизмененный, 2 — разложенный; 3—6 — калиевые метасоматиты: 3 — биотит-альбит-кварц-микроклиновые внешней зоны, 4 — биотит-альбит-микроклиновые промежуточной зоны, 5 — биотит-микроклиновые, 6 — микроклиновые внутренней зоны

уменьшается с 6,31 до 0,20%, окиси калия возрастает с 8,10 до 9,69%. Это также указывает на высокую активность калия в растворах.

Бериллиевое оруденение локализуется во внутренней и промежуточной зонах метасоматических ореолов, причем содержания гентгельвина и подчиненного фенакита в основном пропорциональны интенсивности метасоматического преобразования пород. Именно этим объясняется отсутствие рудных тел в метасоматитах по диоритам — гранодиоритам, где формирования биотит-микроклиновой и микроклиновой зон не отмечалось.

В локальных участках метасоматиты подверглись более поздней альбитизации, обусловившей образование альбит-микроклиновых метасоматитов и альбититов. Наложение альбитизации на микроклиновые метасоматиты четко фиксируется по развитию пертитов замещения и образованию зерен шахматного альбита.

Принципиально иные тектонические элементы определили размещение более поздних грейзенов. Щелочные метасоматиты обычно подвергнуты катаклазу и милонитизации. Для милонитов и катаклазитов типична угловатая форма зерен (фиг. 50), наличие многочисленных трещин в обломках минералов, четкие признаки раздавливания и перетиравания пород при резко подчиненной роли процессов перекристаллизации. Катаклазиты по метасоматически измененным гранитоидам состоят из раздавленных, деформированных зерен слагающих минералов. В последних развивается густая сеть беспорядочно ориентированных трещин с незначительным смещением отдельных частей зерен. Деформация минералов иногда отчетливо фиксируется по изогнутости двойников плагиоклаза и чешуек биотита.

Как правило, такие зоны катаклаза используются растворами, производящими окварцевание и грейзенизацию. При этом трещины катаклаза заполняются новообразованиями гематита и мусковита и залечиваются кварцем. В участках интенсивного проявления грейзенизации с образованием кварц-мусковитовых грейзенов происходит перекристаллизация с полной или почти полной утратой катакlastических структур.

Таблица 24. Химический состав калиевых метасоматитов, вес. %

Окислы	1	2	3	Окислы	1	2	3
SiO ₂	73,38	60,92	56,22	K ₂ O	4,48	12,51	11,39
TiO ₂	0,16	0,06	0,13	H ₂ O ⁻	0,18	0,09	0,12
Al ₂ O ₃	14,97	17,80	18,17	H ₂ O ⁺	0,20	0,50	0,91
Fe ₂ O ₃	0,93	0,87	1,80	ZnO	Не обн.	0,54	1,41
FeO	0,65	2,10	4,27	Li ₂ O	То же	Не обн.	0,01
MnO	0,06	0,12	0,40	CO ₂	Следы	0,20	0,12
MgO	0,08	0,06	0,40	F	Не обн.	2,30	9,30
CaO	1,06	0,56	0,85				
Na ₂ O	4,20	2,04	1,06	Сумма	100,35	99,71	99,54

1 — гранит гнейсовидный; 2—3 — калиевые метасоматиты (микроклиниты) с бериллиевым оруденением.

Таблица 25. Химический состав биотитов калиевых метасоматитов, вес. %

Окислы	194	3—7	14-с	Окислы	194	3—7	14-с
SiO ₂	34,55	36,80	36,10	Na ₂ O	0,07	0,08	0,07
TiO ₂	1,82	2,70	1,46	K ₂ O	8,10	9,46	9,69
Al ₂ O ₃	16,12	11,30	14,90	H ₂ O	4,88	1,60	1,92
Fe ₂ O ₃	6,10	3,78	4,96	F	0,86	4,10	3,23
FeO	20,16	26,65	24,51	Li ₂ O	Не опр.	1,10	0,72
MnO	0,63	0,36	0,70	ZnO	То же	0,71	1,23
MgO	6,31	0,50	0,20				
CaO	0,90	1,80	0,45	Сумма	100,21	100,07	99,86

194 — гранит среднезернистый; метасоматиты: 3—7 — биотит-кварц-альбит-микроклиновые, 14-с — биотит микроклиновые.

Кристаллохимические формулы

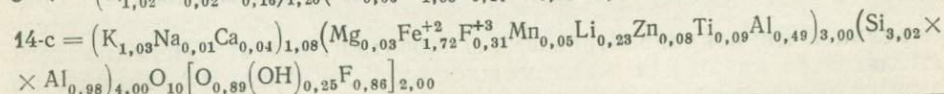
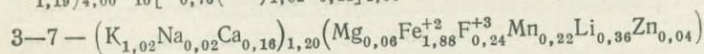
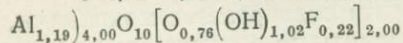
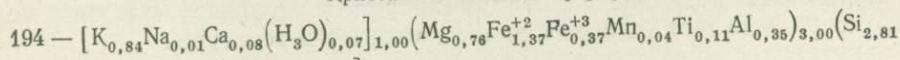
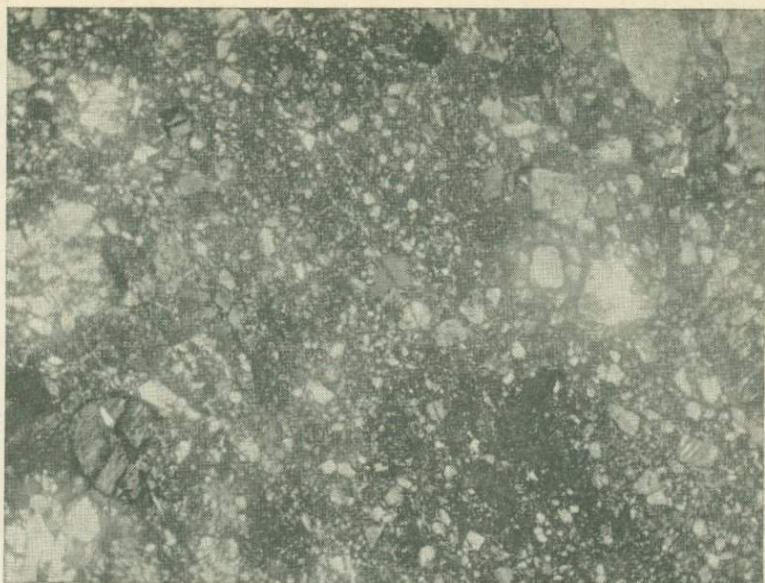


Таблица 26. Метасоматическая колонка грейзенов по калиевым метасоматитам

Номер метасоматических зон	Породообразующие минералы	Реакции замещения
0	Мк, Аб, Кв, Би	Би → Муск + Гем
1	Мк, Аб, Кв, Муск, Гем	Аб → Муск
2	Мк, Кв, Муск ± Гем	Мк → Муск
3	Кв, Муск ± Гем	Муск → Кв
4	Кв	

Примечание. Здесь и далее, а также в табл. 27 даны следующие сокращения минералов: Мк — микроклин, Маг — магнетит, Муск — мусковит, Аб — альбит, Кв — кварц, Би — биотит, Гем — гематит, Олг — олигоклаз, Леп — лепидомелан, Риб — рибекит, Эг — эгирин.



Фиг. 50. Милонит по калиевому метасоматиту
Николи скрещены; увел. 10

Грейзенизация отмечается только в пределах ореола калиевых метасоматитов, и ее масштабы значительно уступают масштабам калиевых метасоматитов. Установлена зональность ореола грейзенизации (табл. 26). Во внешней зоне происходит псевдоморфное замещение биотита мусковитом. В следующей зоне замещению подвергается альбит. Чрезвычайно характерно замещение альбита, содержащегося в виде пертитов в микроклине. При полном замещении пертитовая структура микроклина сохраняется, но пертиты замещаются мусковитом. Уже в этой зоне происходит перекристаллизация кварца в крупные линзовидные или изометричные зерна с образованием «очковой» текстуры.

Во внутренней зоне замещению мусковитом подвергается микроклин, сначала с краев и по спайности минерала вплоть до полного замещения с формированием агрегата субпараллельных листочков мусковита. Образующийся кварц-мусковитовый грейзен содержит лишь немногочисленные реликты микроклина, зернышки флюорита и гематита. Нередко здесь располагается кварцевая жила мощностью 10—20 см. В грейзенах по измененным средним породам иногда сохраняются заметные количества эпидота-клиноцоизита и роговой обманки. Мощность кварц-мусковитовых грейзенов достигает 30—50 м; обычно составляет 4—6 м. Ореолы относительно слабой грейзенизации измеряются сотнями метров.

Сопоставление интенсивности и масштабов проявления процессов калиевого метасоматоза, альбитизации и грейзенизации убедительно показывает, что основная роль в формировании рудоносных метасоматитов принадлежит калиевому метасоматозу. Последующие процессы (особенно грейзенизация) заметно осложнили состав и строение внутренних частей метасоматических тел и обусловили регенерацию некоторой части гентгельвинового оруденения с образованием более поздней генерации гентгельвина (гентгельвин II).

Геохимическая специализация калиевых метасоматитов выражается в накоплении (наряду с бериллием) олова, цинка, свинца, редких земель, циркона, лития, рубидия, ниобия и фтора. Однако довольно трудно оценить вклад грейзенизации в геохимические особенности калиевых мета-

соматитов. Результаты гомогенизации газовой-жидких включений в минералах, по данным Н. Н. Разумеевой, позволяют предполагать, что температура образования метасоматитов находилась в пределах 350—500° С [45]. А. И. Гинзбург с соавторами [51] приходят к выводу, что образование микроклиновых метасоматитов происходило при 500—600° С. Учитывая, что грейзенообразование в основном происходит при температурах 350—450° С, есть основания утверждать, что процессы калиевого метасоматоза осуществлялись при более высоких температурах. Поэтому интервал 450—600° С представляется наиболее вероятным.

Учитывая структурное положение и временные соотношения пород, можно предполагать, что в пределах описанного месторождения оказались совмещенными две метасоматические формации: калиевых метасоматитов и грейзенов. Основные изменения связаны с калиевым метасоматозом.

Четко проявленная тенденция к образованию существенно микроклиновых пород, привнос калия, алюминия и частично железа, вынос кремния, магния, а в зонах интенсивного преобразования также натрия, четкое замещение кварца и альбита микроклином — все это показывает, что метасоматоз осуществлялся под воздействием щелочных растворов с высокой активностью калия. Последовательность смены зон метасоматической колонки указывает на инфильтрационный характер щелочного метасоматоза, однако присутствие реликтов минералов внешних зон в более внутренних зонах свидетельствует о существенной роли диффузионных явлений.

С этим процессом тесно сопряжены альбитизация, окварцевание и бериллиевая минерализация. Смену калишпатизации альбитизацией и окварцеванием следует рассматривать как естественный результат эволюции растворов, как переотложение выщелоченных из пород компонентов, связанных с понижением температуры и нарастанием кислотности растворов. Грейзенизация контролируется зонами катаклаза, наложенными на микроклиниты, и по масштабам значительно уступает калиевому метасоматозу. С грейзенизацией сопряжены процессы поздней альбитизации (приводящие к развитию локально проявленных альбититов), образование кварц-амазонитовых жил и переотложение гентгельвина.

КАЛИ-НАТРОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ С ТАНТАЛО-НИОБИЕВЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ

Метасоматиты рассматриваемого типа имеют ряд специфических особенностей. В первую очередь обращает на себя внимание многоминеральность внутренних зон метасоматитов. Продукты наиболее интенсивного преобразования сложены четырехминеральным парагенезисом: кварц + альбит + микроклин + какой-либо темноцветный минерал. Это противоречит одной из главных тенденций в развитии метасоматических явлений, подчеркнутой Д. С. Коржинским [117], — стремлению к мономинеральности. Необычным представляется и существование альбита с микроклином во всех зонах. Известно, что в условиях интенсивного проявления метасоматических явлений щелочи ведут себя вполне подвижно. В результате между натрием и калием возникает «борьба» за глинозем. В конечных продуктах метасоматического преобразования, как правило, оказывается устойчивым один из глиноземсодержащих минералов. В зависимости от соотношения активностей калия и натрия в растворе и их абсолютного значения это могут быть альбит, калиевый полевой шпат, мусковит, андалузит и т. д. Одновременное присутствие калиевого полевого шпата и альбита может указывать на инертное (в термодинамическом смысле) поведение по крайней мере одного из щелочных компонентов, что для метасоматических процессов является уникальным явлением. Отсутствие четко выраженных тенденций к умень-

шению или увеличению содержания кварца сильно усложняет решение вопроса, имеем ли мы дело с процессом щелочного метасоматоза или кислотного выщелачивания.

Все перечисленные особенности кали-натровых метасоматитов и в первую очередь то, что отсутствуют внутренние (трех-, двух- и мономинеральные) зоны, можно было бы объяснить как результат незавершенности процесса. Однако анализ литературных данных убедительно показывает, что сосуществование кварца, альбита и микроклина в зонах наиболее интенсивного метасоматического преобразования является статистически устойчивым признаком.

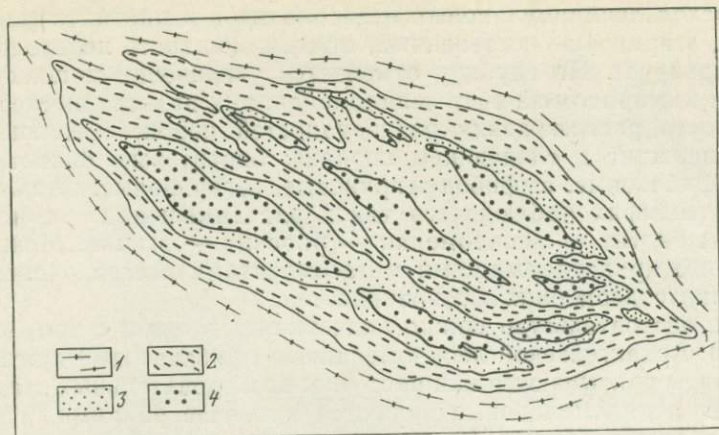
Все исследователи подчеркивают гранитоподобный состав метасоматитов, близость их по валовому составу к щелочным и субщелочным гранитам-граносиенитам [5, 8, 52, 211, 10]. В. В. Архангельская и А. И. Гинзбург [9] указывают на необходимость выделения тантало-ниобиевой рудной формации полевошпатовых метасоматитов, характеризующейся существенно альбит-микроклиновым составом пород с подчиненным количеством кварца и постоянным развитием щелочных амфиболов.

Данные химических анализов метасоматитов, опубликованные В. С. Кудриным [132, 133], наглядно подтверждают этот вывод. Особенно представителен материал, приведенный в работе В. В. Архангельской и М. И. Тулохонова [11], где собраны результаты анализа более 40 проб вмещающих пород и развитых по ним кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов.

Интересно отметить, что отсутствие стремления к мономинеральности характерно также для процессов кремне-щелочного метасоматизма магматической стадии, часто называемых метасоматической гранитизацией. В этом можно усмотреть генетическую близость обоих процессов, на что обращали внимание многие исследователи. М. П. Лобанов [148, 149] считает, что гидротермально-метаморфогенный раствор формировался в процессе расплавления гнейсового субстрата, мигрировал на более высокие уровни, где и вызывал метасоматическое преобразование пород. Ф. Р. Апелъцин [4], напротив, считает, что двуполевошпатовые метасоматиты формировались ниже того уровня, где из-за понижения давления происходило выплавление гранитных магм. В. С. Кудрин [132] связывает метасоматоз с воздействием постгранитизационных растворов, участвовавших и эволюционировавших в процессе гранитизации. Последняя точка зрения представляется более вероятной.

В одном из районов Восточной Сибири кали-натровые метасоматиты с тантало-ниобиевым оруденением приурочены к мощной ослабленной зоне на стыке архейских и нижнепротерозойских структур. Для этой зоны характерно широкое развитие процессов гранитизации, дислокационного метаморфизма и магматизма. Эта зона была заложена в протерозое и сохраняла свою мобильность на протяжении всей последующей геологической истории [7]. Вмещающая нижнепротерозойская толща метаморфизована в пределах зоны в условиях амфиболитовой фации, а за ее пределами — в условиях зеленосланцевой фации [235]. В участках наиболее интенсивного метаморфизма широко развиты явления мигматизации и гранитизации. Тела метасоматитов имеют пластообразную форму и согласное залегание с вмещающими метаморфическими породами.

В. С. Кудрин [132] выделяет две структурно-текстурные разновидности метасоматитов. Первая, сформировавшаяся по гранитогнейсам, имеет лейкократовый состав и слабо выраженную гнейсовидную, близкую к массивной, текстуру с характерными порфиробластовыми выделениями микроклин-пертита. Вторая разновидность, образованная по мигматитам, парагнейсам и кристаллическим сланцам, характеризуется четкой плоскопараллельной или линейнопараллельной ориентировкой темноцвет-

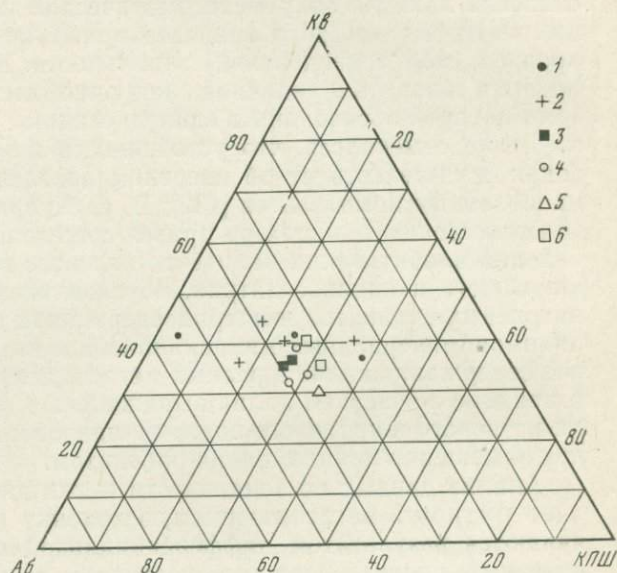


Фиг. 51. Схема зональности кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов

1 — вмещающие гранитогнейсы, гранитизированные гнейсы и сланцы, кристаллические сланцы; 2, 4 — метасоматиты: 2 — лепидомелановые, 3 — рибекитовые и лепидомелан-рибекитовые, 4 — эгириновые и рибекит-эгириновые

Фиг. 52. Диаграмма субмодального минерального состава лейкократовой части гранитогнейсов, гнейсов и метасоматитов [132]

1 — гранитогнейсы и гнейсы;
2 — слабо метасоматически измененные гнейсы и гранитогнейсы;
3 — 6 — апогранитогнейсовые метасоматиты:
3 — с лепидомеланом,
4 — с лепидомеланом и рибекитом,
5 — с рибекитом,
6 — с рибекитом и эгирином



ных минералов и кварца, а также более высоким содержанием темноцветных минералов, сопоставимым со средним содержанием биотита во вмещающих породах.

К сожалению, ни природа сланцеватости ультраметаморфических пород, ни условия их залегания за пределами метасоматических ореолов детально не изучены. Вследствие этого остается открытым и вопрос о факторах структурного контроля кали-натровых метасоматитов с танталониобиевым оруденением.

Метасоматические тела сложены ритмически чередующимися параллельными зонами пород, характеризующимися различными темноцветными минералами (фиг. 51). Выделяются зоны с лепидомеланом, рибекитом, эгирином. Промежуточные зоны содержат два цветных минерала: лепидомелан и рибекит или рибекит и эгирин. В залежи мощностью 500—600 м лепидомелановые метасоматиты составляют 400, а амфиболовые — 100—150 м, эгирин-амфиболовые и эгириновые — остальные 40—45 м [236]. Мощность отдельных зон изменяется от 3—5 см до 45—

60 м. Переход лепидомелановых метасоматитов в рибекитовые, а рибекитовых в эгириновые постепенный, причем мощность переходной зоны сильно варьирует. На глубину отмечается увеличение мощности зон с рибекитом и эгирином за счет лепидомелановых разновидностей. Последовательность расположения разновидностей пород, сменяющих друг друга, выдержана в следующем порядке: биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые, амфибол-эгириновые, эгириновые. Аналогичным образом в шлифах наблюдается такой ряд замещения темноцветных минералов: биотит — лепидомелан — рибекит — эгирин. Между лепидомелан- и эгиринсодержащими метасоматитами всегда располагается зона рибекитсодержащих разновидностей.

Данное обстоятельство важно подчеркнуть в связи с тем, что в работах В. В. Архангельской лепидомелановые, рибекитовые и эгириновые метасоматиты описываются как продукты последовательных стадий, среди которых лепидомелановые являются наиболее ранними, а эгириновые — наиболее поздними. Правда, в одной из статей В. В. Архангельской и М. И. Тулохонова [12] разъясняется, что указанные разновидности метасоматитов являются зонами, разрастание которых происходит одновременно, и что понятие о стадиях отражает развитие одних разновидностей за счет других. Приходится, однако, констатировать, что относить каждую зону метасоматической колонки к определенной стадии метасоматического процесса правомочно лишь в отношении топорной (полиасцендентной) зональности. В данном случае есть все основания говорить о типичной синхронной метасоматической колонке, все зоны которой образованы в единую стадию.

Выше отмечалось, что устойчивость альбита и микроклина во всех зонах свидетельствует об инертном поведении по крайней мере одного из щелочных компонентов [132]; В. С. Кудрин показал, что это калий; в качестве доказательства он привел следующие аргументы: а) отсутствие явлений альбитизации калиевого полевого шпата, несмотря на высокую активность и привнос натрия, обуславливающих образование железонатриевых силикатов и натрийсодержащих фторидов; б) отсутствие зон анхимономинеральных микроклинитов и альбититов; в) весьма устойчивое содержание калия в разных метасоматических зонах; г) минералообразование с участием калия выражалось в виде перекристаллизации кали-натрового и калиевого полевых шпатов и новообразования последнего при замещении лепидомелана рибекитом.

Анализ данных по зональности и химическому составу пород позволяет построить метасоматическую колонку (табл. 27). Первые три зоны являются результатом дифференциальной подвижности компонентов и связаны с последовательным переходом во вполне подвижное состояние кальция, магния и натрия. Четвертая зона является дополнительной [81]. Она обусловлена возрастанием концентрации вполне подвижного компонента, в данном случае натрия.

Характерной особенностью метасоматитов является относительная выдержанность количественных соотношений кварца, микроклина и альбита, что особенно наглядно видно из пересчетов химических анализов на модальный состав (фиг. 52). В целом этот вывод подтверждается результатами количественно-минералогических пересчетов М. И. Тулохонова и В. В. Архангельской [236]. Содержание темноцветных минералов в апогранито-гнейсовых метасоматитах равно 7—10% и в апогнейсово-сланцевых — 8—17%. Вариации количественных соотношений лейкократовой составляющей породообразующих минералов вполне укладываются в пределы колебаний состава исходных пород. Химический состав метасоматитов по сравнению с исходными породами также меняется незначительно (табл. 28). В связи с этим систематизировать метасоматиты только на химической основе не представляется возможным [135].

Таблица 27. Обобщенная метасоматическая колонка кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов

Номер метасоматических зон	Минеральный состав	Компоненты	
		вполне подвижные	инертные
0	Гранитогнейс <i>Кв, Олг, Мк-Перт, Би, Маг</i>	—	Все инертные
1	<i>Кв, Аб, Мк, Би</i>	Ca, Mg	Si, Al, K, Mg, Fe, Na
2	<i>Кв, Аб, Мк, Леп</i>	Ca, Mg, Na	Si, Al, K, Fe, Na
3	<i>Кв, Аб, Мк, Риб</i>	Ca, Mg, Na	Si, Al, K, Fe
4	<i>Кв, Аб, Мк, Эг</i>	Ca, Mg, Na	Si, Al, K, Fe

Таблица 28. Химические составы кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов и замещаемых пород, в %

Окислы	VII	VIII	IX	XI	1	2	3	4	5
SiO ₂	75,65	76,64	76,70	76,52	74,70	72,06	74,60	73,58	74,86
TiO ₂	0,25	0,22	0,16	0,03	0,17	0,19	0,21	0,11	0,20
Al ₂ O ₃	12,14	12,10	12,31	17,18	11,76	14,47	11,30	11,68	10,76
Fe ₂ O ₃	1,39	1,00	—	0,27	0,52	1,0	1,05	1,14	1,62
FeO	1,44	1,40	1,34	0,98	1,69	1,40	2,22	3,38	2,42
MnO	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,03	0,05	0,07	0,02
MgO	0,11	0,02	0,15	0,05	0,25	0,64	0,1	0,14	—
CaO	0,76	0,44	0,41	0,48	1,04	2,66	0,28	—	—
Na ₂ O	3,00	3,22	3,40	4,25	3,11	4,00	3,80	4,19	4,46
K ₂ O	4,95	5,00	5,45	6,30	5,25	2,35	4,70	4,30	4,70
P ₂ O ₅	—	0,03	0,06	0,03	Не обн.	4,0	Не обн.	Не обн.	Не обн.
F	Не обн.	0,35	0,74	Не обн.	0,06	0,08	0,43	0,36	0,15
CO ₂	То же	Не обн.	Не обн.	То же	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
П. п. п.	»	То же	То же	»	0,81	0,62	0,67	0,73	0,60
Среднее из	2	3	3	2	2	3	8	2	2

VII, VIII — гранитогнейсы; IX, XI — кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты [148]; 1, 2 — мигматизированные гнейсы; 3—5 — метасоматиты: 3 — биотитовые, 4 — рибекитовые, 5 — амфибол-эгириновые [11].

Инертное поведение кремнезема, глинозема, калия и железа во всех зонах и высокая активность вполне подвижного натрия определяют близость состава метасоматитов к составу исходных пород, так как суммарное содержание этих пяти компонентов составляет около 97% валового химического состава пород. Вынос кальция и магния мало сказывается на химическом составе пород, так как их содержание в исходных гранитогнейсах ничтожно мало. Неопределенность состава исходных пород не позволяет произвести точную количественную оценку баланса вещества при метасоматическом преобразовании. Уверенно можно говорить лишь о выносе магния и кальция и привносе щелочей.

Судя по данным химических анализов вывод В. В. Архангельской и М. И. Тулохонова [11] о выносе железа (тем более окисного) и титана является спорным. Резко возрастает в метасоматитах по сравнению с исходными породами содержание второстепенных компонентов.

Микроскопические наблюдения показывают, что метасоматическое преобразование начинается с перекристаллизации минералов пород. По структурно-текстурным признакам и минеральному составу метасоматиты с лепидомеланом еще сходны с кристаллическими сланцами и гнейсами, по которым развиваются, часто наследуя плейчатость и полосча-

тость, а иногда и характер зернистости (чередование крупнозернистых мигматитовых и мелкозернистых гнейсовых прослоев). В процессе перекристаллизации, происходящем с привнесом щелочей, олигоклаз-андезин и основной олигоклаз метаморфических пород серицитизируются и деанортизируются, превращаясь в кислый олигоклаз и олигоклаз-альбит [12]. Микроклин очищается от примесей и становится структурно менее упорядоченным. Биотит укрупняется и сегрегируется. При этом резко возрастает его железистость. Так, в слюдах из эндоконтактового ореола метасоматитов общая железистость колеблется от 60 до 83%, а в лепидомелане из метасоматитов она приближается к 100%. Наибольшее укрупнение отмечается в зернах микроклина. В заметных количествах появляются свойственные метасоматитам аксессуарии — иттрофлюорит, малакон, колумбит, пирохлор, фергусонит, торит, гагаринит.

В рибекитовых метасоматитах структурно-текстурные особенности исходных пород в значительной степени затушевываются, хотя элементы гнейсовидности еще заметны благодаря ориентированному расположению кристаллов амфибола. Более резко проявляются взаимоотношения породообразующих минералов, с точки зрения коррозионности, отмечается дальнейшее их укрупнение. Обычны пойкилитовые включения других минералов в порфиробластах микроклина, кварца и рибекита. Очень характерны альбитовые каймы по периферии зерен микроклина, которые В. С. Кудрин [132] рассматривает как результат индивидуализации альбита пертитовых вростков (депертитизация).

Структура эгриновых и эгрин-рибекитовых метасоматитов сходна со структурой рибекитовых разновидностей. Она определяется наличием крупных выделений микроклина, в промежутках между которыми располагаются другие минералы. М. И. Тулохонов и В. В. Архангельская [236] указывают, что «лапчатый, иногда порфиробластический кварц замещает все породообразующие минералы». В то же время данные количественно-минералогических подсчетов и химических анализов тех же авторов явно противоречат этому выводу, свидетельствуя в пользу точки зрения о собирательной перекристаллизации.

В метасоматитах различных зон установлены жилы (до 1 м) и жилкообразные альбитовые, кварц-альбитовые, кварц-полевошпатовые образования с цирконом и пирохлором, кварцевые жилы с сульфидами, амфиболом, эгрином, сидеритом.

Отмечаются и относительно слабо проявленные процессы позднего окварцевания и микроклинизации, наложенные на метасоматиты. Очевидно, их следует рассматривать как сопряженные с кварц-альбит-микроклиновыми метасоматитами. Целый ряд особенностей метасоматитов свидетельствует о значительной роли диффузионного метасоматоза. На это, в частности, указывают постепенные переходы между метасоматическими зонами, закономерные вариации состава темноцветных минералов. Так, В. В. Архангельская и М. И. Тулохонов [13] отмечают, что от периферии к центру ореолов возрастает железистость слюд, содержание в них лития и фтора при явном снижении глиноземистости.

Основная масса тантало-ниобиевого оруденения в описываемых метасоматитах представлена мелкокрапленными рудами. Несмотря на большие масштабы оруденения, они имеют сравнительно невысокие содержания полезных компонентов [134]. Значительно менее распространены сплошные и прожилковые руды, представляющие собой узкие, хотя и протяженные линзовидные или пластообразные зоны, залегающие согласно с элементами кристаллизационной сланцеватости вмещающих пород. Такие руды контролируются зонами внутриминерализационных тектонических подвижек.

Основная масса тантала и ниобия в метасоматитах заключена в тантало-ниобатах, из которых наиболее широко развит пирохлор, а спорадически развиты колумбит, фергусонит, самарскит, приорит. Особен-

ностью тантало-ниобатов является относительно высокое содержание в них редких земель [13]. В среднем соотношение тантала и ниобия в пироклорах составляет 1 : 13. Все имеющиеся данные указывают на относительно высокую температуру образования метасоматитов. Наиболее вероятным представляется интервал температур 500—600° С. Более поздние ассоциации, сопряженные с метасоматитами, формировались в интервале 500—400° С и даже несколько ниже.

Приведенный материал позволяет говорить о следующих формационных особенностях кали-натровых метасоматитов с тантало-ниобиевым оруденением:

1) геолого-структурные условия локализации метасоматитов, их место в развитии земной коры, отсутствие непосредственной связи с магматическими телами и другие признаки, указывающие на принадлежность пород к группе рудоносных щелочных метасоматитов;

2) многоминеральность и сосуществование кварца, альбита и микроклина;

3) метасоматическая зональность проявляется в развитии во внешних зонах лепидомелана, в промежуточных — рибекита, во внутренних — эгирина; она обусловлена последовательным переходом во вполне подвижное состояние магния и натрия и возрастанием в растворах концентрации натрия;

4) четкая металлогеническая специализация по ниобию и танталу; геохимическая специализация выражается в накоплении фтора, циркония, тория, урана, иттрия, молибдена, бериллия, лития, олова, свинца; наиболее вероятная температура формирования метасоматитов 500—600° С;

5) эволюция гидротермально-метасоматического процесса, выражающаяся в развитии сопряженного окварцевания и микроклинизации, образовании альбитовых, кварц-полевошпатовых и кварцевых прожилков; эти процессы наложены на кали-натровые метасоматиты, проявлены очень локально и в целом не сказываются на составе пород.

УРАНОНОСНЫЕ НАТРОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Из всех типов рудоносных щелочных метасоматитов, залегающих в крупных разломах кристаллического фундамента, эта формация изучена наиболее полно [3, 18, 97, 142, 185, 232].

Анализ имеющейся литературы и исследования авторов позволяют не только охарактеризовать формацию, но и рассмотреть на ее примере ряд более общих вопросов, таких, как влияние внутреннего строения разломов на интенсивность натрового метасоматоза, вертикальная зональность натровых метасоматитов, их фациальные изменения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Как было показано в главе I, ураноносные натровые метасоматиты являются типоморфной рудной формацией областей протоактивизации. Они контролируются складчато-глыбовыми структурами раннепротерозойского возраста, возникшими на раздробленном архейском цоколе, и локализуются либо среди докембрийских железистых кварцитов, либо среди гранитогнейсов [18]. Соответственно выделяются два типа месторождений: железо-урановые и собственно урановые.

Среди железистых кварцитов ураноносные натровые метасоматиты приурочены к замкам синклинальных складок, флексурным перегибам и крутым моноклиналям, осложненным послойными и секущими разрывами [185]. Размеры и форма метасоматических тел определяются литологическими и структурными факторами. Степень регионального мета-

морфизма не оказывает прямого влияния на интенсивность метасоматоза, который проявлен в породах зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фаций. В то же время минеральный и химический составы метасоматитов сильно зависят от исходного состава измененных пород. Вследствие резкой неоднородности железистых кварцитов, многократного чередования в их разрезе слюдястых и кварц-магнетитовых сланцев, амфибол-магнетитовых кварцитов и т. д. горизонтальная зональность проявлена очень нечетко. Предполагается, что железо-урановые месторождения возникли в четыре стадии: железорудную, щелочно-силикатную, карбонатную, кварцевую.

Железорудные метасоматиты образованы на заключительном этапе регионального метаморфизма, создавшего куммингтонит-магнетитовые породы, обычно наследуют полосчатость вмещающих пород и состоят из магнетита, гематита, куммингтонита и грионерита, кварца и биотита. К щелочно-силикатным метасоматитам относятся альбититы, эгириниты, щелочно-амфиболовые породы, а также слюдястые и гидрослюдястые метасоматиты. Альбититы и альбитизированные породы развиваются в первую очередь за счет кварц-биотитовых сланцев. Мощные согласные тела альбититов, слагающие центральные части метасоматических зон, имеют большую протяженность по простиранию и падению. Во многих случаях альбититы имеют реликтовую бластомилонитовую структуру, указывающую на наличие тектонических подвижек, которые предшествовали альбитизации. Наряду с этим широко распространены явления позднего брекчирования альбититов с развитием в цементе карбонатов, хлорита, гидрослюд и других минералов. Альбититы состоят главным образом из альбита, переменных количеств кварца, щелочных амфиболов, эгирина, слюдястых минералов, гематита, магнетита, сфена, пирита и вмещают промышленное урановое оруденение. Оно связано с вкрапленностью ураносодержащих апатита и малакона, а также силикатов и окислов урана. Отмечается преимущественная их концентрация вблизи скоплений темноцветных компонентов. Эгириниты и эгиринизированные породы возникают главным образом за счет амфибол-магнетитовых сланцев, более ранних железорудных метасоматитов и нередко содержат вкрапленность малакона, апатита, уранинита, ненадkevита. Щелочно-амфиболовые породы слагают внешние части метасоматических зон, замещающая куммингтонитовые сланцы и тектониты.

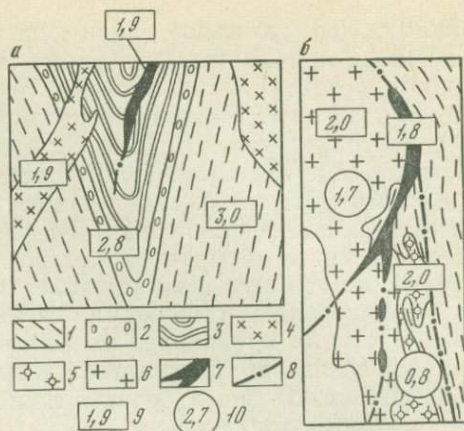
Карбонатные метасоматиты приурочены главным образом к согласным тектоническим зонам, но нередко развиваются и вдоль секущих дизъюнктивов. При карбонатизации железорудных метасоматитов возникают железо-карбонатные и карбонатно-железные руды полосчатой, брекчиевидной и брекчиевой текстур. Основные минералы карбонатных метасоматитов — магнетит, мартит и карбонаты типа мезитита, пистомезита и сидероплезита. В железо-карбонатных урановых рудах главным карбонатом является доломит, обычно присутствуют тальк, а также поздние щелочные минералы, замещающие карбонат. Железо-карбонатные метасоматиты часто содержат обильную вкрапленность уранинита, сосредоточенную главным образом в доломите.

Кварцевые метасоматиты распространены на участках развития зон щелочно-силикатного и карбонатного метасоматоза, но иногда фиксируются и на значительном удалении от них. Они не несут урановой минерализации.

А. И. Тугаринов [232] в качестве источника урана в рассматриваемых месторождениях указал на ураноносные конгломераты, залегающие в основании железорудной формации. По данным Pb-U-Th метода сингенетическая урановая минерализация в этих конгломератах имеет возраст около 2,8 млрд. лет, а урановые руды в натровых и карбонатных метасоматитах — 1,9 млрд. лет, что соответствует эпохе регионального метаморфизма железистых кварцитов (фиг. 53, а). Геохимические исследо-

Фиг. 53. Соотношения докембрийских ураноносных натровых метасоматитов с железистыми кварцитами (а) [232] и гранитоидами (б) [74]

- 1 — гнейсы;
- 2 — метаморфизованные конгломераты и гравеллиты;
- 3 — железистые кварциты;
- 4 — гранитоиды;
- 5 — кали-натровые граниты;
- 6 — калиевые граниты;
- 7 — ураноносные натровые метасоматиты;
- 8 — разломы;
- 9 — возраст, в млрд. лет;
- 10 — отношение $K_2O : Na_2O$



вания позволяют считать, что все основные компоненты руд (кроме натрия и урана) — железо, титан, фосфор, цирконий, ванадий являются типичными рассеянными элементами железорудной формации. Ощелачивание рудомещающих пород в головных зонах метасоматических залежей свидетельствуют о высокой активности щелочей и прежде всего натрия в рудоносных растворах [142]. Карбонатные метасоматиты, несущие основную массу урановой минерализации, образованы позднее натровых метасоматитов и вместе с тем зонально с ними связаны. В. Ф. Сыромятников, И. П. Иванов, И. В. Александров [232] экспериментально воспроизвели замещение куммингтонит-магнетитовых сланцев и магнетит-грюнеритовых кварцитов натровыми метасоматитами. В конечном счете формирование рудных тел обусловлено разрушением уранил-карбонатных комплексов при взаимодействии углекислонатровых растворов с вмещающими породами.

Однако геологическая позиция ураноносных натровых метасоматитов не ограничивается приведенной схемой. В последние годы установлено, что натровые метасоматиты выходят за пределы докембрийских железорудных толщ и накладываются на самые разнородные структурные элементы древних щитов. Ю. П. Егоров, А. Н. Сухинин [74] специально подчеркнули, что ураноносные натровые метасоматиты часто локализуются в экзоконтактах многофазных гранитоидных массивов докембрийского возраста, и выявили постепенное увеличение отношения $K : Na$ от ранних фаз к поздним (фиг. 53, б). Отсюда ими был сделан вывод о накоплении натрия и урана в остаточных расплавах с последующим отделением их в постмагматических растворах.

Но этому выводу противоречат два обстоятельства. Во-первых, гранитоиды принадлежат к абиссальной фации, а натровые метасоматиты образованы на значительно меньших глубинах, во-вторых, рудоносные разломы явно наложены на внутренние структуры массивов и в промежутке между застыванием гранитов и натровым метасоматозом по этим разломам происходили неоднократные тектонические движения в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

В. И. Казанский и др. [97] на примере одного из месторождений показали, что дизъюнктивные нарушения, контролирующее пространственное распределение ураноносных натровых метасоматитов, были заложены еще в процессе гранитизации и неоднократно подновлялись в дальнейшем. Соответственно было выделено пять основных этапов формирования структуры месторождения: ультраметаморфический, пегматитовый, формирование бластомилонитов, милонитизация, катаклаза и зеленокаменного изменения пород, натрового метасоматоза и оруденения.

Наиболее ранние из этих структурных элементов представлены мощными зонами инъекционных мигматитов, насыщенными гранитоидными

дайками. Нередко такие дайки испытывают пережимы по простираанию и падению, приближаясь по форме к гигантским будинам. Мигматиты характеризуются многократным чередованием кварц-полевошпат-биотитовых, кварц-плагноклаз-роговообманковых гнейсов, гранодиоритов и лейкократовых гранитов. Переход мигматитов в граниты или гнейсы осуществляется путем постепенного увеличения или уменьшения количества гранитного материала. Преобладают послойные, линзовые и очковые мигматиты, подчиненное значение имеют полосчатые и тневые. В гнейсовом субстрате мигматитов обычно повышено содержание микроклина, который метасоматически замещает плагноклаз и частично биотит. Граниты представлены типичными гнейсовыми структурными фациями, в связи с чем их правильнее называть гранитогнейсами. Гнейсовидность гранитов согласна с полосчатостью гнейсов и мигматитов и обусловлена субпараллельной ориентировкой полевых шпатов, чешуек биотита и более мелкозернистых полосок.

Судя по геологическим наблюдениям и минеральным парагенезисам образование кристаллических пород фундамента происходило в условиях прогрессивного метаморфизма. Его внешний фронт отшел от амфиболитовой, а внутренний — гранулитовой фациям. Во внутренней зоне имели место перекристаллизация основных кристаллических сланцев и плавление гнейсов с образованием инъекционных мигматитов и секущих тел гранитов.

Местами в более крупных гранитоидных телах фиксируются зоны протоклаза, на которые наложены более поздние пегматитовые жилы. По составу они близки к лейкократовым гранитам, но имеют в отличие от них более крупные размеры зерен (0,5—5 см) и более светлую окраску. Пегматиты встречаются в виде самостоятельных секущих тел или участков неправильной формы на контактах гранитов с гнейсами. В таких участках переход гранитов в гнейсы происходит на расстоянии 10—20 см в результате постепенного увеличения размеров зерен минералов. У секущих тел пегматитов, пользующихся наибольшим распространением, устанавливается четкий интрузивный контакт с гранитами; зона закалки в пегматитах представлена аплитовидным материалом. Как правило, пегматиты располагаются согласно со сланцеватостью гнейсов. Но в них самих ориентированные структуры выражены гораздо слабее. Количество пегматитовых жил измеряется сотнями, и в совокупности они образуют пояс шириной до 2—3 км. Мощности отдельных жил колеблются от 3—5 дм до 2—3 м; в некоторых случаях они достигают 100 м. Для следующего этапа движений по разломам характерно образование за счет гранитоидов, гнейсов, мигматитов и пегматитов бластомилонитов и бластокатаклизитов амфиболитовой фации, состоящих из кварца, микроклина, плагноклаза и биотита. Судя по текстурно-структурным особенностям, они образованы в результате перекристаллизации исходных пород в условиях интенсивного бокового сжатия. Об этом свидетельствуют широкое развитие бластопорфировых структур с четкой плоскостной ориентировкой «очков» полевых шпатов, обтекаемых струйчатой кварц-биотит-полевошпатовой тканью, и закономерная ориентировка оптических осей кварцевых зерен по типу S-тектонита. Количественный минеральный состав этих тектонитов определяется характером исходных пород. Так, бластокатаклизиты и бластомилониты по гранитам и пегматитам состоят почти нацело из кварца и полевых шпатов, а аналогичные тектониты по гнейсам содержат до 15—20% биотита. Мощность бластомилонитовых швов обычно колеблется от 3 до 25 м. Нередко вблизи основного бластомилонитового шва развивается серия более тонких параллельных швов.

С еще более поздним этапом, непосредственно предшествовавшим натровому метасоматозу, связано образование милонитов и катаклизитов. Типичной минеральной ассоциацией катаклизитов и милонитов

является ассоциация кварц-альбит-эпидот-микроклин-гематит, соответствующая зеленосланцевой фации. Характерной особенностью катаклазитов и милонитов является остроугольная форма обломков, показывающая, что формирование этих обломков не сопровождалось перекристаллизацией. Этим они принципиально отличаются от бластомилонитов и бластокатаклазитов. Если бластомилониты затронуты более поздним катаклизмом и милонитизацией, то линзовидные зерна минералов и струйчатые агрегаты кварца дробятся и дезориентируются с образованием кластических структур. Катаклиз захватывает и вмещающие породы.

Если зоны бластомилонитов и бластокатаклазитов накладываются на гнейсы, чередующиеся с гранитами и пегматитами, предпочтительно гранитный материал испытывает деформации. Именно в нем прежде всего возникают характерные очковые текстуры и закономерная ориентировка минералов. Избирательная деформация гранитоидных пород отмечается и при зеленокаменном изменении. Степень катаклаза гранитов и пегматитов часто оказывается более или менее одинаковой (десятки метров по мощности), причем в гранитах и пегматитах нет зон, по которым могли бы происходить сколько-нибудь существенные тектонические движения. Все это, а также межзерновой характер дробления, цементация угловатых обломков тонкоизмельченным материалом указывают на хрупкие деформации гранитоидных пород, происшедшие в обстановке сжатия практически без смещения.

Натровые метасоматиты обнаруживают тесную пространственную связь с зонами катаклаза и зеленокаменного изменения и образованы в две сопряженные между собой стадии — предрудную и собственно рудную [100]. К предрудной стадии относится формирование мощных и протяженных метасоматических тел с четко выраженной горизонтальной зональностью — от слабо измененных вмещающих пород через десилицированные породы промежуточной зоны вплоть до альбититов. С рудной стадией связано отложение карбоната, хлорита, гематита, иногда кварца и урановых минералов. Вместо хлорита в рудную стадию обычно образуется биотитоподобная слюда типа стильпномелана. Минерализация поздней стадии распространена главным образом в пределах центральных частей метасоматических тел, образованных в раннюю стадию (фиг. 54).

Интенсивность натрового метасоматоза, полнота развития метасоматических колоннок и оруденения в разных разломах сильно варьируют. Различными оказываются и комбинации перечисленных выше структурных элементов.

В связи с этим естественно возникает вопрос, какие типы разломов и какие комбинации структурных элементов наиболее благоприятны для метасоматоза и рудоотложения?

Чтобы ответить на него, мы по одной из региональных зон разломов произвели реконструкцию дометасоматических структурных элементов путем последовательного «снятия» все более ранних процессов. Таким путем удалось восстановить историю формирования каждого разлома, определить относительное значение в их внутреннем строении инъекционных мигматитов и гранитоидных даек, зон протоклаза, даек пегматитов, биотит-амфиболовых бластомилонитов, эпидот-хлоритовых милонитов и катаклазитов. Одновременно учитывались морфология разломов и полнота проявления в них метасоматических процессов. Реконструкции более ранних тектонических элементов способствовало то обстоятельство, что натровые метасоматиты, как правило, наследуют текстуры исходных пород — будь то гнейсы, гранитоиды, бластомилониты или милониты.

Результаты исследований представлены в табл. 29 и на фиг. 55. Они показывают, что натровый метасоматоз проявлен лишь в тех разломах, где есть эпидот-хлоритовые милониты и катаклазиты. Это еще раз подтверждает связь метасоматоза с регрессивным дислокационным мета-

Таблица 29. Соотношения между структурными элементами разломов и натровыми метасоматитами

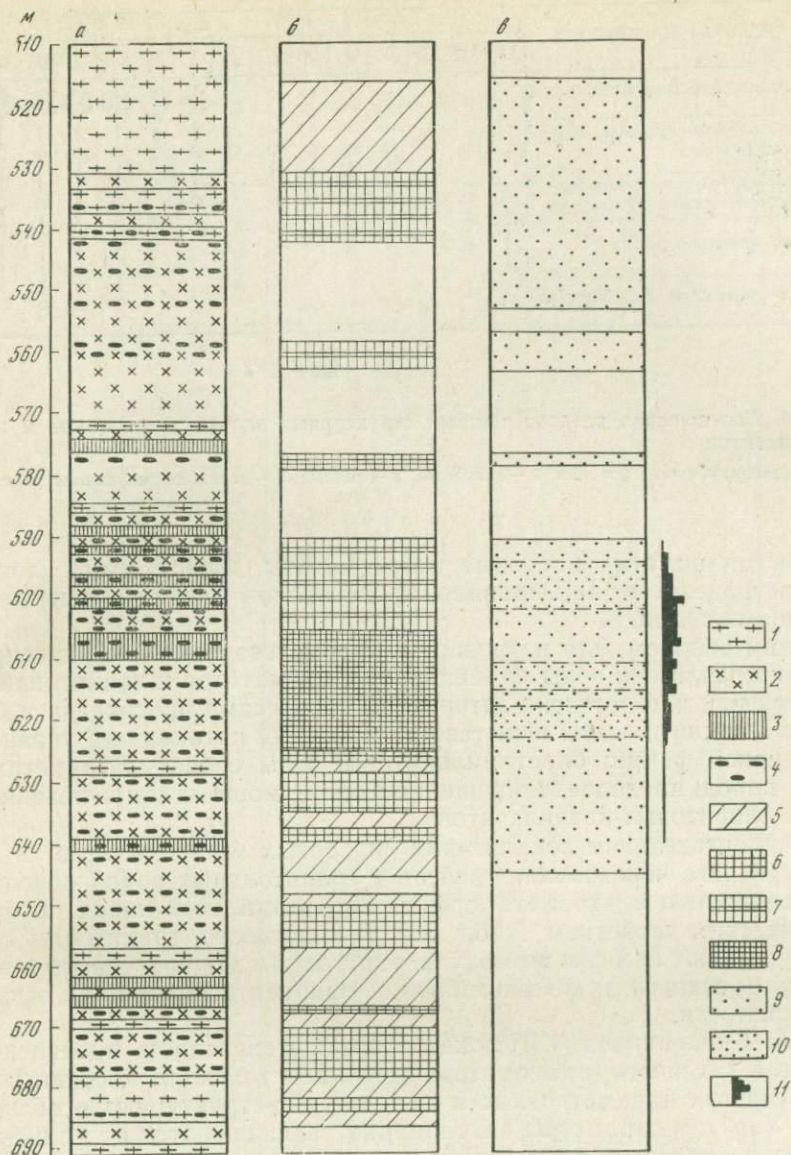
Изученные разломы	Структурные элементы				Ведущие сочетания структурных элементов	Натровые метасоматиты
	инъекционные мигматиты и дайки гранитоидов	зоны протоклаза	биотит-амфиболовые бластомилониты	эпидот-хлоритовые милониты и катаклазиты		
I	Нет	Не наблюдались	Серия маломощных (10—20 см) швов	Катаклазиты и милониты заполняют всю зону в виде швов различной мощности	Зоны катаклаза	Развиты слабо, только эпидот-хлоритовые, без альбититов
II	»	То же	Не наблюдались	Узкие (до 5 м) швы эпидот-хлоритовых милонитов и катаклазитов, окруженные зонами диафтореза шириной до 100 м	Зоны эпидот-хлоритовых катаклазитов и диафторитов	Нет
III	»	»	То же	Узкие (до 5 м) швы эпидот-хлоритовых катаклазитов и милонитов, сопровождаемые зонами диафтореза шириной до 10 м	Зоны эпидот-хлоритовых катаклазитов и диафторитов	Развиты слабо, только эпидот-хлоритовые без альбититов
IV	»	Основу разлома создает мощная и выдержанная зона протоклаза среди гранитов	3—5 бластомилонитовых швов мощностью 0,5—10 м	Преобладают диафториты по бластомилонитам и гранитам в зоне протоклаза с неравномерным проявлением катаклаза и общего зеленокаменного изменения. Собственно милониты имеют ограниченное развитие, образуя швы мощностью 1—3 м	Диафториты в мощной зоне протоклаза Диафториты в мощной зоне протоклаза	Нет Нет
V	»	Единая мощная (до 2 км) и весьма протяженная зона в гранитоидах	Отдельные маломощные (0,5—5 м) согласные швы	Проявлены локально; как правило это диафторированные бластомилониты; собственно эпидот-хлоритовых милонитов нет	Тонкие, претерпевшие диафторез бластомилонитовые швы в мощной зоне протоклаза	»
VI	Имеют локальное развитие	Имеют ограниченное развитие	Мощные (до 20—30 м) швы бластомилонитов, сопровождаемые бластокатаклазитами и диагональными бластомилонитовыми швами меньшей мощности	В основных тектонических швах развиты диафториты по бластомилонитам и бластокатаклазитам и эпидот-хлоритовые милониты. Они окружены зонами катаклаза и диафтореза мощностью 70—100 м. Суммарная мощность зон катаклаза до 300 м	Мощные зоны эпидот-хлоритовых катаклазитов и диафториты по бластомилонитам, частично в инъекционных мигматитах и зонах протоклаза	Развиты широко, эпидот-хлоритовые и смешанного типа

Таблица 29 (продолжение)

Изученные разломы	Структурные элементы				Ведущие сочетания структурных элементов	Нагровые метасоматиты
	инъекционные мигматиты и дайки гранитоидов	зоны протоклаза	биотит-амфиболовые blastsмилониты	эпидот-хлоритовые мило-ниты и катаклазиты		
VII	Имеют ограниченное рас-пространение	Не установлены	Четкие швы blastsмилонитов по гранитоидам и гнейсам мощностью до 10 м	Диафториты, катаклазиты и эпидот-хлоритовые мило-ниты, образованные по blastsмилонитам и blastsкатаклазитам. Мощности зон катаклаза до 100 м, суммарная мощность до 400 м	Мощные зоны эпидот-хлоритовых катаклазитов и диафторитов по blastsмилонитам	Нет
VIII	Зона инъекционных мигматитов шириной 0,2—0,3 км при мощности гранитоидных тел от 10 до 40 м	Имеют ограниченное рас-пространение	Несколько швов мощ-ностью до 5 м	Мощные зоны интенсив-ного катаклаза (до 0,5 км), диафториты по blastsмилонитам	Мощные зоны интенсив-ного катаклаза среди инъекционных мигматитов	Проявлены интенсивно, пре-имущественно эгирин-рибекитового типа
IX	Слабо проявлены	Нет	Параллельные швы мощ-ностью до 5—10 м за счет гранитоидов	Диафториты по blastsмилонитам, а также ново-образованные милонитовые швы мощностью до 5—10 м в гранитоидах. В связи с ними зоны катаклаза ши-риной 0,1—0,2 км	Зоны эпидот-хлоритовых катаклазитов и диафто-риты по blastsмилонитам	Нет
X	Нет	»	Единичные швы blastsкатаклазитов и blastsмилонитов мощностью до 5 м	Единичные швы эпидот-хлоритовых катаклазитов мощностью 2—10 м, окру-женные широкими зонами диафторированных грани-тоидов. Ширина зоны диафтореза 200—600 м	Широкие зоны эпидот-хлоритовых катаклазитов, диафторитов по blastsмилонитам и гранитоидам	Имеют ограниченное развитие, эпидот-хлоритового типа, без альбитов
XI	»	»	Четкие и хорошо прора-ботанные швы по гнейсам, гранитам, мощностью 0,5—10 м	Проявлены слабо, преоб-ладают диафториты, раз-витые по некоторым blastsмилонитовым швам	Биотит-амфиболовые blastsмилониты по гнейсам, гранитам, частично претерпевшие катаклаз и диафторез	Нет
XII	Почти на всем протяжении разлом проходит в сложной зоне чередования гнейсов, гранитоидов и мигматитов. Форма гранитных тел меняется от по-слойных жил до крупных будиноподобных комбинированных залежей. Гранитный материал состав-ляет 30—60% объема	Проявлены на отдельных небольших участках	Со стороны висячего бока разлом ограничен мощной (20—50 м) серией blastsмилонитовых швов, между которыми породы превра-щены в blastsкатаклазиты. Blastsмилониты вы-подняют также диагональ-ные оперяющие разрывы (мощностью 0,1—5 м)	Широко развиты диафто-риты и эпидот-хлорито-вые милониты и катакла-зиты, которые распро-странены на 0,3—1,2 км от основного тектонического шва	Мощные зоны эпидот-хлоритовых катаклазитов и диафториты по blastsмилонитам среди инъекцион-ных мигматитов	Проявлены интенсивно, эпи-дот-хлоритового и смешан-ного типа

Таблица 29 (окончание)

Изученные разломы	Структурные элементы				Ведущие сочетания структурных элементов	Натровые метасоматиты
	инъекционные мигматиты и дайки гранитоидов	зоны протоклаза	биотит-амфиболовые blastsмилониты	эпидот-хлоритовые мило-ниты и катаклазиты		
XIII	Широкая зона инъекционных мигматитов с неосомой гранодиоритового и гранитного составов		Наблюдаются повсеместно с хорошо выдержанной мощностью, равной 10 м	Распространены очень широко. Милонитовые швы достигают мощности 5—9 м. Катаклиз распространяется на 60—80 м	Мощные зоны эпидот-хлоритовых катаклизитов и диафориты по blastsмилонитам среди зон протоклаза и инъекционных мигматитов	Проявлены интенсивно, хлорит-эпидотового типа
XIV	Мощная зона инъекционных мигматитов	Имеют ограниченное распространение	Не проявлены	Серия веерообразно расходящихся тектонических швов, повторяющих залегание инъекционных мигматитов. В центральных частях развиты эпидот-хлоритовые мило-ниты мощностью 5—10 м, которые окружены зонами катаклизитов мощностью 10—50 м	Мощные зоны эпидот-хлоритовых катаклизитов среди инъекционных мигматитов	Проявлены интенсивно, эгирин-рибегитового типа
XV	Широкая (до 0,8 км) зона в экзоконтакте гранитного массива	Нет	Серия мощных (до 10 м) и выдержанных швов	Нет	Система выдержанных blastsмилонитовых швов среди инъекционных мигматитов	Нет
XVI	Нет	»	Мощный (до 40 м) выдержанный шов среди гранитоидов	»	Крупная зона blastsмилонитов в гранитоидах	»
XVII	»	Слагают широкую (0,7 км) зону в эндоконтакте гранитного массива	Единичные тонкие (0,5—1,5 м) согласные швы	»	Тонкие blastsмилонитовые швы в мощной зоне протоклаза	»



Фиг. 54. Соотношения минеральных ассоциаций ранней и поздней стадий в ураноносных натровых метасоматитах (разрез по скважине) [100]

a — вмещающие породы; *b* — минерализация ранней стадии; *c* — минерализация поздней стадии, 1 — мигматиты; 2 — гранодиориты; 3 — пегматиты; 4 — blastsкатаклазиты, катаклазиты, натровые метасоматиты; 5 — эпидот-хлоритовые метасоматиты внешней и промежуточной зон; 6—8 — альбититы: 6 — эпидот-хлоритовые, 7 — рибекитовые, 8 — эгирин-рибекитовые; 9—10 — минеральные ассоциации поздней стадии: 9 — с хлоритом, 10 — с железо-магнезиальной слюдой; 11 — распределение урана

морфизмом зеленосланцевой фации. В то же время наиболее интенсивно натровый метасоматоз развит в разломах, наследующих зоны инъекционных магматитов. В зонах протоклаза, испытывавших повторные деформации, он практически отсутствует. Омоложенные blastsмилолитовые швы занимают промежуточное положение: интенсивность метасоматоза в них меньше, чем в подновленных зонах инъекционных мигматитов, но местами и в них развита полная зональность вплоть до ураноносных альбитов. В новообразованных разрывах с эпидот-хлори-

Структурные элементы	Номера разломов														
	XV	XVIII	XVI	IV	V	IX	XI	II	X	III	XIII	XIV	VIII	XII	VI
Тела натровых метасоматитов									●	●	●	●	●	●	●
Зоны эпидот-хлоритовых катаклазитов				○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Зоны биотит-амфиболовых бластомилонитов	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Зоны протанлаза															
Зоны инъекционных мигматитов	○														

● 1 ● 2 ○ 3

Фиг. 55. Соотношения разновозрастных структурных элементов разломов и натровых метасоматитов

1, 2 — метасоматические колонки: 1 — неполные, 2 — полные; 3 — этапы формирования разлома

товыми милонитами натровые метасоматиты имеют узкое локальное распространение и, как правило, представлены внешней и промежуточной зонами колонки.

Таким образом, для натрового метасоматоза наиболее благоприятны два типа разломов: зоны инъекционных мигматитов и гранитоидных даек, в той или иной степени затронутые процессами протеклаза и бластомилонитизации и затем испытавшие массовый катаклаз на уровне зеленосланцевой фации; бластомилонитовые швы среди ультраметаморфических пород, предопределившие положение мощных и протяженных зон эпидот-хлоритовых катаклазитов.

Предпочтительная локализация натровых метасоматитов в зонах многократного чередования гнейсов и гранитоидных пород обусловлена гетерогенностью ультраметаморфического комплекса пород по физико-механическим свойствам (табл. 30). В частности, гранитоиды существенно уступают гнейсам по модулю упругости и модулю сдвига и в то же время превосходят их по значению коэффициента Пуассона и эффективной пористости.

В. А. Крупеников [131] показал, что интенсивность проявления катаклаза и натрового метасоматоза зависит не только от абсолютных значений упругих параметров, но и от текстурно-структурных особенностей пород. Упругие параметры закономерно увеличиваются от аплит-пегматоидных гранитов (пегматитов) к среднезернистым порфиоровидным гранодиоритам, среднезернистым гранитам, мелкозернистым гранитам и гнейсам. Наиболее благоприятны для натрового метасоматоза породы со средними значениями упругих параметров и оптимальной крупностью зерна, а именно — среднезернистые граниты и гранодиориты.

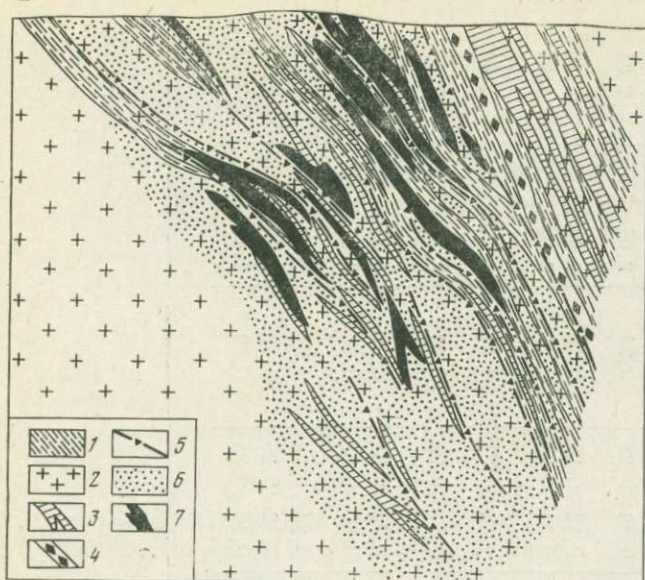
Самые крупные ореолы натровых метасоматитов локализуются в тех интервалах разломов, где определенные литологические комбинации пород сочетаются со структурными ловушками — изгибами разломов по простиранию и падению, оперяющимися разрывами, экранирующими тектоническими швами.

Один из характерных участков изображен на фиг. 56, где в поперечном разрезе показана мощная зона инъекционных мигматитов, насыщенная жилообразными телами среднезернистых и аплит-пегматоидных гранитов и рассеченная параллельными и диагональными милонитовыми швами. Основной бластомилонитовый шов, испытавший повторную милонитизацию, выступает в качестве экрана. Под ним все ультраметаморфические породы в той или иной степени катаклазированы и

Таблица 30. Физико-механические свойства гранитов, гнейсов и альбититов [7]

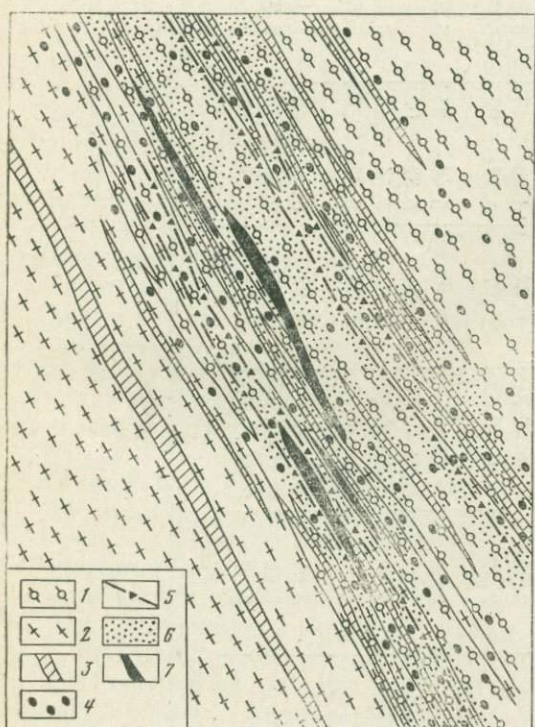
Породы	Объемный вес, г/см ³	Эффективная пористость, %		Модуль упругости (E) 10 ⁶ кг/см ²		Коэффициент Пуассона (μ)		Модуль сдвига (σ) 10 ⁶ кг/см ²	
		пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее
Среднезернистый гранит (4) *	2,63	0,37—0,48	0,41	5,25—7,85	6,47	0,16—0,28	0,24	2,08—3,38	2,61
Слабо десилицированный гранит (3)	2,61	0,31—0,41	0,38	7,24—8,76	8,05	0,12—0,21	0,16	2,98—3,78	3,48
Десилицированный гранит (7)	2,62	0,24—1,83	0,70	6,26—8,47	7,51	0,15—0,30	0,21	2,02—3,58	2,94
Апогранитный альбит (3)	2,63	0,42—0,61	0,54	6,26—7,13	6,81	0,24—0,28	0,25	2,54—2,86	2,71
Пегматит (5)	2,62	0,34—0,42	0,37	4,77—6,92	6,00	0,18—0,24	0,21	1,96—2,86	2,42
Слабо десилицированный пегматит (1)	2,62	—	0,10	5,46—6,25	5,81	0,17—0,26	0,21	2,21—2,50	2,38
Десилицированный пегматит (3)	2,61	0,26—0,71	0,41	5,32—7,02	6,24	0,20—0,22	0,21	2,20—2,88	2,55
Апопегматитовый альбитит (3)	2,62	0,26—0,50	0,38	5,54—7,13	6,44	0,22—0,34	0,27	2,34—2,82	2,63
Мелкозернистый гнейс (10)	2,70	0,21—0,35	0,26	6,62—10,59	8,55	0,12—0,25	0,18	2,62—4,44	3,70
Слабо десилицированный гнейс (1)	2,64	—	0,92	6,34—7,65	7,16	0,26—0,34	0,31	2,34—3,00	2,73
Десилицированный гнейс (11)	2,66	0,41—2,98	1,35	5,09—8,75	6,98	0,12—0,29	0,22	1,95—3,56	2,93
Апогнейсовый альбитит (3)	2,67	0,27—0,35	0,31	6,15—9,05	7,68	0,10—0,38	0,19	2,13—4,12	3,28

* В скобках — количество определений.



Фиг. 56. Условия локализации ураноносных альбититов в мощной зоне инъекционных мигматитов в разрезе [131]

- 1 — гнейсы;
- 2 — среднезернистые граниты;
- 3 — жилы аплит-пегматоидных гранитов;
- 4 — основного разлом;
- 5 — милонитовые и катаклазитовые швы;
- 6 — натровые метасоматиты;
- 7 — урановорудные залежи



Фиг. 57. Условия локализации ураноносных альбититов в зоне контакта гранитов с гранодиоритами в разрезе [131]

- 1 — гранодиориты;
- 2 — мелкозернистые граниты;
- 3 — жилы аплит-пегматоидных гранитов;
- 4 — очково-сланцеватые породы;
- 5 — милонитовые и катаклазитовые швы;
- 6 — натровые метасоматиты;
- 7 — урановорудные залежи

затронуты зеленокаменными изменениями. Ураноносные натровые метасоматиты приурочены к эпидот-хлоритовым катаклазитам и вместе с ними наследуют морфологию гранитоидных даек, жил и линз.

На другом не менее типичном участке ураноносные натровые метасоматиты тяготеют к сложному интрузивному контакту мелкозернистых гранитов с гранодиоритами, претерпевшему интенсивные тектонические деформации в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и сопровождаемому жилами аплит-пегматоидных гранитов. Залежи урано-

носных альбититов имеют форму сильно уплощенных линз и кулисообразно уходят на большую глубину в соответствии с общим моноклинальным залеганием ультраметаморфических пород (фиг. 57).

Следует подчеркнуть, что при благоприятном устойчивом сочетании структурных и литологических факторов ураноносные натровые метасоматиты прослеживаются на очень большое расстояние от поверхности Земли. Так, по данным Я. Н. Белевцева и др. [20], на одном из месторождений они вскрыты буровыми скважинами до глубины 2500 м. Изучение таких разрезов позволяет проследить изменение метасоматических ореолов по вертикали. Но прежде чем говорить об этих изменениях, необходимо привести петрографическую характеристику наиболее распространенных типов натровых метасоматитов.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В подавляющем большинстве случаев натровый метасоматоз накладывается на породы, претерпевшие катаклаз, милонитизацию и зеленокаменные изменения. Наиболее широко распространены слабо катаклазированные породы, для которых нетрудно установить их исходный состав, структуру и текстуру. Метасоматическое преобразование приводит к частичному залечиванию катакlastических структур, так что невооруженным глазом их далеко не всегда удается диагностировать. Особенно это касается альбититов, их внутренних зон. Но при микроскопическом изучении реликтовых структуры выявляются достаточно отчетливо. Лучше всего фиксируются угловатые формы обломков полевых шпатов, замещенных альбитом.

Вместе с тем натровые метасоматиты подверглись и более поздним деформациям с возникновением участков катаклаза и перетирания, а местами брекчиевидных и микробрекчиевых текстур. Зерна альбита в таких участках оказываются раздробленными, часто с изогнутыми двойниками, скопления рибекита, хлорита и эпидота — перемятыми, а в тонкоперетертом цементе присутствует большое количество мелких угловатых обломков альбита. Именно в этих наложенных на альбититы зонах катаклаза локализуется сопряженная с натровым метасоматозом постальбититовая минерализация. Последняя представлена ассоциацией кальцит — гидробиотит (хлорит) — гематит и минералами урана — браннеритом, уранинитом и продуктами их разрушения: трудно диагностируемыми титанатами, силикатами, окислами и гидроокислами урана [167].

Ураноносные альбититы развиваются за счет всех перечисленных выше пород — гнейсов, гранитов, магматитов, бластомилонитов, милонитов и катакlastитов. В мощных гетерогенных разломах зональность метасоматитов обычно затухает вследствие неоднородности состава ультраметаморфических пород и неодинаковой степени их тектонической проработки. Значительно четче она проявляется в тех случаях, когда метасоматические ореолы целиком развиваются среди гранитоидных пород или среди гнейсов.

В зависимости от состава темноцветных минералов выделяются три основных минеральных типа натровых метасоматитов: эгирин-рибекитовый, эпидот-хлоритовый и смешанный.

Метасоматиты эгирин-рибекитового типа. Во внешних зонах апрогранных метасоматитов фиксируется красная окраска, обусловленная пылевидными частицами окислов железа, импрегнирующими полевые шпаты. Распределение их неравномерное. Часто они приурочены к трещинам в полевом шпате, двойниковым швам, в плагиоклазе тяготеют к наиболее серицитизированным участкам. В отдельных случаях форма и положение скоплений гематита в зернах полевых шпатов оказываются произвольными. В кварце отмечаются лишь очень редкие частички гематита, которые не приводят к изменению окраски этого минерала.

Каких-либо других преобразований минералов в этой зоне не обнаружено, так что от обычных гранитов никакими другими особенностями породы не отличаются.

Ближе к центру метасоматического тела наряду с усилением гематитизации полевых шпатов происходит замещение биотита лучистым агрегатом рибекита. Наблюдения показывают, что замещение не является псевдоморфным и идет двумя путями.

В первом случае происходит разложение биотита с образованием сложного агрегата, состоящего из альбита и тончайших иголочек рибекита. Последние диагностируются лишь при очень больших увеличениях. Они имеют субпараллельную ориентировку, согласную с направлением спайности биотита. В дальнейшем начинается разделение минералов. Альбит перекристаллизовывается в более крупные хорошо сдвойникованные зерна и как бы очищается от иголочек рибекита. Одновременно с этим начинается рост звездчатых кристаллов рибекита за счет нескольких близко расположенных псевдоморфоз. Таким образом, и здесь мы имеем случай собирательной перекристаллизации, сопровождающейся растворением вещества в пределах небольшого объема и его концентрацией в участке роста кристаллов.

Во втором случае биотит сперва по периферии, а затем и целиком замещается альбитом. Одновременно с этим поблизости происходит рост звездчатых кристаллов рибекита. Питающей средой для них часто является несколько одновременно или последовательно замещаемых чешуек биотита. Иногда в одном шлифе наряду с рибекитом устанавливаются чешуйки биотита, частично замещенные или совершенно не затронутые процессом замещения. Интересно, что сохранившиеся чешуйки биотита, как правило, находятся на максимальном удалении от центров кристаллизации рибекита.

Таким образом, при замещении биотита рибекитом имеют место растворение и перенос входящих в его состав компонентов к центрам кристаллизации рибекита. Развитие рибекита по хлориту диафорированных гранитов происходит так же. Содержание рибекита прямо пропорционально содержанию биотита (хлорита) в исходных породах.

Еще ближе к центральным частям метасоматического тела, наряду с полным замещением биотита рибекитом начинается замещение кварца альбитом вплоть до полного его исчезновения и появления «десилицированных гранитов», которые иногда называют «сиенитами». Главными минералами этой зоны являются микроклин, альбит и рибекит. Красная окраска, обусловленная рассеянной гематитовой пылью, сохраняется.

В «сиенитах» обычно достаточно уверенно фиксируются реликтовые катакlastические структуры. Но угловатые контуры зерен частично сглажены последующим нарастанием на них альбита. В цементе присутствует мелкокристаллический агрегат альбита, микроклина и рибекита. Иногда с рибекитом ассоциируется мелкочешуйчатая зеленая слюдка, с ясно выраженным плеохроизмом (от грязно-зеленого до буро-зеленого) и двупреломлением, примерно равным двупреломлению серицита. В небольших количествах в виде прожилок и неправильных скоплений присутствует кальцит, который по отношению к альбиту и рибекиту явно является более поздним.

Внутренняя зона ореола — собственно альбититовая — характеризуется полным замещением микроклина альбитом. Изменение красной окраски пород на серую, четко фиксируемое макроскопически, обусловлено тем, что мелкие, пылевидные частички гематита группируются в более крупные зерна, клиновидные кристаллики и агрегаты. При этом происходит как бы очищение полевых шпатов. Цветные минералы представлены здесь либо одним эгирином, либо эгирином с реликтами щелочного амфибола (рибекита или крокидолита). Под микроскопом можно проследить все ступени замещения щелочной роговой обманки эгирином. Оно

начинается как с периферии, так и с центральной части зерен. В начале образуется криптокристаллический высоко двупреломляющий агрегат эгирина. Постепенно разрастаясь, он замещает все большую часть звездчатого выделения амфибола. Незамещенными, как правило, остаются тонкие лучи амфибола, проникающие в альбит. В осевой части метасоматического тела криптокристаллический агрегат начинает перекристаллизовываться с образованием удлиненных радиально-лучистых кристаллов эгирина с пирамидальными окончаниями. В целом особенности распределения эгирина и форма его выделения наследуют формы амфибола. Лишь в участках максимальной перекристаллизации эгирина, в которых образуются наиболее крупные кристаллы, звездчатое расположение нарушается.

Во внешних зонах апогнейсовых метасоматитов развивается рибекит, придающий породам синий цвет. Количество новообразованного рибекита прямо пропорционально количеству биотита. В метасоматитах по гнейсам особенно четко видно, что он образует звездчатые лучистые агрегаты. В данном случае кристаллографические особенности рибекита в большей мере определили его форму, чем минералы, по которым он развивается. Олигоклаз в этой зоне частично или полностью альбитизируется.

Ближе к центру формируются десилицированные гнейсы, в которых кварц замещается альбитом, а микроклин устойчив. Макроскопически породы этой зоны розовато-синие или синевато-розовые в зависимости от количественных соотношений альбита и кварца. Розовая окраска обусловлена наличием мельчайших пылевидных частичек гематита, пропитывающих полевые шпаты. При этом наиболее густые скопления гематитовых частиц содержатся в альбите по олигоклазу. Перекристаллизация кварца в гнейсах практически не фиксируется. Замещение его альбитом происходит преимущественно в результате разрастания контактирующих с кварцем зерен плагноклаза.

Еще ближе к центру микроклин замещается шахматным альбитом. В гнейсах, не содержащих или содержащих ничтожное количество микроклина, провести границу между данной и предшествующей зонами не удастся. Поэтому зона «десилицированных гнейсов» в гнейсах часто выпадает.

Внутренняя зона эгириновых альбититов характеризуется замещением рибекита эгирином. Она проявляется относительно редко, обычно в непосредственном контакте с дайкообразными телами интенсивно альбитизированных гранитов или пегматитов. Замещение рибекита эгирином сопровождается изменением окраски пород: розовато-синие тона сменяются зеленовато-розовыми при общем осветлении пород. Особенности замещения рибекита эгирином аналогичны таковым, описанным для апогранитных метасоматитов.

Метасоматиты эпидот-хлоритового типа. Они более широко развиты по сравнению с метасоматитами эгирин-рибекитового типа. Апогранитные метасоматиты развиваются за счет катаклазированных гранитов, претерпевших диафторез. Непосредственного наложения метасоматитов этого типа на неизменные граниты не отмечалось. Между метасоматитами и неизменными гранитами всегда располагается зона гранитов, в той или иной степени затронутых диафторезом. Как указывалось, олигоклаз в них замещен альбитом и эпидотом, биотит-хлоритом и эпидотом.

Во внешней зоне изменение выражается в покраснении пород, которое хорошо фиксируется макроскопически. Под микроскопом наряду с интенсивной пропиткой полевых шпатов гематитом отмечается частичная перекристаллизация гранобластического кварца с образованием более крупных зерен. К центру метасоматического тела интенсивность перекристаллизации постепенно возрастает.

Ближе к центру устанавливается перекристаллизация кварца и его частичное замещение альбитом. Здесь же происходит перекристаллизация хлорита с образованием его более магнезиальной разновидности. Хлорит измененных диафторитов характеризуется розетковидной формой, зеленым цветом, очень низким двупреломлением: $N_g = 1,632$, $N_p = 1,628$. Судя по изменению показателей преломления хлорит становится более магнезиальным и переходит от диабантита-рипидолита к делесситу-прохлориту. В отдельных случаях хлорит диафторитов замещается агрегатом розетковидного хлорита и окислов железа. Эпидот диафторитов перекристаллизовывается с образованием хорошо ограненных столбчатых кристаллов.

Еще ближе к центральным частям метасоматического тела происходит полное замещение кварца полевым шпатом. В результате образуются десилицированные граниты эпидот-хлоритового типа. Породы этой зоны наиболее распространены; мощность пород составляет 30—80 и даже 300—400 м. Окраска пород обычно розовая и светло-розовая, реже розовато-серая; кварц отсутствует.

Метасоматиты внутренней зоны имеют более светлую окраску, как правило, они розовато-серого или серого цвета. Под микроскопом обнаруживается, что по сравнению с десилицированными гранитами импрегнация полевых шпатов гематитом в альбититах более слабая. Вместе с тем весьма обычна тончайшая паутина микротрещин, выполненных гематитом. Очевидно, в этой зоне происходит растворение и переотложение гематитовых частиц. Хлорит в альбититах практически всегда розетковидный или радиально-лучистый. Эпидот образует либо лучистые агрегаты, либо зерна неправильной формы, либо скелетные кристаллы в тесном сростании с альбитом. Особенности псевдоморфоз альбита по олигоклазу, кварцу, микроклину аналогичны таковым для метасоматитов эгирин-рибекитового типа.

Апогнейсовые метасоматиты эпидот-хлоритового типа являются весьма распространенными образованиями. Зеленые или розовато-зеленые тона окраски и тот факт, что отсутствует кварц, позволяют различать эти метасоматиты среди метасоматитов других типов. Зональность здесь очень нечеткая. Так как диафториты по гнейсам сложены альбитом, кварцем, хлоритом и эпидотом, а метасоматиты не содержат кварца, то главной реакцией при метасоматическом преобразовании является замещение кварца альбитом. В эпидоте и хлорите отмечается лишь перекристаллизация.

Метасоматиты смешанного типа имеют более сложное строение. Как правило, в основном объеме это метасоматиты хлорит-эпидотового типа. Эгирин-рибекитовые метасоматиты развиты в центральных частях метасоматических тел. Однако эгирин и рибекит развиваются лишь в альбититах. Зона эгириновых альбититов проявлена очень нечетко или полностью отсутствует. При переходе к десилицированным породам рибекит и эгирин сменяются эпидотом и хлоритом.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Химизм натрового метасоматоза неоднократно рассматривался ранее. Согласно расчетам Я. Д. Готмана и Р. В. Голевой [64], при образовании 1 м^3 альбититов по гранитам выносится примерно 160 кг SiO_2 , и $135 \text{ кг K}_2\text{O}$, привносится примерно $84 \text{ кг Al}_2\text{O}_3$ и $178 \text{ кг Na}_2\text{O}$. Содержание окисного железа возрастает на 38 кг , а закисного — уменьшается на 37 кг .

Взаимосвязь между количественно-минералогическим и химическим составами метасоматитов достаточно четкая. В богатых калием породах этот элемент перераспределяется. Будучи вынесенным из внутренней зоны, он заметно накапливается в промежуточной, что выражается в зна-

чительной калишпатизации пород. При метасоматическом преобразовании гранитов главнейшие минеральные преобразования в промежуточной зоне выражаются в замещении кварца микроклином, а во внутренней — в замещении микроклина альбитом. Эти реакции в основном и определяют химизм процесса.

При изменении гнейсов заметного накопления калия, а следовательно, калишпатизации в промежуточных зонах не происходит; вместе с тем содержание альбита возрастает за счет кварца, а во внутренних зонах — и за счет калиевого полевого шпата.

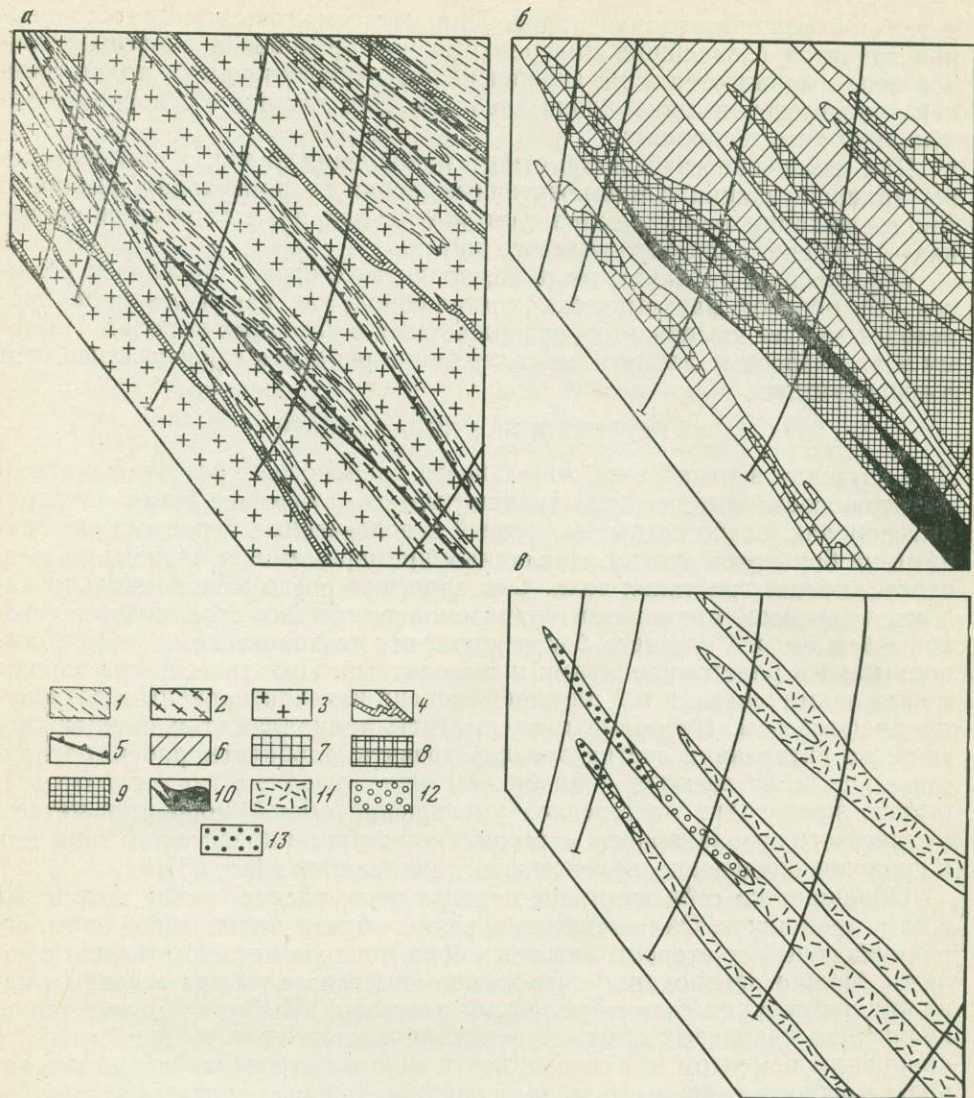
Образование рибекита, эгирина, эпидота, хлорита не влияет решительным образом на химический состав пород, так как в основном происходит за счет компонентов, содержащихся в исходных породах. Поэтому в апогнейсовых альбититах содержание рибекита гораздо выше, чем в апогранитных.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Для изучения вертикальной зональности ураноносных натровых метасоматитов особый интерес представляют метасоматические тела в однородных породах, слабо вскрытые эрозией и подсеченные буровыми скважинами на большую глубину. Наглядным примером может служить разрез, пересекающий три таких тела. Они залегают среди моноклинально падающих гнейсов, мигматитов, гранитов, пегматитов и ограничены со стороны лежащего и висящего боков крупными тектоническими швами, выполненными бластомилонитами и милонитами. Практически все породы между этими швами в той или иной степени катаклазированы и затронуты диафторезом. Натровые метасоматиты принадлежат к смешанному типу: во внутренних частях ореолов развиты альбититы рибекит-эгиринового типа, во внешних — альбититы эпидот-хлоритового типа. По восстанию происходит постепенное уменьшение общей мощности метасоматического ореола, причем метасоматиты эгирин-рибекитового типа, как и урановое оруденение, полностью выклиниваются (фиг. 58).

Обращает на себя внимание закономерное расположение кварцевых жил и прожилков. Они сконцентрированы вблизи милонитовой зоны, ограничивающей со стороны лежащего бока мощную метасоматическую залежь. Можно предполагать, что именно эта зона служила основным каналом циркуляции гидротермальных растворов. Вверх по ее восстанию количество кварцевых прожилков увеличивается, появляются брекчии с кварцевым цементом и, наконец, почти мономинеральные кварцевые породы мощностью до 5—15 м, замещающие натровые метасоматиты. Таким образом, по вертикали происходит выклинивание кверху альбититов с эгирином и рибекитом, а также уранового оруденения и нарастание интенсивности окварцевания вплоть до образования метасоматической «кварцевой шапки».

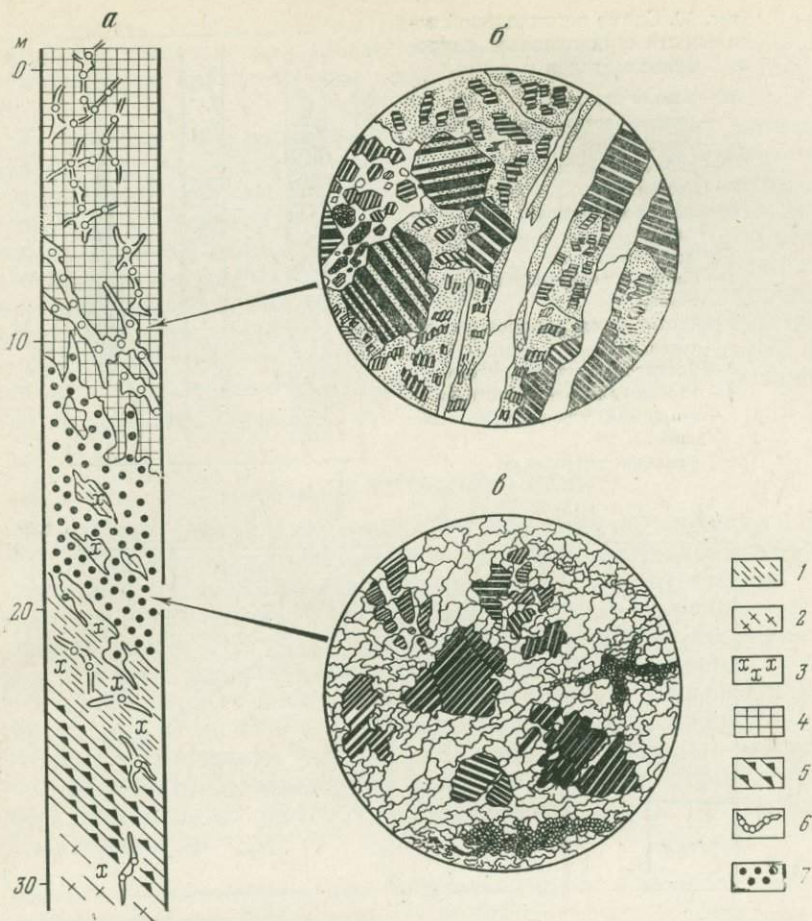
Микроскопические наблюдения и данные химических анализов свидетельствуют о несомненном выносе кварца при образовании альбититов, о его перекристаллизации на фронте метасоматического замещения и перераспределении на путях дальнейшей циркуляции гидротермальных растворов. Кварц исходных гранитов образует мелкие удлиненные зерна, волнисто угасающие, характеризующиеся отчетливой ориентировкой. В процессе метасоматического преобразования и на фоне общего уменьшения количества кварца начинается его собирательная перекристаллизация с образованием более крупных зерен — «глазков». Свойственное гранитам волнистое угасание кварца при этом исчезает. Кварц теряет молочно-белую окраску, становясь бесцветным, водянопрозрачным. Дальнейшее развитие процесса приводит к замещению кварца альбитом. Оно происходит как с периферии зерен, так и в их центральных частях. При этом мелкие неправильные зернышки альбита, постепенно увеличиваясь в размере, приобретают четкую кристаллографическую форму за счет пре-



Фиг. 58. Положение переотложенного кварца в ореоле натровых метасоматитов [100] *a* — вмещающие ультраметаморфические породы; *б* — натровые метасоматиты; *в* — переотложенный кварц. 1 — гнейсы; 2 — мигматиты; 3 — граниты; 4 — пегматиты; 5 — blastsмилониты, милолиты; 6—9 — натровые метасоматиты: 6 — эпидот-хлоритовые внешней и промежуточной зон, 7 — эпидот-хлоритовые, 8 — эпидот-хлорит-рибекитовые, 9 — эгирин-рибекитовые внутренней зоны; 10 — ураноносные альбититы; 11—13 — переотложенный кварц: 11 — прожилковый, 12 — прожилково-метасоматический, 13 — метасоматический — «кварцевая шапка»

имущественного роста граней 110 и $\bar{1}\bar{1}0$. Псевдоморфозы альбита по плагиоклазу и микроклину также разрастаются за счет кварца. Характерно, что псевдоморфозы альбита по полевым шпатам всегда мутноватые, а образованные по кварцу — воднопрозрачные. Это обстоятельство позволяет уверенно проследить весь процесс замещения кварца альбитом. Дальнейшее развитие процесса приводит к полному выносу кварца.

Переотложенный кварц образует жилы и прожилки, часто совместно с хлоритом, карбонатом и гематитом, а также замещает натровые метасоматиты с образованием почти мономинеральных кварцевых пород (фиг. 59).



Фиг. 59. Переотложенный кварц в верхней части метасоматического тела

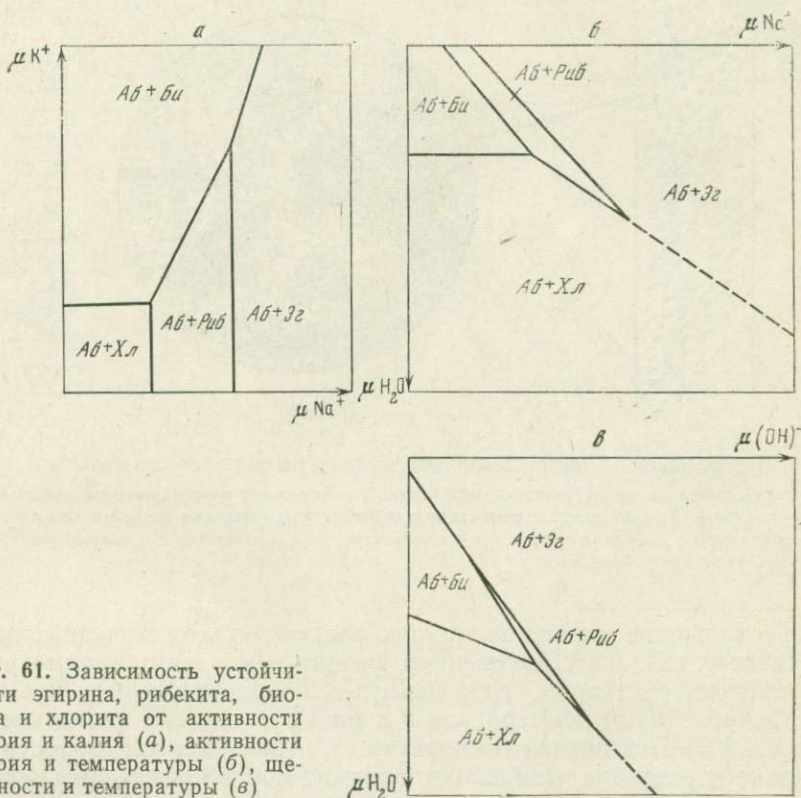
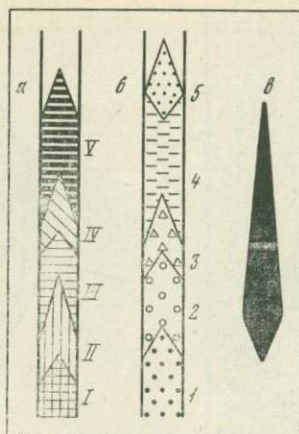
a — разрез по скважине через «кварцевую шапку»; *б* — прожилки переотложенного кварца в альбитите; *в* — метасоматический кварц с реликтами альбитита и прожилками позднего хлорита. 1 — гнейсы; 2 — мигматиты; 3 — диафориты; 4 — альбититы; 5 — милониты; 6 — кварцевые прожилки; 7 — сливные кварцевые породы

Переотложение кварца в верхних частях метасоматических ореолов, по-видимому, связано с изменением физико-химических параметров гидротермальных растворов. Как известно, на растворимость кремнезема существенно влияют температура и в меньшей степени кислотность раствора [62, 301]. Понижение температуры и повышение кислотности гидротермального раствора уменьшают растворимость кремнезема. Учитывая пространственное положение зон окварцевания, можно предполагать, что в условиях медленного просачивания растворов в значительных по размеру зонах циркуляции имело место постепенное понижение температуры во времени и в пространстве. Действительно, протяженность метасоматических тел на многие сотни метров по вертикали предопределяет наличие температурного градиента. Замещение хлоритом, карбонатом и гематитом более высокотемпературных рибекита и эгирина свидетельствует о понижении температуры раствора во времени.

Следовательно, замещение кварца альбитом в предрудную стадию вызывает обогащение растворов кремнекислотой. В дальнейшем на более высоких уровнях из-за падения температуры создаются условия для переотложения выщелоченного кварца — сначала в виде тонких прожи-

Фиг. 60. Схема вертикальной зональности ураноносных натровых метасоматитов

- a* — ранняя стадия:
 I — эгирин-биотит-микроклиновые,
 II — эгириновые,
 III — рибекит-эгириновые,
 IV — рибекитовые,
 V — эпидот-хлоритовые метасоматиты;
б — поздняя стадия:
 1 — биотит - эпидот-сфен-магнетитовая,
 2 — биотит - кальцит-сфен-гематитовая,
 3 — биотит-гематит-кальцитовая,
 4 — хлорит-кальцит-гематитовая,
 5 — кварцевая минеральная ассоциация;
в — урановое оруденение



Фиг. 61. Зависимость устойчивости эгирина, рибекита, биотита и хлорита от активности натрия и калия (*a*), активности натрия и температуры (*б*), щелочности и температуры (*в*)

лок и жил выполнения, а затем, с увеличением кристаллизационного давления, в виде зон метасоматического окварцевания. Данные о температурах декрепитации щелочного амфибола (350°C) и переотложенного кварца ($280\text{--}290^{\circ}\text{C}$) находятся в соответствии с высказанным положением.

Признаком корневых частей метасоматических тел является устойчивость ассоциации эгирина с биотитом, альбитом и микроклином. Эту устойчивость можно объяснить, исходя из экспериментальных данных В. С. Балицкого и В. В. Комовой [14], которые показали, что замещению калиевого полевого шпата альбитом благоприятствует повышение температуры вплоть до 500°C . Однако при температурах выше 550°C эта

тенденция нарушается, и калиевый полевой шпат сохраняет свою устойчивость даже при достаточно высоком отношении натрия к калию в растворах.

В обобщенном виде вертикальная зональность натровых метасоматитов изображена на фиг. 60. Сопоставляя эту схему с результатами физико-химического анализа минеральных парагенезисов (фиг. 61), можно убедиться, что переход от эгириновых разностей к рибекитовым и хлоритовым означает понижение температуры восходящих растворов, уменьшение их щелочности и активности натрия. Следовательно, вертикальная зональность отражает естественную эволюцию растворов в пространстве. Следует подчеркнуть, что состав всех вмещающих пород в целом близок к гранитам, благодаря этому мы имеем идеальный пример проявления вертикальной зональности в чистом виде, не осложненной состава вмещающих пород.

ФАЦИИ МЕТАСОМАТИТОВ

Помимо горизонтальной и вертикальной зональности, изучение натровых метасоматитов обнаруживает их значительные фациальные различия. Так, натровые метасоматиты в гранитогнейсах в соответствии с типоморфными минеральными парагенезисами могут быть разделены на четыре фации (табл. 31). Микроклин-рибекитовая фация возникает в породах с высоким содержанием микроклина и умеренным — кварца; кварц-эгириновая — за счет гранитоидов с относительно высоким содержанием кварца и низким — микроклина; кварц-рибекитовая — за счет гранитоидов с умеренным содержанием кварца и низким — микроклина. Особое место занимает микроклин-эгириновая фация, формирующаяся в условиях повышенных температуры и давления. Для эпидот-хлоритовых метасоматитов характерны две фации (табл. 32).

Таблица 31. Фации эгирин-рибекитовых метасоматитов по гранитам и гнейсам

Номер метасоматических зон	Микроклин-рибекитовая	Кварц-эгириновая	Кварц-рибекитовая	Микроклин-эгириновая
0	<i>Кв, Мк, Олг, Би, Маг</i>	<i>Кв, Мк, Олг, Би, Маг</i>	<i>Кв, Мк, Олг, Би, Маг</i>	<i>Кв, Мк, Олг, Би, Маг</i>
1	<i>Кв*, Мк, Аб, Риб, Гем</i>	<i>Кв* Мк, Аб, Риб, Гем</i>	<i>Кв*, Мк, Аб, Риб, Гем</i>	<i>Мк, Аб, Би, Эг</i>
2	<i>Аб, Мк, Риб, Гем</i>	<i>Кв*, Аб, Риб, Гем</i>	<i>Кв*, Аб, Риб, Гем</i>	<i>Мк, Аб, Эг</i>
3	<i>Аб, Риб, Гем</i>	<i>Кв, Аб, Эг, Гем</i>	<i>Аб, Риб, Гем</i>	<i>Аб, Эг</i>
4	<i>Аб, Эг, Гем</i>	<i>Аб, Эг, Гем</i>	<i>Аб, Эг, Гем</i>	

Примечание. Здесь и далее: *Кв* — кварц, *Кв** — кварц перекристаллизованный, *Мк* — микроклин, *Олг* — олигоклаз, *Би* — биотит, *Маг* — магнетит, *Аб* — альбит, *Риб* — рибекит, *Гем* — гематит, *Хл* — хлорит, *Эг* — эгирин, *Эп* — эпидот. Полу жирным выделены типоморфные парагенезисы каждой фации.

Таблица 32. Фации эпидот-хлоритовых натровых метасоматитов по гранитам и гнейсам

Номер метасоматических зон	Микроклин-эпидотовая	Кварц-эпидотовая
0	<i>Кв, Мк, Олг, Би, Маг</i>	<i>Кв, Мк, Олг, Би, Маг</i>
1	<i>Кв*, Мк, Аб, Хл, Эп, Гем</i>	<i>Кв, Мк, Аб, Хл, Эп, Гем</i>
2	<i>Мк, Аб, Хл, Эп, Гем</i>	<i>Кв*, Аб, Эп, Хл, Гем</i>
3	<i>Аб, Хл, Эп, Гем</i>	<i>Аб, Хл, Эп, Гем</i>

В большинстве случаев натровый метасоматоз накладывается на зоны катаклаза, претерпевшие диафторез зеленосланцевой фации. Характерными минералами диафторитов являются кварц, альбит, микроклин, эпидот, хлорит, гематит, иногда кальцит. Если диафториты полностью замещены натровыми метасоматитами и метасоматоз частично распространяется за пределы тектонических зон, то горизонтальная зональность целиком описывается приведенными выше колонками. Если же метасоматозом захватываются только центральные части зон диафтореза, то нулевой зоной колонки будет являться диафторит. Относительно редко встречаются метасоматиты хлорит-кальцитового типа, в которых вместо эпидота присутствует кальцит.

РУДОНОСНОСТЬ МЕТАСОМАТИТОВ

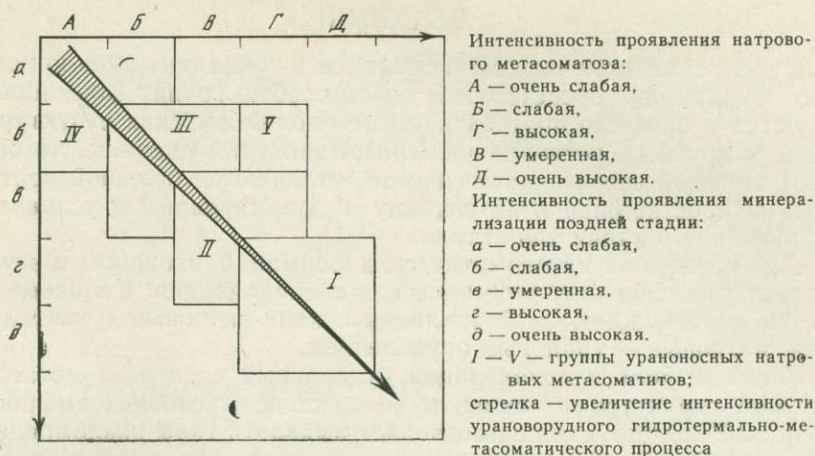
Главная масса рудных минералов выделяется после завершения натрового метасоматоза, причем наиболее богатые концентрации локализуются в зонах постальбититового катаклаза. Рудоотложение несомненно является естественным результатом эволюции тех же растворов, которые производили натровый метасоматоз. При постальбититовом катаклазе из „защемленных“ поровых растворов отлагались относительно бедные рассеянные руды. Если же в альбититах возникали зоны дробления, то наиболее интенсивные процессы минералообразования постальбититовой стадии происходили в пределах участков дробления, которые являлись зонами разгрузки для защемленных поровых растворов, находящихся под большим давлением. Соответственно в таких зонах формировались наиболее богатые рудные концентрации. Попытки некоторых исследователей объяснить пространственную связь оруденения с альбититами благоприятными литологическими или физико-механическими свойствами последних, по нашему мнению, несостоятельны. Только с учетом неразрывной генетической связи процессов натрового метасоматоза и оруденения можно объяснить наблюдаемые природные соотношения.

В результате статистического анализа петрографических и минералогических признаков удалось установить прямую связь между ураноносностью натровых метасоматитов и относительным развитием в них а) альбититов, б) эгирин-рибекитовых ассоциаций и в) постальбититовой минерализации.

Идеальным параметром значимости признака «а» является отношение объема, занятого альбититами, к общему объему метасоматитов, признака «б» — отношение объема метасоматитов, содержащих эгирин и рибекит вместе или отдельно, к общему объему метасоматитов. Приближенную оценку можно сделать по отношению количества шлифов, в которых эти признаки проявлены, к общему числу шлифов по метасоматитам. Чем большим количеством шлифов охарактеризован участок и чем равномернее они отобраны, тем точнее результаты оценки. Относительная распространенность альбититов может быть выражена через n_a/n , а эгирин-рибекитовых метасоматитов — через $n_{a,b}/n$, где n — общее число шлифов по метасоматитам данного участка, n_a — число шлифов альбититов, $n_{a,b}$ — число шлифов, в которых обнаружены эгирин и рибекит вместе или отдельно. Совокупность указанных признаков может быть выра-

жена через $\gamma = \frac{n_a n_{a,b}}{n^2}$, где γ — показатель интенсивности натрового метасоматоза в условных единицах. Очевидно, что значение γ будет приближаться к 1, когда метасоматиты практически целиком представлены эгирин-рибекитовыми альбититами, и равно 0, когда альбититы либо эгирин-рибекитовые разновидности полностью отсутствуют.

Переходя к оценке масштаба проявления постальбититовой минерализации (признак «в»), необходимо подчеркнуть, что минералы поздней



Фиг. 62. Систематика ураноносных натровых метасоматитов по признакам, связанным с их рудоносностью

стадии распространены повсеместно, будучи приуроченными к микро-трещинам, трещинам спайности, границам зерен. Однако фоновые концентрации поздних минералов невелики и составляют менее 3%.

Об интенсивности проявления постальбититовой минерализации можно приблизительно судить по величине $\sigma = \frac{n_n}{n} \cdot 100\%$, где n — общее число шлифов по метасоматитам, n_n — количество шлифов с содержанием минералов постальбититовой стадии свыше 3%.

Анализ результатов проведенных расчетов показал целесообразность разделения метасоматитов различных участков на пять групп (фиг. 62): I — эгирин-рибекитовые с существенным преобладанием альбититов с интенсивно проявленной постальбититовой минерализацией и максимальной рудоносностью; II — смешанного типа с близким соотношением альбититов и десилицированных пород, с подчиненным значением эгирин-рибекитовых разностей, умеренной интенсивностью проявления постальбититовой минерализации и бедными рудами; III — смешанного типа с резким преобладанием эпидот-хлоритовых разностей, подчиненным значением альбититов и бедной минерализацией; IV — эпидот-хлоритовые с ограниченным развитием альбититов и бедной минерализацией; V — особое положение занимают метасоматиты с устойчивой ассоциацией эгирина с биотитом и (или) микроклином. Как уже было сказано, они характеризуют корневые части метасоматических тел.

Предложенная систематика учитывает относительную роль альбититов в метасоматических колонках, значение эгирин-рибекитовых разностей натровых метасоматитов и степень развития постальбититовой минерализации. Суммарный эффект этих показателей отражает интенсивность проявления урановородного метасоматического процесса в целом.

Изложенные выше данные свидетельствуют, что для ураноносных натровых метасоматитов характерны следующие формационные отличия: 1) контроль крупными разломами, возникшими в условиях ультраметаморфизма и испытавшими многократные повторные деформации; 2) сопряженность с зонами эпидот-хлоритовых милонитов и катаклазитов; 3) сочетание горизонтальной метасоматической зональности с вертикальной, обусловленной падением температуры, и активности натрия в просачивающейся колонке гидротермальных растворов; 4) тесная генетическая и временная связь между изменениями вмещающих пород и отложением урановых минералов.

ВЫВОДЫ

1. Рудоносные щелочные метасоматиты в зонах разломов кристаллического фундамента представляют собой особую группу формаций. Они образуются в процессе протоактивизации докембрийских структур, приурочены к крупным региональным разрывным нарушениям, не обнаруживают видимой связи с магматизмом, отличаются большой протяженностью по простиранию и на глубину и сформированы в условиях высокой активности калия или натрия.

2. Для каждой из метасоматических формаций, входящих в эту группу, характерна своя металлогеническая специализация. Калиевые метасоматиты сопровождаются бериллиевым, кали-натровые — тантало-ниобиевым, натровые — урановым оруденением.

3. Главную роль в локализации рудоносных щелочных метасоматитов играют структурные элементы, возникшие в условиях амфиболитовой фации. Реконструкция их позволяет выявлять типы разломов, наиболее благоприятных для рудоотложения, производить увязку отдельных рудных залежей и более полно изучать метасоматическую зональность.

4. Именно таким способом на одном из бериллиевых месторождений установлено наложение калиевых метасоматитов на мощную зону бластокатаклизитов — бластомилонитов и доказано, что избирательная локализация бериллиевых руд в метасоматитах по гранитам обусловлена наиболее полным развитием в них метасоматических колонок. Фенакит-гентгельвиновые руды приурочены к внутренней части колонки и вместе с ней наследуют положение зон интенсивного расщепления и перекристаллизации.

5. При сравнительном изучении серии региональных разломов установлено, что наиболее полно натровый метасоматоз проявлен в катаклизитах и милонитах, наложенных на зоны инъекционных мигматитов и на бластомилонитовые швы. Установлено, что прямыми показателями ураноносности натровых метасоматитов служат: степень развития внутренних зон, относительная распространенность эгирин-рибекитовых разновидностей, интенсивность постальбититовой минерализации. Намечена вертикальная зональность метасоматических залежей, обусловленная падением температуры и активности натрия в восходящих растворах.

РУДОНОСНЫЕ ПОЛИФОРМАЦИОННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

ГЕОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматические комплексы центрального типа — весьма характерные проявления процесса активизации древних платформ. Магматические комплексы со структурой центрального типа устанавливаются также в стабильных блоках складчатых областей, прошедших геосинклинальную историю развития, но главная масса их приурочена к щитам и неглубоко залегающим участкам фундамента древних платформ. Развитие этих структур земной коры характеризуется продолжительными амагматическими эпохами покоя и краткими повторяющимися периодами тектонической активизации, в течение которых магматизм проявляется в различных, присущих данному типу земной коры, формах. Именно такой индикаторной формой магматизма платформ наряду с другими являются магматические комплексы центрального типа. Они представляют собой локальные проявления магматизма с закономерным сочетанием магматических тел в единой структуре центрального типа, в целом дискордантной по отношению к вмещающим толщам. Такие комплексы, как правило, развиваются длительно, они объединяют в своем составе полиформационные магматические образования, разновозрастные и разнотипные рудные месторождения.

Магматические комплексы центрального типа имеют обычно небольшие размеры: преобладают диаметры до 10 км, диаметры в 20—35 км редки, а более крупные, порядка 60—100 км, единичны.

Известные в литературе данные о вертикальных размерах, полученные по геологическим наблюдениям и бурению, пока, к сожалению, малочисленны. Практически нет ни одного центрального комплекса, для которого установлена его подошва, хотя для отдельных интрузивных тел в составе комплексов такие сведения имеются (например, [276]). Геофизические работы в некоторых случаях дают ориентировочные сведения о протяженности комплексов на глубину: Хибины и Ловозеро — 7—8 км, Сабалока (Судан) — 6 км и др. Можно привлечь также такие косвенные данные, как величины вертикальных перемещений кровли над периферическим очагом (1—3 км), перемещение внутрикольцевых блоков (до 4 км), глубины залегания апикальной части периферических очагов (3—10 км). Все эти сведения, сопоставленные для каждого магматического комплекса с размерами его в плане и с мощностью кровли над ним (от 0,5 до 3—4 км), создают представление, что в большинстве случаев средний диаметр комплекса значительно превышает его вертикальную протяженность. Отсюда общая форма центральных комплексов представляется как уплощенный цилиндр или диск с $d/h \approx 2 \div 10$. Такое же мнение об общей форме высказывают исследователи центральных комплексов Судана [303], Родезии [276], Нигерии [312], Малави [307].

Более протяженны на глубину карбонатитоносные комплексы ультраосновных и щелочных пород, которые при небольших поперечных размерах (1—6 км) предположительно распространяются на глубину 5 км

и более. Ковдорский комплекс, имеющий средний диаметр 6 км, по геофизическим данным [228], продолжается вглубь на 10 км. По другим объектам устанавливаемая геологическими методами глубина развития карбонатитоносных комплексов составляет 1,5—3 км (Арбарастах — Алдан; Палабора — ЮАР; Ока — Канада). А. А. Фролов [249] при предположении значительной вертикальной протяженности карбонатитоносных комплексов делает упор на их вертикальную зональность (преобладание карбонатитов в верхней части, ультрабазитов в нижней и промежуточное положение щелочных пород). Исходя из этого, он считает возможным протяженность конкретных комплексов определять в пределах 10—12 км. Однако его представления находятся в противоречии с данными А. А. Кухаренко и других исследователей карбонатитов Карело-Кольской провинции [140], а также А. А. Ельянова и В. М. Моралева по Алдану [78], которые указывают на необходимость более строгого подхода к стратиграфическим и тектоническим построениям при определении глубины эрозионного среза магматических комплексов и глубины их формирования.

Магматические тела, входящие в состав центральных комплексов, характеризуются типичной формой: это кольцевые (субцилиндрические и колоколообразные), конические (воронкообразные), центральные штокообразные и лополитообразные тела, а также серии линейных, кольцевых и конических локально развитых даек. Кроме того, центральным магматическим комплексам часто сопутствуют вулканогенные образования (постройки центрального типа, трещинные излияния по кольцевым и линейным разломам). Вокруг центральных комплексов также обнаруживаются группы лакколитов и пачки силлов, скопления штоков, рои и зоны концентрации даек. Но главными и определяющими элементами строения магматических комплексов являются кольцевые и конические тела и контролирующие их разломы.

В зависимости от эрозионного среза центральные магматические комплексы делятся на три основных вида: кальдеры с вулканическими образованиями и дайками; предполагается (а иногда и устанавливается) существование интрузивных тел ниже уровня эрозии; вулканоплутонические комплексы; интрузивные комплексы.

Анализ геологического строения и структуры большого числа центральных магматических комплексов из различных провинций мира показывает значительное разнообразие их строения. Авторы предлагают разделить их на три класса: кольцевые магматические комплексы, конические магматические комплексы, сложные магматические комплексы.

Первый класс характеризуется определяющим кольцевым разломом (или рядом таких разломов) в сочетании с локальными линейными разломами. Для второго класса определяющими структуру являются конические разломы, часто в сочетании с линейными. Сложные комплексы третьего класса характеризуются полицентральным строением с сочетанием кольцевых и конических тел, сложным внутренним строением самих интрузивных тел.

На магматические комплексы центрального типа впервые обратили внимание английские ученые А. Харкер и Б. Бейли [268], изучавшие в начале XX в. геологию Шотландии и Северной Ирландии. Они предложили термины — кольцевые и конические интрузии, сложные массивы центрального типа. Е. Андерсон [267] в 30-е годы выдвинул динамическую гипотезу механизма образования структур центрального типа. М. Виллингс [271], на примере магматических комплексов Новой Англии (США), показал самостоятельное значение кольцевых комплексов, а Б. Эшер [282] высказал идею формирования кольцевых и конических разломов в результате соскальзывания кровли над газовым ядром в вулканическом канале. С. И. Томкеев [230] предложил для центральных комплексов особо сложного строения термин «цикколиты».

В нашей стране основным районом изучения центральных магматических комплексов явился Кольский полуостров, где А. А. Полканов [188], Н. А. Елисеев [75], О. А. Воробьева [38], Е. А. Каменев [104], А. А. Кухаренко [139] и многие другие провели общие и детальные геолого-структурные работы. Многочисленные кольцевые структуры Центрального Казахстана детально изучались А. В. Авдеевым [1] и другими сотрудниками ГИН АН КазССР, а также экспедицией ВСЕГЕИ и петрографами ИГЕМ АН СССР. А. И. Гинзбург, Е. М. Эпштейн [53], А. А. Фролов [249], в результате изучения главным образом сибирских карбонатитовых комплексов внесли вклад в представления о характере эволюции центральных структур во времени и о распространении их на глубину. В. А. Невский и В. Н. Котляр [173] рассмотрели классификацию кольцевых структур, морфологию и механизм образования кольцевых разломов. В 1973 г. Е. В. Свешникова в монографии «Магматические комплексы центрального типа» обобщила данные по геологии, структуре и механизму образования этих своеобразных проявлений магматизма [208].

Геологическая позиция центральных магматических комплексов определяется достаточно четко — они приурочены к зонам интенсивной тектонической активизации участков древних платформ и щитов. Данные комплексы тяготеют к глубинным разломам и локализируются либо в самих разломах, либо в зонах их влияния. Именно глубинные разломы служат путями подъема порций магм в верхние структурные этажи.

В большинстве своем глубинные разломы фундамента были заложены в архее, затем в протерозое и многократно обновлялись в более позднее время. Характерным примером является архейский меридиональный разлом западной части Сибирской платформы, прослеженный от нижнего течения р. Хатанги до Иркутска и контролирующий размещение центральных магматических комплексов Маймеча-Котуйской провинции. Глубинные разломы Карело-Кольской провинции, к которым приурочены кольцевые структуры, ограничивают и контролируют развитие крупных блоков фундамента, таких, как Ботнический, Беломорский, Мурманский.

Активизация глубинных разломов на платформах часто сопровождается развитием рифтовых систем, наследующих более древние тектонические структуры. Так, кайнозойские Восточно-Африканские рифты [109] унаследовали почти на всем протяжении разломы докембрия (архей, верхний протерозой, рифей) и мезозоя. Поэтому известные здесь многочисленные магматические комплексы центрального типа в ряде случаев развивались длительное время, как это установлено М. Гарсоном [44] для структур Тундулу и Чилва в Малави. На окраине Канадского щита в фанерозое развивался многократно активизировавшийся рифт Святого Лаврентия [292]. Здесь известны магматические комплексы трех эпох (600—500, 450—350 и 200—100 млн. лет). Для платформ характерны долгоживущие крупные линейные элементы типа Сан-Франсиску в Бразилии или типа Камерунского; с ними также ассоциируются магматические комплексы центрального типа. Последние нередко тяготеют к авлакогенам краевых частей щитов (Сеттадабанский у края Алланского щита, Восточно-Гренландский, Южно-Родезийский и др.). В результате активизации щитов образуются также системы грабенов, имеющих глубинное заложение и более тонкую сиалическую кору. Примерами могут служить средне- и верхнепалеозойские образования: Кольский грабен и грабен Осло, Днепровско-Донецкая и Припятская впадины, с которыми ассоциируются описываемые магматические структуры.

Пликативные структуры фундамента не оказывают существенного влияния на размещение центральных магматических комплексов. Подмеченная в ряде случаев их приуроченность к сводовым структурам щитов (например, к Центрально-Алданскому своду) объясняется тем, что

формирование самих сводов связано с активизацией глубинных разломов. Локальные куполовидные изометричные структуры осадочного чехла и фундамента платформ часто развиваются под действием напряжений, возникающих при формировании самих центральных магматических комплексов.

Как показывают многочисленные примеры, длительность функционирования глубинных разломов обусловила в ряде случаев необычайно протяженный временной интервал развития центральных магматических комплексов. Их образование во времени тесно связано с шестью эпохами тектонической активизации. Они отмечаются на Балтийском, Украинском, Алданском щитах, известны и на других континентах. В это время зарождались и развивались центральные комплексы, и часто период их формирования охватывал не одну, а две и даже три эпохи активизации тектонических структур. Это весьма характерная черта длительно развивающихся полиформационных комплексов. Ниже характеризуются шесть главных этапов образования магматических комплексов центрального типа.

Первый этап — протоактивизация [304] (2000—1100 млн. лет). На Балтийском щите образовались Арагубский и другие кольцевые гранит-гранодиоритовые комплексы, Кейвские щелочно-гранитные кольцевые массивы, щелочно-габброидные массивы Гремяха-Вурмес и Елетьозеро, гранит-граносиенитовый кольцевой комплекс Ава в Финляндии. В пределах Украинского щита в это время образовался Октябрьский щелочно-габброидный комплекс, начало развития которого относят к 2700 млн. лет.

Второй этап — позднедокембрийская (рифейская) активизация (660—550 млн. лет). На Балтийском щите возникли центральные карбонатитовые комплексы Ально (Швеция) и Фен (Норвегия), начали формироваться карбонатитовые ультраосновные—щелочные комплексы Карело-Кольской провинции, а также центральные магматогенные структуры Алданского щита. Широко развиты позднедокембрийские кольцевые структуры на щитах Африканского континента.

Третий этап активизации щитов и платформ приходится на средний палеозой (400—350 млн. лет). На Балтийском щите закончилось формирование карбонатитовых массивов Карело-Кольской провинции, образовались крупные и сложные щелочные комплексы Ловозера и Хибин. На Украинском щите формировался Покрово-Киреевский щелочной комплекс; на Восточно-Европейской платформе развивались такие центральные вулканоплутонические структуры, как Калужская Московской синеклизы, отдельные кольцевые структуры северного склона Воронежской синеклизы, щелочно—ультраосновной вулканогенный комплекс Припятской впадины и др.

Четвертый этап активизации приходится на верхний палеозой — начало мезозоя (250—200 млн. лет), когда на Балтийском щите формировался грабен Осло и его многочисленные кольцевые магматические структуры, а на северо-западе Сибирской платформы — центральные комплексы Маймеча-Котуйской провинции.

Пятый этап — мезозойской активизации (190—70 млн. лет) с образованием кольцевых комплексов выявлен на примере Алданского щита (массивы Ыллымах, Якокут, Джеконда и др.), а также многочисленных кольцевых структур щитов Африки, Бразилии и Канады. Мезозойская активизация платформ и щитов создала, по-видимому, наибольшее число магматических структур центрального типа.

Шестой этап кайнозойской активизации (60—3 млн. лет) наиболее ярко проявился в Африке, где образовались система Восточно-Африканских рифтов и сопровождающие их кольцевые магматические структуры [305]. Кольцевые комплексы этого этапа известны также на Канадском, Бразильском и Индийском щитах.

Особенности пространственного расположения магматических комплексов центрального типа можно рассмотреть на примере Балтийского, Украинского, Алданского и Анабарского щитов.

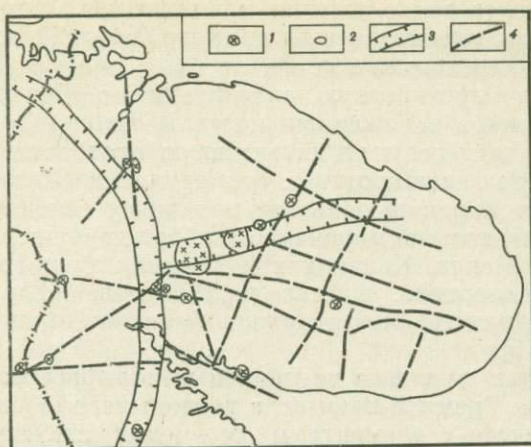
Балтийский щит испытал четырехкратную активизацию с обновлением древних архейских разломов и заложением новых. В среднем протерозое (2200—1700 млн. лет) щит испытал интенсивную протоактивизацию с развитием глубинных зон субширотного, субмеридионального и северо-восточного простирания. В начальный этап проявился основной вулканизм. На более поздних этапах формировались габбро-норит-перидотитовые массивы (Печенги, Мончи, Колвицких и Панских тундр), а также Гремяха-Вырмес, Елетьозерский, массив р. Песочной и др.). Вслед за ними и часто в пространственной сопряженности внедрились щелочные граниты и сиениты [15].

Такие условия способствовали развитию центральных полиформационных комплексов типа массива Гремяха-Вырмес, а также многофазных щелочно-гранитоидных комплексов с элементами кольцевых структур (Пурначский, Понойский, Стрельнинский). В это же время в северо-западной части Кольского полуострова образовалась северо-восточная глубинная зона, в пределах которой формировались центральные массивы гранитоидов и диабазов (Арагубский, Большой Урагубский, Кяделявр).

Позднедокембрийская (рифейская) активизация способствовала обновлению системы субширотных и субмеридиональных глубинных разломов и образованию карбонатитоносных комплексов Ально (Швеция), Фен (Норвегия), а также ранних фаз магматизма карбонатитоносных комплексов Карело-Кольской провинции (Ковдор). Среднепалеозойская активизация явилась продолжением предыдущей. По-видимому, часть глубинных разломов функционировала без перерыва в этот промежуток времени и поставляла материал для формирования карело-кольских карбонатитовых массивов, которые закончили свое образование лишь в среднем палеозое. Кроме того, в это время была создана мощная шельфовая к северу рифтовая зона [254], к которой приурочены щелочные комплексы центрального типа Хибинский, Ловозерский и др. (фиг. 63). Последняя для Балтийского щита верхнепалеозойская активизация выразилась в формировании на западном его краю грабена Осло. В пределах последнего развились многочисленные кольцевые магматические структуры. Следует отметить установление в последние годы на Кольском полуострове двух полиформационных комплексов длительно-го развития: Кургинского (2000—300 млн. лет) и Контозерского вулканоплутонического (нижний — верхний палеозой).

Украинский щит также подвергался неоднократной тектонической активизации. Протоактивизация (1800—1500 млн. лет) привела к развитию или обновлению более древних глубинных разломов. С ними в восточной части щита (Приазовье) связан Октябрьский полиформационный комплекс, ранний магматизм которого датируется 2700 млн. лет [77], а более поздний произошел в этап протоактивизации. На схеме реконструкции тектонического строения Приазовья в протерозое видно, что в этот период ведущими среди разломов были северо-западные (>1700 млн. лет), а вновь образовавшиеся субмеридиональные разломы обусловили распределение сиенитовых массивов. В узле пересечения систем и образовался Октябрьский массив. Кроме того, в северо-западной части щита известны еще два полиформационных габбро-гранитных комплекса: Коростеньский и Корсунь-Новомиргородский [54].

Следующий этап тектонической активизации происходил в верхнем докембрии (рифее). Активизация захватила западный край щита и широко проявилась в виде площадного вулканизма в Белоруссии, а также в виде траппов на Припятском валу. Центральные комплексы в этом этапе не установлены. Среднепалеозойская тектоническая активизация захватила всю территорию щита и вызвала деятельность систем субши-



Фиг. 63. Схема глубинных разломов Кольского полуострова и положение центральных магматических комплексов (по [15, 254], упрощено)

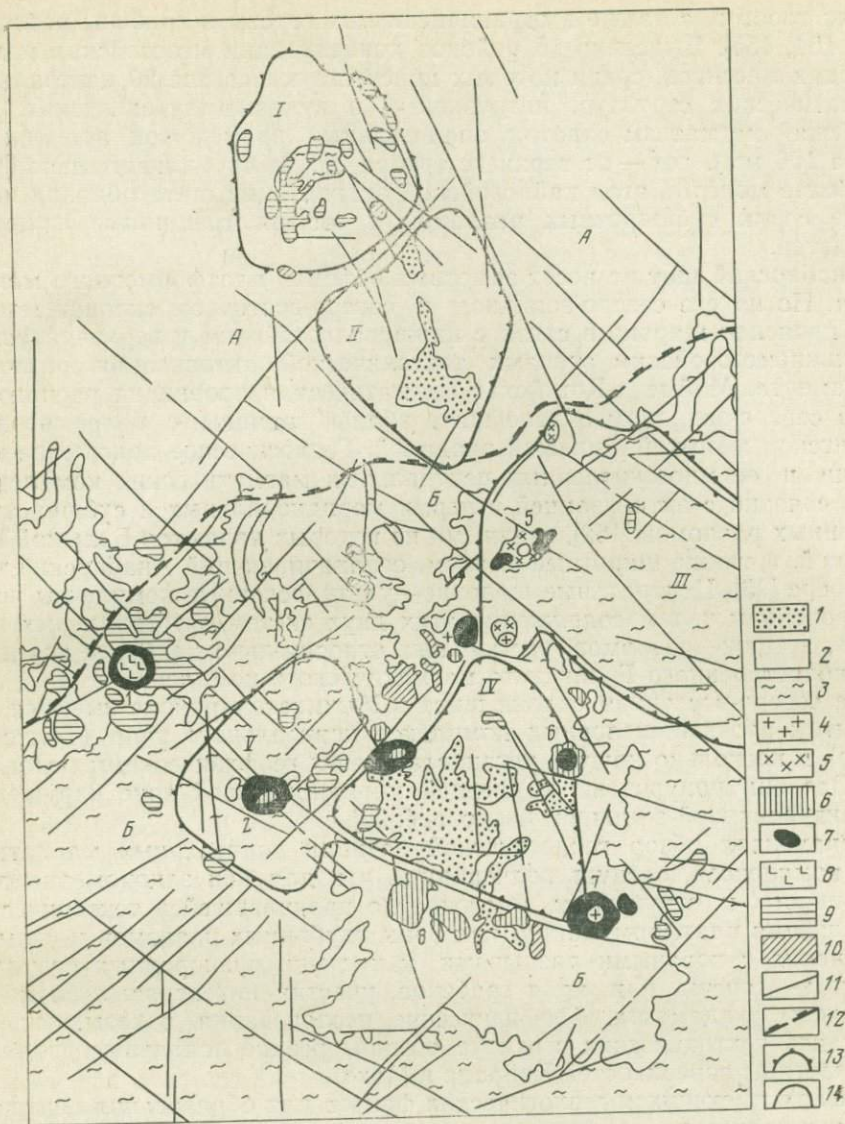
- 1 — щелочные магматические комплексы;
- 2 — гранитоидные магматические комплексы;
- 3 — рифтогенные зоны глубинных разломов;
- 4 — глубинные разломы

ротных и субмеридиональных разломов. Наиболее интересны связанные с этим этапом магматические образования: Покрово-Киреевский полиформационный вулcano-плутонический комплекс, еще недостаточно изученный в структурном отношении, и щелочной вулcano-плутонический комплекс Брагинского выступа Припятой впадины, полностью перекрытый осадочным чехлом [122]. В течение палеозойского этапа активизации предположительно формировалась Ильинецкая палеокальдера, расположенная в Немировском трого щита; с ней пространственно точно совпадает докембрийская кольцевая структура, связанная с узлом глубинных разломов [31, 55]. В восточной части щита магнитная съемка Волновахской зоны разломов установила погребенную под осадочным плащом сложную палеозойскую структуру.

Последний, мезозойский этап активизации вызвал к жизни серии субширотных и других разломов. Может быть, с этим этапом связано появление в юре Болтышской кальдеры, расположенной на краю Каменской куполовидной структуры докембрия в юго-восточной части щита [192]. Имеется мнение, что палеокальдеры щита (Ильинецкая, Болтышская и др.) могут представлять астроблемы [32], однако тесная связь их позиции с зонами тектонической активизации ставит под сомнение эту версию.

Алданский щит имеет резко выраженное глыбовое строение с широким развитием в фундаменте разновозрастных глубинных разломов [156]. Среднепротерозойская протоактивизация, широко проявившаяся на щите, не дала проявлений магматизма центрального типа. Верхнедокембрийская активизация обновила в восточной части щита древние меридиональные разломы, и там образовались центральные комплексы Арбарастах и Ингили. Здесь же начали формироваться Кондерский и Чадский полиформационные комплексы, закончившие свое развитие в мезозое. Так же развивался полиформационный Инаглинский комплекс, расположенный у северо-западного края щита и приуроченный к узлу пересечения глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простирания.

Следующий этап тектонической активизации Алданского щита произошел в мезозое. В результате омоложения архейских и протерозойских разломов наряду с появлением новых (преимущественно субширотных и диагональных) происходила дифференцированная подвижка блоков фундамента, и образовалась сложная система горстов и грабенов. Наиболее крупная система грабенов-впадин образовалась в южной половине щита с накоплением в них юрско-меловых угленосных и кайнозойских осадков. В северной половине щита образовались локальные поднятия, а в пределах Центрально-Алданского района — сопряженные изометричные



Фиг. 64. Схема тектоники и мезозойского магматизма Центрального Алдана [154]

1 — отложения нижней и средней юры; 2 — отложения нижнего кембрия; 3 — архейские породы кристаллического фундамента; 4 — эгириновые граниты; 5 — эгириновые сиениты, граносиенит-порфиры, нордмаркиты; 6 — аэгириновые сиениты; 7 — нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, шонкиниты, щелочные трахиты и базальты; 8 — дуниты; 9 — щелочноземельные сиенит-порфиры; 10 — кварцевые и бескварцевые порфиры, трахиты; 11 — разломы; 12 — граница между Куранахским (А) и Нимгеркано-Эльконским (Б) подрайонами; 13 — горсты: I — Байанайский, III — Эльконский, V — Верхне-Нимгерканский, 14 — грабены: II — Куранахский, IV — Верхне-Якутский; 1—8 — крупнейшие массивы: 1 — Инаглинский, 2 — Томмотский, 3 — Якутский, 4 — гора Стрелка, 5 — Курунг-Саалинский, 6 — Джекондинский, 7 — Ыллымахский, 8 — Юхтинский

горсты и грабены, т. е. резко дифференцированные подвижки прилегающих друг к другу блоков. По мнению Е. П. Максимова [155], активизация Алданского щита по масштабам, особенностям тектонических проявлений, режиму их развития, вулканизму и геофизической характеристике вполне может быть сопоставима с известными рифтовыми системами континентов (Восточно-Африканскими, Рейнским и др.).

Мезозойские интрузивные массивы, пучки даек и вулканоплутонические комплексы, как это видно на рис. 64, локализовались в краевых

частях горстов, а также в ограничивающих горсты и грабены разломах [237, 154, 155]. Выделено 15 районов концентрации мезозойских магматических массивов, среди которых присутствуют свыше 20 центральных магматических структур, интрузивных и вулканоплутонических. Мезозойский магматизм охватил значительный промежуток времени порядка 100 млн. лет — от верхнего триаса до мела включительно [154]. Наиболее молодой этап кайнозойской активизации щита обновил некоторые серии субширотных разломов и вызвал трещинные излияния базальтов.

Анабарский щит не несет заметных объемов платформенного магматизма. Но на его северо-западном и северо-восточном склонах магматизм проявлен широко в связи с нижнепалеозойским и верхнепалеозойско-нижнемезозойским этапами тектонической активизации разломов фундамента. Маймеча-Котуйская магматическая провинция расположена на северо-западном склоне щита вблизи границы с более поздней Хатангской мезо-кайнозойской впадиной. Геологическое положение провинции и ее многочисленных центральных магматических комплексов тесно связано с активизацией в перми меридиональных и субширотных глубинных разломов [162], главными из которых являются Большой Таймырский, а также широтный разлом, ограничивающий Анабарский щит на севере [73]. Центральные щелочно—ультраосновные комплексы четко приурочены к узлам сопряжения этих двух систем ортогональных разломов, а также разломов, радиальных относительно наиболее крупного сложнопостроенного Гулинского магматического комплекса.

На северо-восточном склоне щита в Уджинском районе имеются два вскрытых эрозией щелочных комплекса центрального типа (Томтор и Богдо) и несколько других, устанавливаемых геофизическими методами [65]. Все они приурочены к древней меридиональной зоне нарушений, активизированной в нижнем палеозое [262].

Заканчивая обзор геологической позиции центральных магматических комплексов, следует подчеркнуть, что для них закономерна приуроченность к структурам многократно проявлявшейся тектонической активизации платформ, таким, как зоны глубинных разломов и узлы их сочленения с коровыми разрывами, как стыки разнородных структур, выступы — горсты или края грабенов, участки интенсивных блоковых подвижек фундамента. Геофизические исследования показывают, что для таких тектонических структур обычны резкие локальные поднятия или перегибы поверхностей Конрада и Мохо.

В свете имеющихся геологических фактов для образования центральных магматических комплексов характерна небольшая глубина формирования под кровлей от 0,5 до 5 км. Поэтому широко развиты поверхностные формы проявления комплексов — кальдерные проседания или локальные купола, различные формы вулканизма [206, 208]. Значение осадочного чехла, как кровли и преграды для подъема магмы к поверхности, представляет определенный интерес. Однако для щитов само по себе выявление исчезнувшего осадочного чехла представляет сложную задачу.

Известно, что при образовании палеозойских центральных комплексов на Балтийском щите осадочный чехол палеозоя имел мощность порядка 1000 м (ловозерская и контозерская серии девона — карбона); он сохранился лишь в кальдере Контозерского массива, а также в виде ксенолитов и останцев кровли в Ловозерском массиве. Осадочный чехол древних центральных комплексов этапа протоактивизации известен только для южно-гренландских массивов (гардарская серия). При неглубокой эрозии можно наблюдать, что часть объема магматических комплексов находится в породах чехла, но главная масса — среди пород фундамента. На примере массивов Инагли, Кондер, Чад, Арбарастах (Алданская провинция) можно видеть, что формирование центральных

комплексов иногда вызывает локальный подъем окружающих толщ не только чехла, но и фундамента на несколько сотен метров.

Существует представление, что периферические магматические очаги образуются на границе фундамента и чехла, и кольцевые разломы, развивающиеся над очагами, проникают только в толщу чехла. Однако имеются многочисленные примеры кольцевых разломов и связанных с ними комплексов, которые развивались только в толще кристаллического фундамента. Кроме того, кайнозойские кольцевые комплексы Восточно-Африканской системы рифтов часто формировались в фундаменте вовсе без осадочного чехла, под конусом более ранних центральных вулканов или под отложениями кальдер.

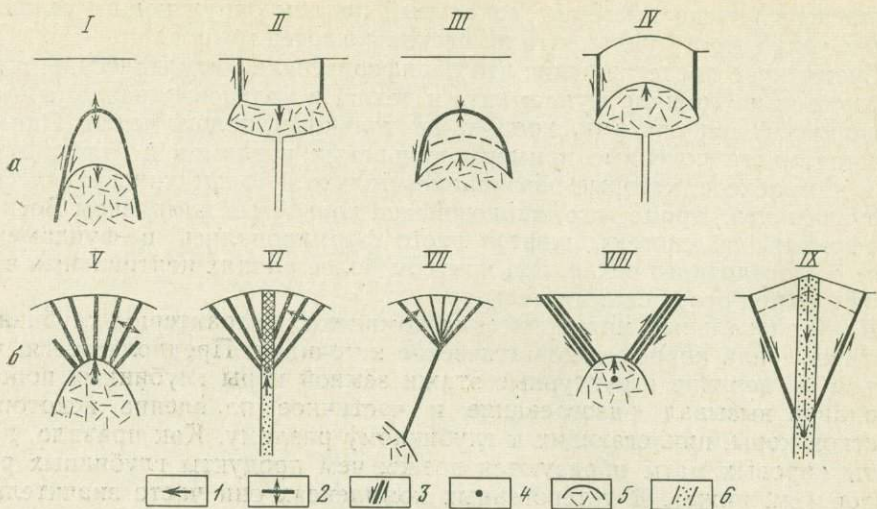
Для центральных магматических комплексов характерны глубинные мантийные или коровые магматические источники. Предполагается, что подъем в верхние структурные этажи земной коры глубинных порций расплавов вызывал разогревание и частичное плавление некоторых участков коры, прилегающих к глубинному разлому. Как правило, продукты коровых магм образуются позже, чем продукты глубинных расплавов (см. ниже). В гетерогенных комплексах они часто значительно оторваны во времени.

Как указывалось, первопричиной развития центрального магматического комплекса является периферический очаг, залегающий в верхних горизонтах земной коры. Такие очаги возникают в двух случаях: в результате подъема глубинного расплава или в случае уменьшения объема внутрикорового магматического бассейна, распада его на отдельные очаги. Режим развития периферического очага зависит от характера связи с глубинным источником или внутрикоровой зоной магмообразования, а также от активности магматического расплава и его летучих компонентов. В процессе развития очага возможно увеличение и уменьшение его объема. Магмоподводящий глубинный разлом мог достигать довольно высоких горизонтов и тогда, почти одновременно с развитием периферического очага или предваряя его, происходило извержение центрального или трещинного типа. Когда периферический очаг достигает такого состояния, при котором окружающая среда становится преградой для дальнейшего увеличения его объема, тогда под действием избыточного давления магмы в кровле очага образуются один или несколько последовательно формирующихся концентрических (кольцевых и конических) разломов. Внутри этого или этих концентрических разломов обособляется внутрикольцевой блок, способный к передвижению, чему содействует проникающая по разломам магма. Значительные вертикальные подвижки этого блока способны вызвать на поверхности образование кольцевого грабена или горста. При этом, если концентрические разломы не достигают поверхности, образуются подземные котловины обрушения.

Формирование центрального комплекса не всегда начинается с внешнего, наиболее крупного кольцевого разлома; при последовательном увеличении объема очага возможно развитие серии кольцевых разломов с увеличением их диаметра. Легко заметить, что образование центральных магматических комплексов могло происходить различными путями. Вместе с тем выделяются основные этапы формирования, общие для большинства комплексов.

К раннему этапу относится развитие периферического очага, и возможно извержение центрального вулкана, питавшегося глубинной магмой. В этот период происходит образование локального купола, а в связи с вулканизмом — дополнительного купола или кальдерного провала. Иногда в кровле очага формируется лополитообразное (лакколитообразное) интрузивное тело.

Главный этап — это период формирования самого центрального комплекса. Он начинается с формирования в кровле очага концентрического



Фиг. 65. Теоретические модели механизма образования разломов: а — кольцевых, б — конических

1 — направление одностороннего давления; 2 — разломы отрыва; 3 — разломы скола; 4 — геометрический центр конических разломов; 5 — магматический очаг; 6 — вулканический канал, существенно заполненный газами; I—IX поясняются в тексте

разлома и активного внедрения по нему магмы. При этом происходят подвижки внутрикольцевого блока и дробление его на части. Дальнейшее развитие кольцевых разломов, неоднократные перемещения блоков усложняют строение магматических комплексов. В это же время как внутри комплекса, так и в его окружении образуются серии эксцентричных конических и кольцевых, а также линейных разрывов. Формируются дайки, эруптивные аппараты, зоны метасоматического преобразования.

В поздний этап снова может иметь место неоднократное оживление разломов центрального комплекса и появление новых; с ними связано образование интрузивных тел, серий даек и т. д. Все это вызывает дальнейшее усложнение центральной структуры, развитие полицентральных образований. В конце этапа вследствие понижения эрозионного уровня части проявления вулканизма.

Несмотря на многообразную историю становления различных по строению центральных магматических комплексов, сам механизм их формирования в целом имеет многие общие черты. Это связано с однотипными условиями их развития в верхних горизонтах земной коры под действием активных сил магмы периферического очага.

В процессе формирования центральных магматических комплексов определяющим является механизм образования кольцевых и конических разломов. Известные гипотезы Е. Андерсона, М. Биллинга, Б. Эшера и других, а также наши представления суммированы в виде моделей на фиг. 65. В известной мере они отражают реальные черты строения центральных комплексов [208].

При развитии кольцевых разломов, вероятно, наиболее важно изменение величины и направления одностороннего давления магмы, хотя другие факторы (температура расплава, его состояние, режим связи с глубинным источником и др.) также играют роль. В природных условиях модели I и II осуществляются реже, чем наиболее часто встречаемые модели III и IV (фиг. 65), связанные с увеличением давления на кровлю периферического очага. Для образования конических разломов (V—IX, см. фиг. 65), возникающих обычно на относительно меньших глубинах, важным фактором является резкий перепад давления в

магматическом очаге или в той порции магмы, которая от него отделилась. Характерно также явление, подобное подземному взрыву, связанное с быстрым расширением газов или выделением их из расплава. В противоположность такому механизму существует предположение об образовании крупных конических разломов вследствие проседания горных масс вокруг опустошенного вулканического канала [282]. Таким образом, возможные модели механизма образования конических разломов более разнообразны.

АССОЦИАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Комплексы центрального типа — это многофазные магматические образования, для которых нередки пять и более фаз внедрения порций расплава. Они поражают разнообразием состава горных пород и условий их становления. Здесь в сравнительно небольшом объеме сочетаются интрузивные, эффузивные, эксплозивные и пирокластические, а также дайковые образования. В их составе можно найти представителей почти всех ультрабазитов, базитов, кислых и щелочных пород; гораздо реже встречаются породы среднего (андезит-диоритового) состава.

Рассматривая сочетания горных пород в центральных комплексах и их геологические взаимоотношения, можно заметить, что одна часть их сложена ассоциациями, традиционно относимыми к единой петрографической формации, а другие, количественно преобладающие комплексы, имеют полиформационный состав. В этом случае в единой центральной структуре находятся образования нескольких формаций или ассоциаций, сменяющие друг друга во времени.

Известны петрографические формации, которые слагают почти исключительно магматические структуры центрального типа, примеры таких формаций приводятся ниже.

Ультраосновные и щелочные породы с карбонатитами представлены типовой ассоциацией (здесь и ниже в последовательности от ранних к поздним): гипербазиты (оливиниты, перидотиты, пироксениты), породы якупирангит-ийолитовой серии, нефелиновые и канкринитовые сиениты, карбонатиты. К ним относятся: Ковдорский комплекс (описание его см. ниже) и другие центральные карбонатитоносные комплексы Карело-Кольской провинции; Кугда, Одихинча, Маган и другие комплексы Маймеча-Котуйской провинции; Якупиранга — в Бразилии; Шава — в Родезии.

Габбро-сиенитовая (базальт-трахитовая) ассоциация является другим моноформационным типом. Примеры: массивы Камеруна и Судана. Широко развитые в Тунгусской синеклизе долеритовые кольцевые структуры — образования почти недифференцированной базальтовой магмы.

Нефелин-сиенитовые комплексы — еще один моноформационный тип ассоциации. Кроме разнообразных по составу часто агапитовых нефелиновых сиенитов (фойяитов, луявритов и др.), в составе ассоциации иногда принимают участие ийолит-уртиты и щелочные бесфельдшпатоидные сиениты, а также эффузивные аналоги (фонолиты, трахиты). Яркими представителями этого типа ассоциаций служат Хибинский и Ловозерский комплексы, а также комплексы Посус ди Калдас (Бразилия), Пилансберг (ЮАР), Этаненокоп (Намибия), Лос (Гвинея).

Ассоциация щелочных гранитов и щелочных липаритов — комендитов также, в сущности, моноформационный тип, но часто эти породы предваряются нещелочными биотитовыми гранитами, образующими главную массу объема комплекса. Примеры — комплексы северной части Нигерии — район Матсена и подобные им в Нигере.

Гранитоидные породы нормального ряда (гранодиориты, граносиениты, граниты) также образуют в ряде случаев моноформационные комплексы. Среди них можно указать на Арагубский и другие массивы Коль-

ского полуострова, центральные комплексы района Джорджтауна (Австралия), Сабалока (Судан) и др.

В пределах каждого из моноформационных типов конкретные ассоциации варьируют по составу и относительному объему отдельных магматических фаз [139], что зависит от ряда факторов (особенности тектонического положения и проницаемость локальной структуры, глубина ее заложения, размеры комплекса, уровень эрозионного среза и т. д.). В. И. Терновой [228] подчеркивает факт, что кольские массивы Африканда, Лесная Варака и Озерная Варака, расположенные вблизи друг друга и находящиеся примерно на одном уровне эрозионного среза, резко отличаются по строению и составу.

Значительная часть магматических комплексов центрального типа имеет в своем составе нетиповые и экзотические сочетания пород. Среди них выделяются комплексы, по составу близкие к моноформационным, но с усложнением состава за счет дополнительных магматических фаз или отсутствием некоторых из них, а также имеющие другую последовательность образования пород. Их можно назвать нетиповыми моноформационными комплексами. Так, среди карбонатитоносных структур укажем на массив Окорусу (Намибия), последовательно образовавшаяся ассоциация которого (сиениты — фойяиты — уртиты — карбонатиты) заметно отличается от типовой. Такие же черты отличия у комплексов Напак, Торор (Уганда), Рангва (Кения), Гроннедаль Ика (Гренландия). Некоторые из карбонатитоносных вулканоплутонических комплексов формировались с многократным повторением во времени проявлений щелочных пород и карбонатитов.

Полиформационные магматические комплексы характеризуются наложением в единых структурах разных формаций. Вот некоторые примеры известных карбонатитоносных комплексов. Массив Калкфелд (Намибия) начал свое развитие с гранитов, которые были прорваны нефелиновыми сиенитами и еще позднее — карбонатитами. Подобная ассоциация обнаружена у массива Тундулу (Малави). Комплекс Айс Ривер (Канада) сначала формировался как карбонатитоносный комплекс, затем он был прорван нефелиновыми сиенитами другой формации [278].

Гулинский комплекс Маймеч-Котуйской провинции Анабарского щита, рассматриваемый обычно как образование комагматичной ассоциации [66], содержит пеструю гамму пород, формировавшихся в восемь (или более) этапов. Здесь развиты перидотиты и дуниты, их эффузивные аналоги — меймечиты, щелочные гипербазиты, мельтейгит-ийолиты, образовавшие две одновременные интрузивные фазы, шонкиниты и малиниты, щелочные и нефелиновые сиениты, карбонатиты. Особенно значителен объем неоднократно внедрявшихся гипербазитов. Отметим также наличие шонкинитов и малинитов — пород, не характерных для карбонатитоносных ассоциаций. Интрузивные этапы становления комплекса предварялись базальтовым и щелочно-базальтовым вулканизмом. Таким образом, в составе Гулинского комплекса участвует несколько типовых комагматичных ассоциаций: щелочно-ультраосновная с карбонатитами; базальтовая и щелочно-базальтовая; калиевая и натриево-калиевая щелочная; базит-гипербазитовая.

Комплекс Магнет Ков (США) имеет не менее сложный состав: ранние фонолиты и трахиты были прорваны якупирангитами и ийолитами. Позднее формировалось кольцо нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов. Затем образовались тела ийолитов и в заключение — карбонатиты [281]. Следовательно, здесь сочетаются карбонатитоносная, щелочно-ультраосновная и щелочно-сиенитовая (трахито-фонолитовая) ассоциации, попеременно сменявшие друг друга при формировании центральной структуры.

Габбро-гранитные (базальт-риолитовые) комплексы — весьма характерные и широко распространенные полиформационные образования.

Они часто относятся геологами к моноформационным комплексам (на-пример, в Шотландской третичной провинции, в грабене Осло). Но в ряде случаев подобные комплексы несут черты, свойственные дериватам различных магм, они имеют самостоятельные жильные серии и гибридные образования смешанного состава (монциты и нордмаркиты). Изучение изотопного состава рубидия, стронция, свинца в габбро и гранитах комплексов Родезии и Шотландии показало заметные различия, свойственные разным уровням генерации исходных магм [299, 217 и др.]. Примером полиформационного комплекса с ассоциацией габброидов, нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов может служить массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове, ему близок Елетьозерский комплекс (Карелия). Другой порядок формирования этой ассоциации у комплекса Мессум из Намибии (базальты, габбро, граниты, нефелиновые сиениты) [295]. Весьма показательным полиформационное строение у массивов Марангудзи и Мадавула (Родезия) с ассоциацией: габбро — граниты — пуласкиты — фойяиты — псевдолейцитовые ювиты и малигниты [163]. Нигерийские центральные комплексы (Джос-Букуру, Ша-Калери, Кила-Варжи и др.) сложены последовательной ассоциацией: габбро-анортозиты, сиениты, трахиты-риолиты, щелочные граниты, биотитовые граниты [272, 310, 311].

Центральные комплексы грабена Осло имеют достаточно пестрый состав. Широко представлены эффузивы: щелочные базальты и трахиандезиты. Многочисленные интрузивные тела сложены оливиновыми габбро и эссекситами, монцититами (ларвикиты, кьелсоситы), нефелиновыми сиенитами (лардалиты), щелочными и биотитовыми гранитами. По объему, кроме трахиандезитов, наиболее значительно развиты монцититы (ларвикиты) и щелочные граниты, а габбро и эссекситы составляют менее 1% [269].

Алданские мезозойские центральные комплексы также являются полиформационными, так как в их составе принимают участие породы нескольких ассоциаций: 1) щелочные калиевые базальты и трахиты; 2) шонкиниты и биотитовые перидотиты; 3) щелочные, псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты, 4) авгитовые и кварцевые сиениты, 5) гранодиориты, граносиениты, граниты. Сочетание этих ассоциаций в единых центральных структурах обусловило образование полиформационных комплексов типа Якокутского, Ыллымахского, Томмотского, Мурунского и многих других.

Помимо этих мезозойских полиформационных комплексов, в пределах Алданского щита известны три центральные структуры, в которых сочетаются контрастные по составу породы: более древние перидотит-дуниты и более молодые, явно мезозойские щелочные и гранитоидные породы, принадлежащие указанным выше ассоциациям. Так, в Инаглинском комплексе — это шонкиниты, пуласкиты и более поздние сиенит-диорит-порфириты, в Чадском комплексе — это габбро и щелочные габброиды, а в Кондорском — гранитоиды.

Кургинский полиформационный комплекс Карело-Кольской провинции [139], отличающийся особенно длительным развитием, сложен породами трех ассоциаций. Наиболее древние образования — гипербазиты. После значительного промежутка времени внедрились пироксениты и щелочные сиениты, затем после перерыва — нефелиновые сиениты, малинциты и другие щелочные породы, близкие ловозерским. Контозерский полиформационный вулканоплутонический комплекс той же провинции включает нижнепалеозойские пироксениты, мельтейгиты, нефелиновые сиениты, нижнекарбонную вулканогенную толщу пикритов и щелочных базальтоидов и более поздние тела щелочных сиенитов.

Подводя итог рассмотрению разнообразных ассоциаций горных пород центральных магматических комплексов, наиболее характерные примеры которых сведены в табл. 33, можно говорить не только о право-

Таблица 33. Ассоциации горных пород магматических комплексов центрального типа

Группы ассоциаций	Комплексы	Последовательность образования горных пород
Моноформационные	Ковдорский и др.	Оливиниты → мельтейгит-иолиты → нефелин-канкринитовые сиениты → карбонатиты
Б. Нетиповые	Нигерийские	Щелочные липариты → щелочные граниты
	Сабалока	Риолиты → граниты и сиениты
	Окорусу	Сиениты → фойяиты → уртиты → карбонатиты
	Ока	Щелочные гипербазиты → карбонатиты → ийолиты → карбонатиты → щелочные гипербазиты
Полиформационные	Торор	Карбонатиты → фонолиты → нефелиновые сиениты
	Гроннедал Ика	Фойяиты → щелочные сиениты → сиениты → карбонатиты
	Калкфелд	Граниты * → нефелиновые сиениты → карбонатиты
	Айс Ривер	Якупирангиты и ийолиты → карбонатиты → нефелиновые сиениты
	Гулинский	Базальты и щелочные базальты → перидотиты и дуниты → меймечиты → щелочные гипербазиты → мельтейгиты и ийолиты → шонкиниты и малиньиты → нефелиновые и щелочные сиениты → ийолиты → карбонатиты
	Магнет Ков	Фонолиты и трахиты → якупирангиты и ийолиты → нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты → ийолиты → карбонатиты
	Гремяха-Вырмес	Габбро → рудные перидотиты → габбро → нефелиновые сиениты и ийолиты → щелочные граниты
	Мессум	Базальты → габбро → граниты → нефелиновые сиениты
	Марангудзи	Габбро → граниты → пуласкиты → фойяиты → псевдолейцитовые ювиты и малиньиты
	Ыллымах и др.	Щелочные базальты и трахиты → шонкиниты, малиньиты → нефелиновые и щелочные сиениты → кварцевые сиениты → щелочные граниты
	Нигерийские	Риолиты → габбро-анортозиты → сиениты → щелочные граниты → биотитовые граниты
	Абу-Хрук	Базальты, щелочные трахиты и риолиты → эссекситы → щелочные сиениты → нефелиновые сиениты → щелочные граниты → трахидолериты
Эронго, Брандберг	Щелочные граниты → базальты → риолиты → граниты	
Инаглинский	Дуниты → перидотиты и шонкиниты → пуласкиты → сиенит-диорит-порфириты	
Чадский	Дуниты → перидотиты → габбро → эссекситы → кварцевые диориты	
Кургинский	Перидотиты → пироксениты → щелочные сиениты → нефелиновые сиениты и малиньиты	

* Вертикальная черточка — перерыв в формировании комплекса и смена одной комагматической ассоциации другой.

мерности выделения моноформационных и полиформационных типов, но и об определенной соподчиненности первых вторым, связанной с конкретными условиями образования, в разной степени благоприятствующими длительности генерации глубинных магм и подачи их в верхние горизонты коры. Моноформационные комплексы включают последовательные образования дифференциатов единого исходного расплава, эволюция которого происходила в достаточно стабильной обстановке вне верхних горизонтов коры. В этой обстановке возможно образование типовой моноформационной ассоциации. Но вследствие нарушения этого процесса в глубинном очаге (изменение физико-химических условий дифференциации расплава, поступление повторных порций из подкорового источника и др.) типовая последовательность образования пород в ассоциациях заметно изменяется. При этом часто происходит многократное поступление одних и тех же расплавов. Например, в комплексе Монт-Руаяль (Канада) установлено семь периодов внедрения габбро и сменявших их сиенитов [246].

Каждая из моноформационных ассоциаций имеет свои особенности минералогии, химизма и геохимических признаков, которые описаны в литературе. Укажем на работы А. А. Кухаренко с соавторами [140],

А. В. Галахова [39], Л. С. Егорова [72], В. А. Кононовой [111], М. Матиаса [163], Д. Алмонда [266], К. Кокса [276]. Сравнение этих ассоциаций с близкими по составу регионально распространенными формациями показывает в ряде случаев повышенную щелочность, высокую обогащенность летучими компонентами и наличие некоторых специфических геохимических признаков. Такие сопоставления, например, проделаны для мезозойского магматизма Алдана Е. П. Максимовым [156] для кольцевых щелочно-гранитоидных комплексов Казахстана Н. В. Аксаментовой [2], а для центральных комплексов провинции Нуанетси (Родезия) — К. Коксом [277].

Полиформационные комплексы образовались из магм разного состава, питавшихся за счет источников разных уровней генерации. Вещественный состав и химизм горных пород каждой комагматичной ассоциации характеризуются свойственными ей чертами. Ассоциация пород, следующая за ней по времени, часто отличается значительной контрастностью состава. Для примера в табл. 34 приведена сравнительная характеристика состава горных пород полиформационных комплексов: Инаглинского, Гремяха-Вырмес, Кургинского, Мессум и Нуанетси. Содержания наиболее показательных компонентов иллюстрируют резкую смену состава от одной ассоциации к другой.

Судя по приведенным выше данным, можно говорить, что пестрота состава центральных магматических комплексов имеет две главные причины.

1. В комплексах часто присутствуют ассоциации, представляющие высокодифференцированные серии пород, связанные единым глубинным очагом. Эти исходные магмы многообразны: натриевые и калиевые гипербазитовые, базальтовые, щелочно-базальтовые, щелочно-гранитные и гранитные. Дифференциация исходных расплавов происходит в глубинных условиях, а в периферических приповерхностных очагах этот процесс развит слабо. Однако в некоторых случаях имеются примеры сложно расслоенных и слоисто-полосчатых магматических тел, для которых предполагается дифференциация магмы на месте становления (например, дифференцированные расслоенные тела Ловозерского комплекса).

2. Вследствие длительного развития многих центральных структур при неоднократном обновлении магмовода происходит пространственное совмещение разновременных и разнотипных ассоциаций горных пород. При этом более поздние расплавы и растворы в некоторых случаях активно воздействуют на породы более ранних фаз, возникают как контакто-реакционные образования и гибридные магматические тела.

В строении центральных магматических комплексов принимают участие продукты разного уровня генерации расплавов [207]. Продукты кристаллизации глубинных ультраосновных и основных магм играют самостоятельную роль в этих образованиях, слагая как отдельные магматические тела, так и целые комплексы. Но наряду с глубинными продуктами определенную долю развития имеют гранитные, гранодиорит-сyenитовые интрузивные тела из коровых источников, образующие самостоятельные центральные комплексы или входящие в состав гетерогенных комплексов (ультраосновные — габбро-гранитные). Имеются разные точки зрения в отношении источников гранитных магм: как самостоятельные выплавки коры, как дифференциаты базальтовой магмы и как продукты плавления коры под влиянием поднимающихся сквозь кору глубинных расплавов.

По мнению Л. С. Бородина [57] и некоторых других исследователей, участие фолонитов и фойяитов в карбонатитоносных комплексах отражает процесс ассимиляции корового материала глубинной щелочно-гипербазитовой магмой. По мнению Д. Сатерленд [308], это явление дальнейшего изменения фенитизированных пород, образовавшихся вокруг комплексов с карбонатитами. Так или иначе, но участие продуктов ко-

Таблица 34. Сравнительная характеристика среднего состава пород (вес. %) некоторых полиформационных комплексов

Компо- ненты	Инаглинский (материалы Н. В. Ере- меева и Е. В. Свешниковой)					Гремяха-Вырмес [139], [15]					
	дуниты	перидоти- ты	шонкин- ты	пуласки- ты	снейт- дюрит- порфир- ты	габбро	серия пе- риidotит- анортзит	серия пе- риidotит- пуласкит	мельтей- гит-урги- ты	нефилино- вые и ще- лочные снейты	щелочные граниты
TiO ₂	0,1	0,4	0,7	0,2	0,2	4,3	3,7	2,1	1,5	0,6	0,4
Al ₂ O ₃	0,4	0,8	8,8	15,8	17,0	11,3	15,2	14,2	16,9	20,6	11,5
Fe ₂ O ₃ + +FeO	6,3	9,8	9,5	3,3	2,3	24,5	16,3	14,8	11,7	3,8	4,5
MgO	49,5	18,7	13,2	0,7	2,6	9,1	3,6	2,0	2,8	0,6	0,1
Na ₂ O	—	0,2	0,9	7,3	4,6	2,2	3,9	4,9	7,6	11,6	4,3
K ₂ O	0,1	0,2	6,8	6,2	4,8	0,3	0,6	2,2	3,2	5,4	4,8
P ₂ O ₅	—	2,10	1,30	0,20	0,10	0,17	—	0,56	0,39	0,26	0,07
Cr ₂ O ₃	0,320	0,030	0,007	0,010	0,005	0,006	0,001	<0,001	0,002	<0,001	<0,001
V ₂ O ₅	0,02	0,07	0,04	0,03	0,02	0,03	0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01
NiO	0,170	0,030	0,008	0,003	0,004	0,033	0,004	0,004	0,007	0,006	<0,001
CoO	0,010	0,010	0,006	0,003	0,004	0,011	0,009	0,009	0,009	0,004	—
ZrO ₂	—	—	0,010	0,010	0,036	—	—	0,005	0,06	0,01	0,053
Nb ₂ O ₅	—	—	—	0,005	<0,001	—	—	—	—	—	0,0007

Компоненты	Кургинский [139]			Мессум [295]				Марангудзи [276]		
	перидоти- ты	щелочные снейты	нефилино- вые сней- ты	базальты	габбро	граниты	фойзиты	габбро	граниты	нефилино- вые сней- ты
TiO ₂	4,9	1,4	1,6	0,6	0,8	0,3	0,4	0,5	0,2	0,5
Al ₂ O ₃	1,4	17,5	17,5	16,5	18,5	13,4	21,2	18,3	13,0	23,5
Fe ₂ O ₃ +FeO	16,3	6,2	5,8	9,5	9,5	2,5	3,2	9,2	2,2	6,4
MgO	22,8	1,4	2,4	9,5	9,8	0,1	0,7	7,6	0,2	1,4
Na ₂ O	0,3	6,4	8,4	1,8	2,4	4,0	7,6	2,1	3,6	7,6
K ₂ O	0,2	4,2	3,8	0,1	0,5	4,5	5,4	0,3	5,7	6,1
P ₂ O ₅	0,06	0,23	0,20	0,11	0,15	—	—	0,08	0,14	0,24
Cr ₂ O ₃	0,26	0,006	<0,001	0,042	0,003	—	—	0,028	0,001	—
V ₂ O ₅	0,13	0,04	0,04	0,02	0,01	—	<0,01	0,01	<0,01	—
NiO	0,150	0,002	0,010	0,007	0,014	—	—	0,007	<0,001	—
CoO	0,016	0,003	0,003	0,002	0,003	—	—	0,002	—	—
ZrO ₂	<0,01	0,09	0,17	0,005	0,005	—	0,011	0,004	0,022	—
Nb ₂ O ₅	0,006	0,021	0,043	—	—	—	—	0,001	0,003	—

ровых и глубинных источников (последние играют главную роль) в центральных комплексах бесспорно. Отметим еще, что щелочные гипербазиты, имеющие наиболее глубинные источники генерации, как правило, образуются раньше основных и кислых пород, в период наиболее интенсивного действия глубинного магмовода.

Многообразие описанных выше ассоциаций центральных магматических комплексов не является бесконечным. При прослеживании их состава на разных этапах активизации платформ наблюдается повторяемость характерных ассоциаций, имеющих постоянный состав и одну и ту же последовательность выделения пород. Поэтому, с некоторой долей упрощения, для классификации связанных с ними рудных полей можно

перейти к ограниченному числу так называемых стандартных ассоциаций. При этом для некоторых выделяются щелочной (а) и щелочно-земельный (б) ряды.

Эти стандартные ассоциации следующие: Ia — щелочно-ультраосновная ассоциация: ультраосновные породы (оливиниты, пироксениты, перидотиты) вместе с мельтейгит-уртитам и карбонатитами; Ib — ультраосновные породы в ассоциации с габброидами и гранитоидами; IIa — щелочно-габброидная ассоциация; габбро, щелочные габброиды натриевой и калиевой линий вместе с нефелиновыми и щелочными сиенитами; IIб — габбро-сиениты — граниты; III — нефелиновые сиениты различного состава, щелочные сиениты; IVa — щелочные и субщелочные граниты, иногда устанавливаются ранние габброиды и сиениты; IVб — граниты, гранодиориты, граносиениты.

Каждой из этих типичных ассоциаций, слагающих центральные комплексы, присущи свои постформационные рудные поля, содержащие характерные месторождения полезных ископаемых.

ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДНЫХ ПОЛЕЙ

В пределах магматического комплекса центрального типа и его ареала обычно размещены месторождения и рудопроявления разного генетического типа и разных полезных ископаемых, ассоциирующиеся с неодновременными магматическими телами или продуктами их взаимодействия.

Именно сочетание полиформационного магматизма и разнотипного оруденения определяет специфику рудных полей магматических комплексов центрального типа.

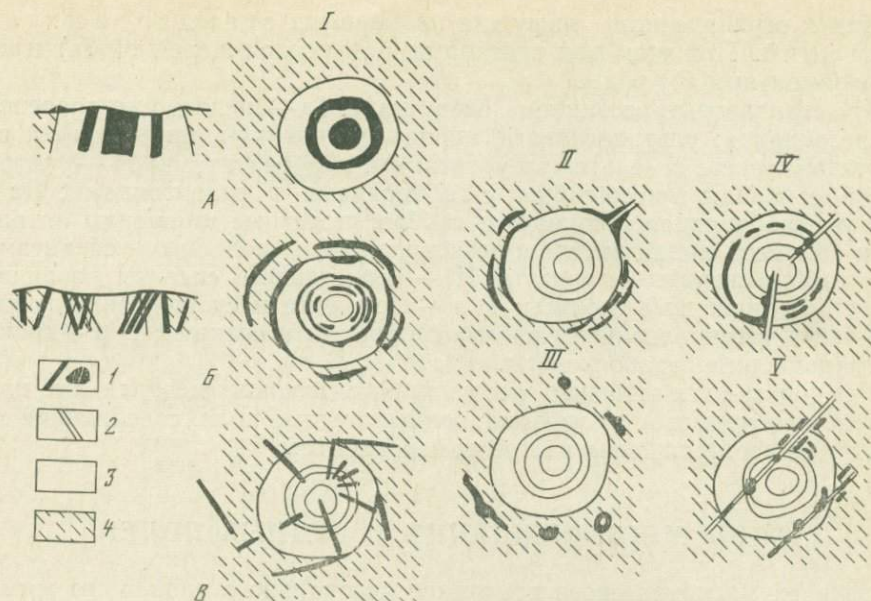
Месторождения полезных ископаемых тесно связаны как со структурами центрального типа, так и с составом слагающих их магматических и метасоматических пород. Эта связь легко устанавливается почти для всех типов месторождений благодаря локальному распространению, а также петрохимической и геохимической общности горных пород центральных комплексов и руд месторождений. Для каждой из ассоциаций пород центральных комплексов устанавливаются свои типы месторождений, среди которых по условиям образования выделяются магматические, пегматитовые, метасоматические (пневматолито-гидротермальные высокотемпературные) и гидротермальные группы. Особое положение среди этих генетических типов занимают карбонатитовые месторождения, входящие в состав многоэтапных образований от магматического через высокотемпературный послемагматический до позднего карбонатитового этапа.

Характерная особенность рудоносных магматических комплексов центрального типа — совмещение почти на одном уровне магматических и постмагматических (высоко-, средне- и низкотемпературных) месторождений. При этом генетически разные месторождения занимают в центральных структурах определенное положение (фиг. 66) и рассматриваются нами ниже.

Месторождения, рудные тела которых непосредственно участвуют в строении центральной структуры. Среди них можно выделить три группы.

1. Магматические тела, являющиеся целиком или частью рудными телами (фиг. 66, IA). Таково структурное положение магматических месторождений апатито-нефелиновых руд (Хибины), редких элементов (Ловозерский массив), платины (Инагли) или хрома (Ингассана) в дунитах.

2. Рудные тела, представляющие собой кольцевые или конические дайки, входящие в состав центральной структуры (фиг. 66, IB): напри-



Фиг. 66. Схема структурного контроля локализации месторождений рудных полей магматических комплексов центрального типа

I — рудные тела; 2 — тектонические разрывы, ослабленные зоны; 3 — магматические тела; 4 — вмещающие толщи. *I—V* — рудные тела: *IA* — входящие в состав центральной структуры (профиль и план), *IB* — контролируемые концентрическими разломами (радиальными, тангенциальными) разломами центральной структуры, *II* — в контактном ореоле, *III* — приуроченные к магматическим образованиям, сопутствующим центральной структуре, *IV* — связанные с трещиноватостью и разломами центральной структуры, обновившимися после формирования, *V* — связанные с линейными разломами, секущими центральную структуру

мер тела карбонатитов, залегающие в виде серий даек в Арбарастахе, в месторождениях Шава (Родезия), Торор, Сукулу (Уганда), Хома (Кения), Тундулу (Малави).

3. Рудные тела в виде радиальных и тангенциальных даек, также входящие в состав центральной структуры (фиг. 66, *IB*). Примером могут служить серии карбонатитовых даек Тороро Хиллс (Уганда).

Месторождения, положение которых контролируется основными элементами центральной структуры, весьма разнообразны. Особенно выделяются метасоматические месторождения, расположенные вдоль кольцевых, конических и линейных разломов центральной структуры (фиг. 66, *IV*). Характерный пример: развитие метасоматических образований и месторождений под контролем неоднократно обновлявшихся кольцевого и линейных разломов в сложной структуре Ковдорского массива. Такого же типа кольцевое тело апатит-магнетит-слюдяной метасоматической породы образовалось по кольцевому разлому в массиве Букусу (Уганда). Кольцевые железорудные тела диаметром свыше 1 км известны на месторождении Айрон Маунтин (США).

Системы радиальных и концентрических разломов центральных структур часто также контролируют размещение гидротермального оруденения (линзы, серии жил, штокверки и т. д.), например в структуре Хикс Доум (США). Такой же характер имеет размещение гидротермальных полиметаллических и золото-серебряных месторождений в структуре Санлайт (США). Следует отметить структурное положение Инаглинского флогопитового месторождения (Алдан) [247], приуроченного к системе своеобразных конических разломов, оперяющих внешний кольцевой разлом структуры.

П. Д. Яковлев [263, 264], изучающий структурное положение рудных месторождений, связанных с трубками взрыва и палеовулканическими кальдерами, подчеркивает, что рудовмещающими и рудоконтролирующими структурами часто являются радиальные, кольцевые и конические разломы. Рудные тела располагаются как вдоль разломов, так и в местах их пересечения, образуя столбы и штокверки. Рудовмещающими являются трещины нескольких порядков, оперяющие разломы [264].

Месторождения, расположенные в контактных ореолах центральных магматических комплексов (фиг. 66, II). Среди них необходимо отметить пироклоровое месторождение в слюдяных контактных образованиях Луэше (Конго), а также апатитовые месторождения в фенитах Дорovy (Родезия), Араши (Бразилия), в мощной контактовой брекчии, окружающей по обновленному кольцевому разлому щелочной массив Немергесенда Лейк (Канада).

Месторождения, приуроченные к мелким магматическим телам — сателлитам в обрамлении центральных комплексов (фиг. 66, III). Так, вольфрам-молибденовые месторождения провинции Джорджтаун (Австралия) большей частью связаны с поздними штоками гранитов. Для приповерхностных вулканогенных гидротермальных месторождений характерна приуроченность к жерлам вулканов, сопутствующих центральному структурам (карбонатитовые месторождения Восточной Африки), к зонам брекчий кальдерных обрушений (золото-серебряное оруденение Криппл Крик, США), к древним вулканическим аппаратам (молибденурановое месторождение Морисвилл, США) и др. П. Д. Яковлев [263] отмечает месторождения, связанные с трубками взрыва; последние часто сопровождают центральные магматические комплексы, в них известны урановые и ниобиево-редкометалльные месторождения (Ангола).

Месторождения, связанные с разломами и трещиноватостью, наложенными на центральную структуру, естественно завершают минерализацию центральных магматических комплексов. Такие разломы и зоны трещиноватости возникают в пределах сформировавшихся центральных структур как вследствие глубинных факторов — воздействия долгоживущего глубинного разлома, так и под влиянием региональных структур. Пример развития таких поздних дизъюнктивов и образования линейных тел поздних рудных карбонатитов — один из массивов, описанный А. А. Фроловым [248]. Рудные тела здесь имеют форму линз, жил, штокверков и зон; более поздние тела секут рудные тела ранних этапов.

Морфология рудных тел находится в зависимости от конкретных структур центральных комплексов. Однако каждый из генетических типов месторождений, как правило, занимает определенное положение в центральной структуре. Так, для магматических месторождений в большинстве случаев характерно непосредственное участие в строении центральной структуры в виде самостоятельных магматических тел или значительных их участков. Размещение метасоматических месторождений обычно контролируется концентрическими и линейными разломами центральной структуры. Лишь для месторождений поздней стадии (карбонатитовых, альбититовых и др.) характерна приуроченность к наложенным линейным разломам регионального характера. Такая же особенность структурного положения отмечается и для гидротермальных месторождений, более высокотемпературные образования которых часто контролируются элементами центральной структуры, а более низкотемпературные — наложенными разломами.

СООТНОШЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ И МАГМАТИЗМА

В условиях локального проявления магматизма и оруденения, характерных для магматических комплексов центрального типа, вопрос соотношения оруденения и магматизма приобретает особый интерес.

Прежде чем рассмотреть соотношения, приведем примеры строения комплексов и связанных с ними рудных полей.

Нами выбраны рудные поля, которые в той или иной мере могут иллюстрировать связи оруденения с магматизмом, разнообразие состава и типов месторождений для разных комбинаций магматических образований в центральных структурах. Последние помогают выявить в пределах рудных полей положение месторождений разных генетических типов.

КОМПЛЕКСЫ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ АССОЦИАЦИИ Ia

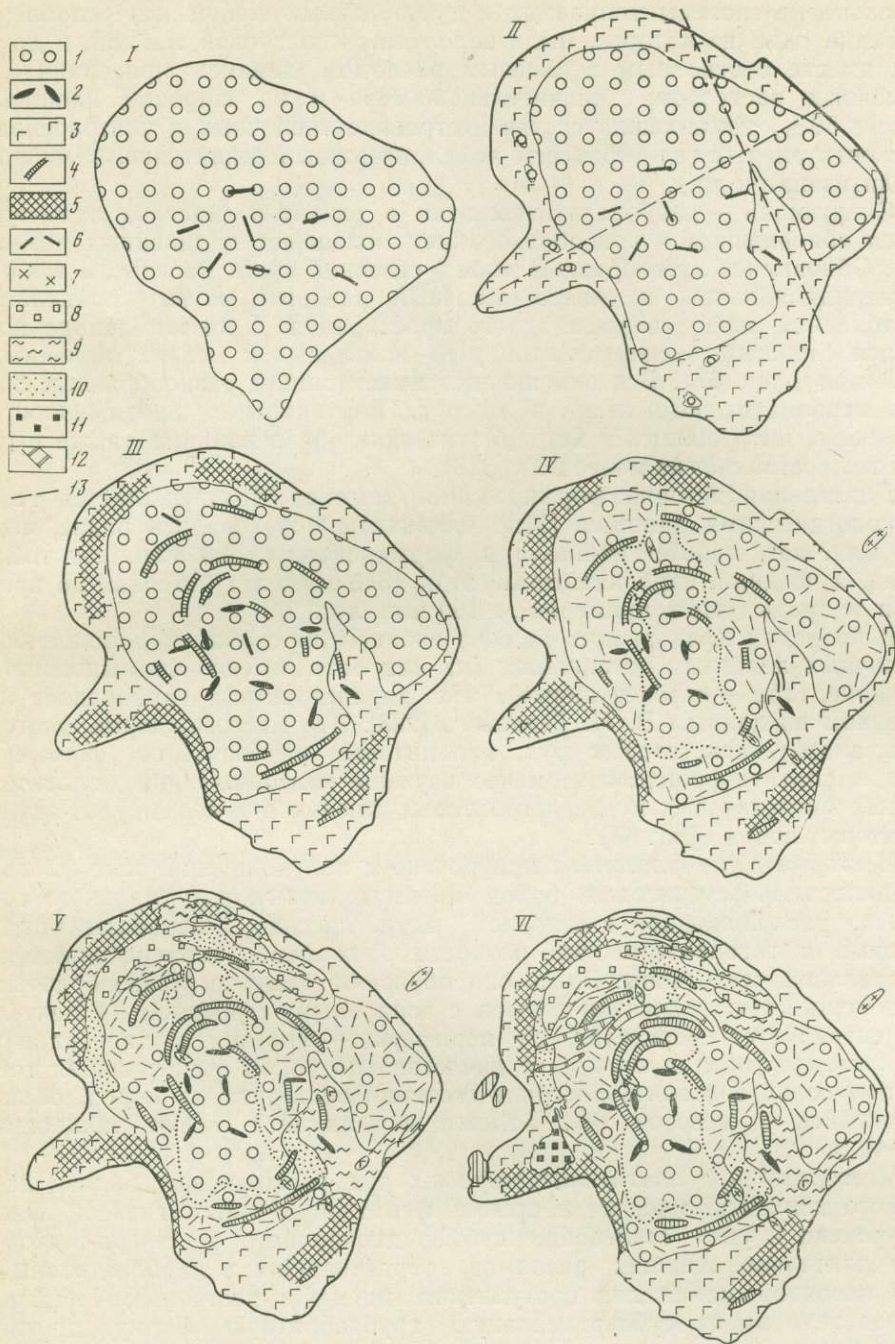
Рудные поля этой ассоциации содержат месторождения железа, ниобия, меди, слюд и др., некоторые из которых имеют важное промышленное значение. Среди рудных полей характерен комплекс Палабора (Северный Трансвааль, ЮАР), сложенный пироксенитами и более поздними образованиями карбонатитового этапа. Рудное поле Палаборы включает медное месторождение, приуроченное к штоку карбонатита и содержащее, кроме того, золото и серебро; из руд извлекаются также магнетитовый, апатитовый, урано-ториевый и бадделитовый концентраты [69]. Давно известен карбонатитоносный комплекс Фён (Норвегия) с пироксеновыми ураноносными рудами и гематитовым железорудным месторождением. Из многочисленных африканских комплексов этой ассоциации укажем на комплекс Шава (Родезия), сложенный дунитами (оливинитами?), ийолитами и карбонатитами. Минерализация включает слюду, апатит, магнетит и барит. Карбонатиты Шавы, в отличие от других комплексов, бедны редкими элементами [67].

Наиболее полные сведения имеются для рудных полей Ковдорского, Арбарастахского, Гулинского и Ессейского комплексов. Ниже приводится их характеристика.

Ковдорский комплекс и его месторождения

Характерным представителем ассоциации ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами является Ковдорский комплекс (массив). Он располагается в гнейсах и гранитогнейсах нижнеархейской беломорской серии фундамента Балтийского щита. Складчатая толща этой серии образует в районе массива Енско-Лоухский синклиниорий с осью северо-западного простирания, осложненный более мелкой складчатостью. Ковдорский комплекс приурочен к восточному крылу синклинория [288] на пересечении субмеридионального и северо-восточного разломов глубинного заложения.

Ковдорский комплекс имеет сложную воронкообразную форму с падением внешних контактов внутрь под углами 70—80°. Геофизическими исследованиями установлена его протяженность на глубину до 10 км. Эрозионный (домезозойский) срез, по-видимому, 1 км. Массив имеет отчетливое кольцевое строение, сформировавшееся довольно сложным путем (фиг. 67) [208]. Первоначально это был оливинитовый шток, почти соразмерный с массивом в современном срезе (фиг. 67, I). Затем примерно по периферии оливинитового штока произошло образование кольцевого разлома. Одновременно обновился разлом северо-восточного простирания, а в восточной части массива образовался длительно существовавший северо-западный разлом. Внутри оливинитового штока развились концентрические трещины. Все они, как и основной кольцевой разлом, явились путями проникновения щелочной магмы, при кристаллизации которой образовались мельтейгиты и ийолиты (фиг. 67, II). Щелочной магматизм вызвал развитие контактного ореола фенитов мощностью 0,5—2 км. Внутри оливинитового штока произошло



Фиг. 67. Гипотетическая реконструкция истории развития структуры магматического Ковдорского комплекса [112]

1 — оливиниты; 2 — пегматонные ийолиты; 3 — мельтейгиты; 4 — порфиroidные ийолиты; 5 — нефелинизация; 6 — ослюденение; 7 — нефелиниты и фельдшпатоидные сиениты; 8 — монтичеллитовые породы; 9—11 — породы: 9 — мелилитовые, 10 — гранатовые, 11 — форстерит-апатит-магнетитовые; 12 — карбонатиты; 13 — предполагаемые разломы.
I—VI — этапы развития комплекса

образование системы кольцевых и дугообразных конических ослабленных зон, одни из которых были заполнены ийолитовой магмой, а другие, вместе с основным кольцевым разломом, явились проводниками щелочных растворов, в значительной мере и на широкой площади (более 50%) изменивших состав и строение щелочных и ультраосновных интрузивных тел (процессы нефелинизации, мелилитизации, монтичеллитизации и др.).

Следующий — карбонатитовый этап в развитии массива знаменовался обновлением и новообразованием кольцевых и линейных разломов. Обновились дугообразные зоны в северной части массива, а также субмеридиональный и северо-восточный разломы, на юге появилась ослабленная зона северо-западного простирания, а на юго-западе появился сложный эксцентричный узел кольцевых и мелких линейных разломов (фиг. 67). Все они явились вмещителем разнообразных пород карбонатитового этапа и их руд. Вертикальная протяженность отдельных интрузивных и метасоматических образований, а также рудных тел составляет не менее 2 км [228].

Длительная история формирования массива подтверждается геологическими данными [112]: оливиниты образовались ранее, чем 600 млн. лет, мельтейгит-ийолиты формировались 500 млн. лет тому назад, а поздний, карбонатитовый этап (340 млн. лет) оторван во времени от предыдущего примерно на 150 млн. лет.

В пределах Ковдорского массива сконцентрированы месторождения различных полезных ископаемых (из них пять имеют промышленное значение, три — перспективные). Их характеристика приводится в основном по данным В. И. Тернового [228]. Это месторождения флогопита, апатит-магнетитовых руд, кальцитовых карбонатитов, вермикулита и апатита-франколита; менее изучены месторождения малотитанистых магнетитовых руд, флогопитовых слюдитов и вермикулит-актинолитовых пород (фиг. 68).

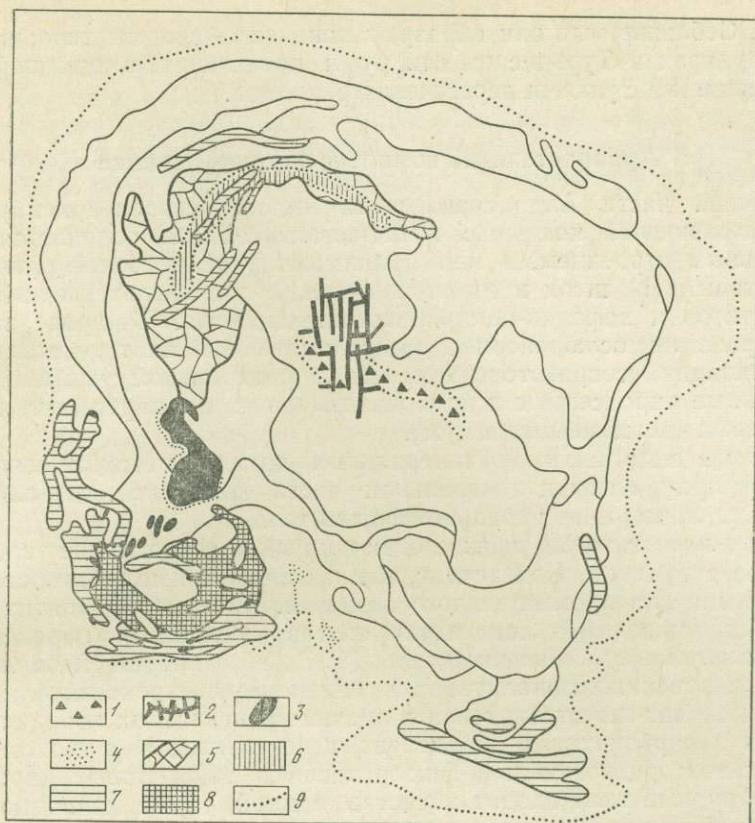
Месторождение флогопита приурочено к полукольцевой зоне флогопит-диопсид-форстеритовых пород пневматолито-гидротермального генезиса, расположенной в северной части массива. Разрабатываются крупные и гигантозернистые разности этих пород, приуроченные к центральной части зоны. Здесь они образуют жилы и линзообразные тела мощностью в десятки метров с зональным строением (в центре концентрируется форстерит, по периферии — флогопит с диопсидом).

Месторождение вермикулита представлено корой выветривания той же полукольцевой зоны флогопит-диопсид-форстеритовых пород, образовавшейся в мезозое (?). Залежи вермикулита имеют мощности 30—40 м.

Месторождение апатит-магнетитовых руд расположено вблизи западного контакта массива в ореоле фенитизированных гнейсов. Оно приурочено к узлу сочленения субмеридионального и северо-восточного длительно живших разломов, образовавших в карбонатитовый этап основной канал для поступления магмы и растворов. Главное рудное тело имеет субвертикальную трубообразную форму, другие линзообразные тела приурочены к главным контролирующим разломам (фиг. 68). Характерна интрузивная тектоника со следами подвижек и дробления по разломам, с поступлением новых порций растворов, вызвавших кальцитизацию руд и их перекристаллизацию. Кроме того, вдоль разломов произошли взрывы с брекчированием руд, образованием конических трещин и выполнением их более поздними кальцит-магнетитовыми рудами.

Руды месторождения эксплуатируются с получением магнетитового, апатитового и циркониевого концентратов.

Месторождение кальцитовых карбонатитов. Форстерит-apatит-кальцитовые карбонатиты образуют в пределах массива и в фенитовом



Фиг. 68. Структурное положение месторождений Ковдорского магматического комплекса
 1 — рудные оливиниты; 2 — штокверк малотитанистых магнетитов и апатит-магнетитовых руд; 3, 4 — руды: 3 — апатит-магнетитовые, 4 — апатит-форстеритовые; 5 — флогопитоносные породы; 6 — флогопитовые залежи; 7 — кальцитовые карбонаты; 8 — апатит-штаффелитовые руды; 9 — контуры фенитов

ореоле сотни мелких и крупных линзовидных и жилообразных тел. К юго-западу от апатит-магнетитового месторождения расположена автономная система концентрических субвертикальных тел (фиг. 68). В северной части массива серия карбонатитовых тел образует концентрическую дугу; тела довольно полого ($20-40^\circ$) падают к центру массива.

Месторождение дает высококачественный кальцитовый концентрат для портландцемента и других вяжущих стройматериалов; кроме того, получают апатитовый концентрат.

Гистеромагматическое месторождение малотитанистых магнетитовых шлирово-полосчатых руд залегает в оливинитах. В центре оливинитового штока имеется магнитная аномалия, обусловленная сочетанием магнетитовых руд с рудами карбонатитового этапа, совместно образующих штокверк жил (фиг. 68). Представителем контактово-реакционных месторождений, переработанных экзогенными процессами, является недавно обнаруженное на крайнем юге массива месторождение вермикулит-актинолитовых пород; первичные образования появились в результате воздействия щелочной интрузии на прилегающие к массиву небольшие тела протерозойских перидотитов.

Месторождения полезных ископаемых, аналогичные охарактеризованным для Ковдорского массива, известны и в других массивах Карело-Кольской провинции. Так, апатит-магнетитовые руды имеются в

массиве Себлявр, где они образуют конической формы тела; в массивах Вуориярви и Турьинском эти руды представляют штокообразные тела, связанные с узлами пересечения разломов.

Арбарастахский комплекс и его оруденение

В восточной части Алданского щита имеется позднедокембрийский карбонатитоносный комплекс Арбарастах [79]. Он отличается моноцентральным строением, в нем принимают участие более ранний пироксенитовый (?) шток и серия конических тел мельтейгит-ийолитов, карбонатитов и нефелин-канкринитовых сиенитов. В пределах комплекса развиты осредоточенные, редкометалльная и апатит-магнетитовая минерализация, сосредоточенные как в центральной части массива (измененные пироксениты и карбонатиты), так и в карбонатитовых телах краевых частей комплекса [58].

Слюды в виде анхимоминеральных крупно- и мелкочешуйчатых слюдитов приурочены к центральной части комплекса, где они образуют жилы, линзы и неправильной формы тела.

Апатит-магнетитовые руды слагают крупное серповидное тело вблизи центра структуры. Как апатит, так и магнетит имеют самостоятельное значение для промышленного освоения. Кроме того, апатит в значительных количествах концентрируется в измененных пироксенитах.

Редкометалльная минерализация (Ti-Zr-Nb) представлена шестью типами: перовскит-дизаналитовая в измененных пироксенитах; бадделит-цирконолит-гатчеттолитовая в апатит-магнетитовых породах; пироксеновая в карбонатитах; бадделит-гатчеттолитовая в доломитовых карбонатитах; редкоземельно-флюоритовая в анкеритовых карбонатитах. Все рудные тела входят в состав единой серии конических тел центральной структуры.

Флюоритовые залежи образуют самостоятельные образования в телах поздних кальцитовых карбонатитов.

Гулинский комплекс и его оруденение

В Маймеча-Котуйской провинции целый ряд центральных комплексов (Маган, Ессейский, Ыраас, Долбыха и др.) несет месторождения полезных ископаемых, главным образом магнетит-apatитовые и флогопитовые.

Наиболее крупный Гулинский комплекс расположен у края Сибирской платформы, в зоне сочленения Хатангской впадины, Тунгусской синеклизы и Анабарской антеклизы. Комплекс имеет сложное строение [66]. В современном эрозионном срезе он имеет подковообразную форму, но, по аэромагнитным данным, комплекс продолжается на северо-запад под мезо-кайнозойскими отложениями; его площадь выхода овальной формы равна 2000 км². Ограничивающие контакты почти повсеместно субвертикальные [66]. Комплекс слагают породы многих серий: 1) дуниты и перидотиты, 2) рудные пироксениты и перидотиты, 3) меймечиты; 4) перидотиты, пироксениты, биотитовые перидотиты; 5) мельтейгиты, малиниты, шонкинниты; 6) анкаратриты, анкаратрит-пикриты и другие щелочные гипербазиты; 7) ийолиты и мельтейгиты; 8) нефелиновые и щелочные сиениты; 9) карбонатиты.

Большинство индивидуализированных магматических тел имеет подковообразную или дугообразную форму с вертикальным, переходящим в субгоризонтальное, залеганием. Поздние тела карбонатитов имеют концентрически-зональное строение. Из них Южный массив карбонатитов имеет неполнокольцевую структуру крутопадающих карбонатитовых тел, а Северный массив представляет собой сочетание кольцевых и конических даек карбонатитов [261].

В пределах Гулинского комплекса известно промышленно ценное месторождение флогопита; можно указать на ряд типов минерализации, пока экономически не оцененных. Среди них магматическая титан-магнетитовая минерализация, метасоматическая титан-магнетитовая вкрапленная и жильная в скарновых породах и метасоматически переработанных щелочных гипербазитах, ослюденение в карбонатитах и наличие там же апатит-магнетитовых руд.

Титано-магнетитовая минерализация рудных пироксенитов и перидотитов образует вкрапленность и шлировые сегрегации магнетита и титанмагнетита, составляющих от 10—30 до 80% от объема породы. Экономическая оценка не производилась.

Флогопитовое месторождение, связанное с вкрапленным ослюденением автореакционных скарновых пород: кальцит-диопсидовых, меллитовых и др. Имеются крупные промышленные скопления флогопита. Кроме того, на месторождении имеется жильный тип флогопитовых залежей в пегматоидных нефелин-пироксеновых породах, образующих жильные поля. Характерно развитие крупных кристаллов слюды.

Вкрапленное ослюденение флогопитом и вермикулитом карбонатитов и апатит-карбонатных пород расположено в зонах интенсивной трещиноватости карбонатитовых тел. Предполагается наличие значительных тел, которые могут представить промышленные интересы.

Магнетит-apatитовые руды брекчиевых тел, расположенных в узлах нарушений Южного массива. Руды представляют обломки кальцитовых карбонатитов, сцементированные магнетит-apatитовой (50—90%) породой.

Ессейский комплекс и его месторождение

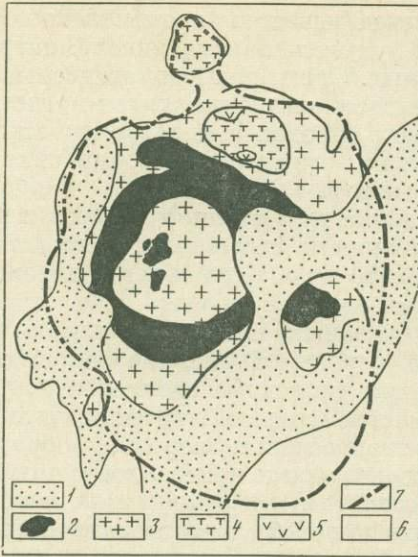
Ессейский комплекс залегает в карбонатно-терригенных отложениях силура и ордовика, перекрывающих фундамент западного склона Алабарского щита. Комплекс (фиг. 69) сложен карбонатитами, мельтейгитами, а также крупными телами апатитсодержащих пород: фоскоритов и нельсонитов. Фоскориты (apatит-магнетит-оливиновые породы) образуют удлиненное тело в тектоническом блоке, ограниченном разломами северо-западного простирания. Нельсониты (apatит-магнетитовые породы) сформировали неполнокольцевое тело и несколько штоков, имеющих шлирово-полосчатую текстуру с отношением магнетита и апатита 2:3. Ессейское месторождение оценено как комплексное со средним содержанием пятиоксида фосфора 19,20% и общего железа 29,2%; вредные примеси отсутствуют [258].

КОМПЛЕКСЫ АССОЦИАЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД С ГАББРОИДАМИ И ГРАНИТОИДАМИ 16

Эти комплексы в качестве ранних членов также содержат гипербазиты, вслед за которыми формируются габброиды и гранитоиды. Минерализация рудных полей включает хромшпинелиды, платиноиды, слюды, апатит, минералы стронция и бария. В качестве примеров рудных полей приведем характеристики комплексов Инагли и Ингассана.

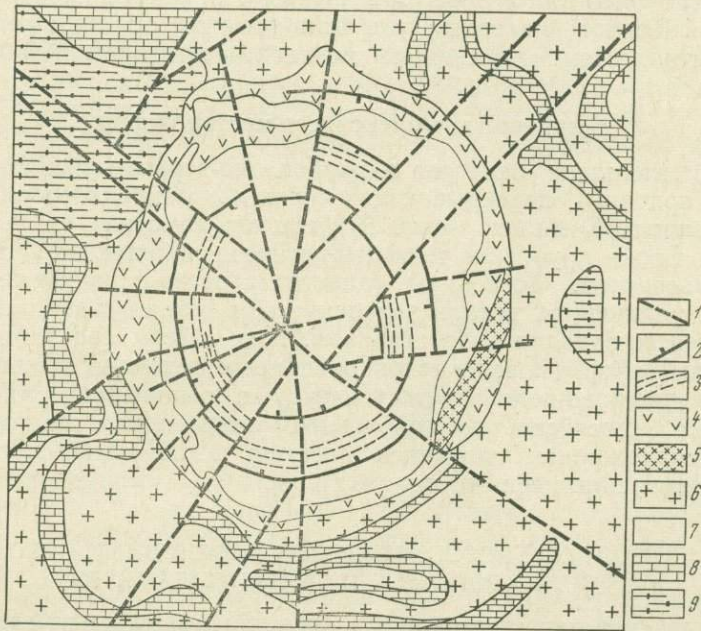
Инаглинский комплекс и его месторождения

Инаглинский комплекс является примером полиформационных магматических образований ассоциации. Он расположен у северного края Алданского щита, фундамент которого сложен кристаллическими гнейсами и сланцами архея и перекрыт чехлом осадочных пород верхнего протерозоя и нижнего кембрия. Комплекс образовался в узле пересечения долгоживущих глубинных разломов. Он имеет кольцевое строение: ядро его слагает шток дунитов, а периферическое кольцо — шонкиниты



Фиг. 69. Схематическая геологическая карта Ессейского комплекса [258]

- 1 — водно-ледниковые отложения;
- 2 — магнетит-апатитовые породы;
- 3 — карбонаты;
- 4 — якуширангит-мельтейгиты;
- 5 — оливиниты и перидотиты;
- 6 — карбонатные и кремнисто-карбонатные осадочные породы (в контакте с массивом метаморфизованные);
- 7 — контур массива по геофизическим данным



Фиг. 70. Схема тектонического строения Инагилинского комплекса (по [58], упрощено)

- 1 — радиальные разломы; 2 — кольцевые разломы с дайками пуласкитов и пегматитов; 3 — кольцевые трещины с зонами метасоматитов и флогопитовой минерализацией; 4 — шонкиниты; 5 — пуласкиты; 6 — сиенит-порфиры; 7 — дуниты; 8 — карбонатные породы нижнего кембрия; 9 — сланцы, гнейсы архея

и пуласкиты. Широко развитые щелочные пегматиты распространены как в дунитах, так и в кольце щелочных пород. Интрузивный массив окаймляется неполнокольцевыми телами и силлами сиенит-порфиров, гранодиорит-порфиров. Возрастные взаимоотношения и последовательность формирования пород комплекса следующие: дуниты внедрились пер-

выми, по данным А. М. Корчагина [58], они формировались в верхнем протерозое — рифее; щелочные породы комплекса принадлежат к мезозойской щелочной формации, охарактеризованной выше.

Структура Инаглинского комплекса (фиг. 70) развивалась при неоднократном обновлении кольцевого разлома, ограничивавшего тело дунитов; по нему внедрялись последовательно магмы шонкинитов, пуласситов, сиенит-диорит-порфиров. Вследствие неоднократных подвижек внутрикольцевого блока в нем развились следующие структурные элементы:

1) конические ослабленные зоны с падением от центра (40—50°); здесь концентрировались щелочные пегматиты;

2) более поздние конические ослабленные зоны с падением к центру массива (60—70°), которые в сочетании с резко выраженными радиальными разрывами образовали секториальные блоки ступенчатого проседания с разными амплитудами перемещения относительно друг друга, это обусловило общее опускание средней части структуры.

Инаглинский комплекс содержит различные виды полезных ископаемых, связанных с разными этапами его формирования. Дуниты центрального штока несут магматическое вкрапленное оруденение платиноидов и хромшпинелидов, которое несколько концентрируется в аллювиальных россыпях долины р. Инагли и ее притоков. Сами дуниты являются форстеритовыми огнеупорами, они специально исследовались и разведаны на этот вид сырья.

Мезозойские образования комплекса имеют месторождения и рудопроявления флогопита и вермикулита, апатита, хромдиоксида, стронция и бария.

Месторождение флогопита и вермикулита расположено среди дунитов в ослабленной конической зоне, имеющей падение от центра (фиг. 70). Развитые в ее пределах щелочные пегматиты оказали интенсивное воздействие на дуниты, вызвав развитие крупнокристаллических хромдиоксид-флогопитовых метасоматитов. Зона в форме кольца в плане и мощностью 100—300 м имеет сложное строение: в ее пределах развиты линзы, гнезда, штокверки и дугообразные тела, расположенные кулисообразно. Флогопит в метасоматитах составляет до 90% породы, он крупный, маложелезистый. Однако свежий флогопит установлен на глубине 140 м и ниже, а выше развиты гидрофлогопит и вермикулит. Месторождение имеет промышленное значение.

Хромдиоксид ювелирного типа имеется в контактных зонах некоторых щелочных пегматитов, также приуроченных к конической зоне в дунитах. Сами пегматиты несут незначительную по масштабам титан-стронций-бариевую минерализацию.

Апатитовая минерализация приурочена к зоне контакта шонкинитов с дунитами, где развиты хромдиоксид-слюдаые метасоматиты и слюдяные пироксениты. Апатит отличается высоким содержанием стронция.

Магнетитовая минерализация связана с магнетит-диоксидовыми скарнами, образовавшимися в зоне контакта сиенит-порфиров (внешнего обрамления комплекса) с доломитами. Магнетит составляет от 25 до 60% руды; встречено рассеянное золото. Промышленного значения эти скарновые руды не имеют.

Комплекс Ингассана и его месторождения

Этот комплекс [255] расположен в южной части республики Судан, в пределах Нубийско-Аравийского щита. На породах архей-протерозойского кристаллического фундамента залегают рифейские сланцы и осадочно-вулканогенные толщи венда, мезозойские и третично-четвертичные осадочные отложения. Массив находится в пределах линейной

тектонической зоны. Он имеет большие размеры (750 км²), округлую форму, крутые внешние контакты с падением к центру; линейная тектоническая зона северо-восточного простираения делит массив на две части. В состав комплекса входят дуниты и серпентиниты (80% площади), пироксениты, габбро и наиболее поздние граниты. Элементы прототектоники (ориентировка шлик, полосчатости и т. д.) подчеркивают конфокальность структуры.

Хромитовое оруденение развито в дунитах и серпентинитах, несущих вкрапленную минерализацию. Рудные тела жиловидной и линзообразной форм занимают секущее в отношении элементов прототектоники положение, приурочиваясь к линейным ослабленным зонам. Богатое хромом оруденение образовалось в позднемагматический и постмагматический этапы становления комплекса. В нем имеются и разрабатываются несколько промышленных месторождений.

Кроме комплекса Ингассана, в Судане имеются другие кольцевые ультрабазитовые массивы (Кала-Эн-Нахл, Джериф и др.), несущие хромитовую и асбестовую минерализации.

КОМПЛЕКСЫ ЩЕЛОЧНО-ГАББРОИДНОЙ И ГАББРО-СИЕНИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ IIa и IIб

Рудные поля комплексов этой ассоциации содержат железо-титановые месторождения, а также редкометальную минерализацию. Как примеры приводятся характеристики двух различно построенных комплексов: Елетьозерского и Октябрьского.

Елетьозерский комплекс и его месторождения

Елетьозерский комплекс (массив) находится в Северной Карелии. Он расположен в краевой части крупной тектонической зоны сочленения Беломорского и Ботнического блоков и приурочен к обрамляющему эту зону субмеридиональному разлому. Массив площадью около 100 км² залегает в толще гнейсов и амфиболитов архея, он имеет эллипсоидальную форму и хорошо выраженное кольцевое концентрически-зональное строение (фиг. 71): периферическая часть сложена различными габброидами и телом пироксенитов, а центральная — нефелиновыми сиенитами. Небольшие секущие тела нефелиновых сиенитов и щелочных пегматитов имеются на периферии массива. Габброиды большей частью обладают полосчатостью, конформной в отношении общей структуры массива.

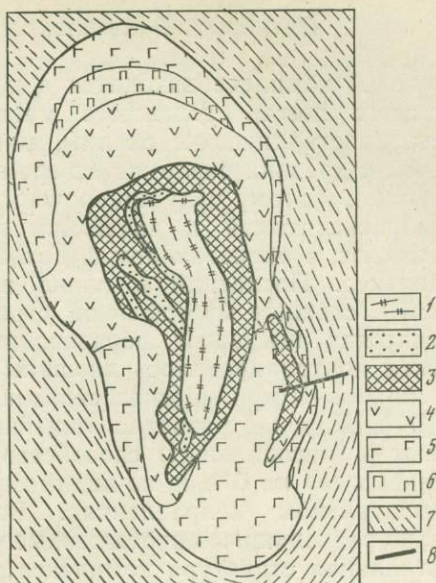
Формирование массива происходило в условиях активизации блоковых движений фундамента, оно не прекращалось вплоть до завершения формирования комплекса, поэтому в пределах массива развиты блоковые структуры дробления и разнейсования интрузивных пород. На схеме строения Елетьозерского массива (фиг. 71) ясно видно, что центральную часть структуры определяет линейный субмеридиональный элемент; в связи с ним находятся флексуорообразные изгибы, разрывы, автобрекчии и мелкая складчатость полосчатого рудного габбро. Такое же меридиональное нарушение обусловило внедрение рудных габброидов в восточной части массива (участок Суривара). Наиболее позднее образование — своеобразная эксплозивная брекчия с обломками габбро, пироксенитов, нефелиновых сиенитов и со сфен-биотит-кальцитовым цементом.

Елетьозерский массив содержит в своем составе железо-титановое месторождение и редкометальную минерализацию [29, 139].

Железо-титановое месторождение связано с рудоносными габброидами, которые являются наиболее поздними среди других габброидов периферической части массива [83, 29]. Они занимают осевое положение

Фиг. 71. Схема строения Елеть-озерского комплекса (по [139], упрощено)

- 1 — нефелиновые сиениты;
- 2 — лейкократовые эссекситы, габбро и плагиоклазиты;
- 3 — рудное оливковое габбро;
- 4 — крупнозернистое, пегматоидное габбро;
- 5 — мелкозернистое габбро;
- 6 — пироксениты, перидотиты;
- 7 — граниты и гранодиориты архея;
- 8 — разломы



ние, в ряде случаев отмечаются секущие контакты с более ранними габбро. Рудоносные породы образуют два интрузивных тела: неправильной формы кольцо, сужающееся на юге, и субмеридиональную, вертикально поставленную пластину.

Отличительной чертой рудоносных габброидов является их расслоенность на серии от плагиоклазитов до перидотитов с резкими контактами друг с другом. Кроме разных видов полосчатости (от 1—2 см до 2—3 м), ясно выражены директивные элементы протектоники: трахитоидность и линейность, которые подчинены контурам магматических тел. Все породы расслоенных серий несут сидеронитовую вкрапленность ильменита и титаномагнетита, особенно обильную в меланократовых габбро и перидотитах; постоянна примесь апатита. Выделяемые в пределах рудоносных интрузивных тел железо-титановые руды являются зонами, где полосы наиболее оруденелых пород сближены, что повышает содержание окиси титана и других компонентов. В крутопадающих структурах (участок Суриvara) руды приурочены к верхним частям циклической полосчатости, а в пологозалегающих рудоносных габбро руды тяготеют к нижним частям сложно построенной полосчатости (к перидотитам).

Распределение ильменита и магнетита неравномерное: в лежащем боку рудных залежей титаномагнетита больше, чем ильменита, а в кровле ильменит преобладает.

Редкометалльная минерализация приурочена к жильным щелочным пегматитам и небольшим зонам метасоматических альбититов, связанных с нефелин-сиенитовым интрузивом. Метасоматическое оруденение вызвано процессом переноса редких элементов (Nb, Zr и др.), рассеянных в щелочных породах, с концентрацией их в локальных участках (в линейных зонах трещиноватости, в переработанных ксенолитах, в участках околожильной альбитизации пород). Жилы щелочных пегматитов рассеяны в пределах массива — больше их среди эссекситов и рудных габбро северо-западной части массива, где они образуют две системы крутопадающих тел субмеридионального и субширотного простирания или же серии тел северо-западного простирания, параллельно границам кольцевых интрузий [139]. Минерализация пегматитов представлена пирохлором, цирконом, сфеном, ортитом [29].

Октябрьский комплекс и его минерализация

Октябрьский комплекс находится в юго-восточной приазовской части Украинского щита, сложенного метаморфическими породами архея (гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты). Он приурочен к узлу пересечения древних разломов северо-восточного и субмеридионального простирания; к этому узлу приурочены также более ранние протерозойский граносиенитовый и архейский гранитный массивы, с которыми контактируют, с образованием фенитового ореола, породы Октябрьского комплекса. Последний в плане имеет овально-кольцевую форму (8×6 км²), сложное многофазное строение и широкое развитие постмагматических щелочных образований. Формирование центрального комплекса контролировалось внешним кольцевым разломом, а также проявленными внутри массива системами конических и кольцевых разломов [77]. Широкое развитие линейных разломов (меридиональных, широтных и диагональных) способствовало неоднократному дроблению интрузивных тел на блоки, по-видимому, перемещенные в вертикальном и горизонтальном направлениях. Вокруг комплекса расположены радиально расходящиеся протяженные разломы.

Центральная структура комплекса развивалась весьма длительно и многоэтапно: первыми образовался шток габбро и пироксенитов (2700 млн. лет), затем после перерыва внедрились кварцевые сиениты (1900—1800 млн. лет), вслед за ними — щелочные сиениты с пегматитами (1750 млн. лет). Последними внедрились нефелиновые сиениты также с пегматитами (1600 млн. лет). Интенсивно проявленный щелочной метасоматоз датируется калий-аргоновым и другими методами — 1500 млн. лет [77]. Таким образом, Октябрьский комплекс является примером весьма длительного формирования (свыше 1 млрд. лет). Интрузивные тела в современном виде имеют неполнокольцевые и дугообразные формы или отдельные блоки среди более поздних образований. Метасоматические преобразования захватили в той или иной мере все интрузивные тела, но особенно интенсивно проявилась мариуполитизация (высокотемпературная альбитизация). С этими метасоматическими породами связаны проявления циркониевой, ниобиевой и других типов редкометальной минерализации. Лейкократовые мариуполиты и альбититы могут быть использованы в качестве источника глинозема и керамического сырья.

Наиболее крупные скопления мариуполитовых тел известны в северо-восточной и юго-западной частях массива. В первом случае они слагают пологие пластообразные тела, расположенные в несколько этажей, развиваясь по тектоническим зонам в интрузивном теле габбро и пироксенитов. В юго-западной части массива тела мариуполитов следуют системе крутопадающих конических разломов, согласных с трахитоидностью нефелиновых сиенитов. Более поздние тела альбититов образовались в зонах милонитизации вдоль линейных разломов.

Вследствие широкого распространения и интенсивной переработки интрузивных пород комплекса щелочными растворами произошли массовая перекристаллизация и изменение состава пород с потерей первично-магматических структурных признаков. Поэтому у некоторых исследователей возникло сомнение в магматической природе большей части образований, и предполагается, что интрузивные породы слагают только два тела — ультрабазитов и нефелиновых сиенитов. Вся остальная площадь массива занята метасоматитами состава щелочных и щелочноземельных сиенитов, возникшими в результате процесса фенитизации более древних граносиенитов и ультрабазитов [177]. Но особенности расположения тел щелочных сиенитов и их внутренней структуры позволяют присоединиться к представлениям о первично-магматической природе щелочных сиенитов, распространенных в центре комплекса.

Это комплексы, сложенные почти исключительно щелочными породами, несут редкометалльную, апатитовую и другие виды минерализаций. Например, комплекс Посу ди Калдас (Восточная Бразилия), сложенный нефелиновыми сиенитами, фенолитами и тингуаитами, содержит торий-уран-циркониевое месторождение Морро до Ферро [314] и бокситовое месторождение, образовавшееся в коре выветривания нефелиновых сиенитов. Здесь же имеются россыпи циркона и бадделейта. Широко известный щелочной комплекс Илимауссак (Южная Гренландия), сложенный разнообразными агпаитовыми сиенитами, а также щелочно-земельными авгитовыми сиенитами, содержит месторождения редких (ниобий-тантал-редкие земли) и радиоактивных уран-ториевых руд — месторождение Квейнфельд [306] и др.; имеются здесь также поздние гидротермальные жилы с медно-свинцовой минерализацией [291].

Более подробно остановимся на характеристике Хибинского щелочного комплекса.

Хибинский комплекс и его месторождения

Хибинский комплекс образовался в грабенообразной зоне, ограниченной глубинными разломами глубокого заложения с относительно приподнятыми поверхностями Конрада и Мохо. Массив является одним из крупнейших щелочных плутонов (1300 км²), имеет ясно выраженное строение центрального типа [208] с кольцевыми и неполнокольцевыми интрузивными телами разных нефелиновых сиенитов, среди которых имеется неполнокольцевая многофазная дуга другого состава: ийолитов, уртитов и апатито-нефелиновых пород (фиг. 72).

Нефелин-apatитовые руды представляют собой комплексные полезные ископаемые, из которых производят концентраты апатита и нефелина. Нефелиновый концентрат является высококачественным глиноземным сырьем. Побочные продукты переработки апатито-нефелиновых руд: фтористый кальций, окись стронция, ванадий, титан.

Ийолит-уртитовая дуга разбита радиальными разломами на ряд крупных блоков, имеющих разные эрозионные срезы [176, 105]. Наиболее крупные массы нефелин-apatитовых руд сосредоточены в юго-западной части ийолит-уртитовой дуги, в других блоках этой дуги предполагается залежание богатых руд ниже уровня эрозии. Залежи руд в юго-западной части массива представляют единое тело протяженностью 12 км при средней мощности 100 м [84]. Отдельные части этого тела известны как месторождения: Кукисвумчоррское, Юкспорское, Апатитовый цирк, плато Расвумчорр и Восточный Расвумчорр. Рудное тело в плане имеет форму дуги с выпуклостью на юго-запад, а в пространстве это пластообразная залежь, прослеженная скважинами на 2,5 км по вертикали; с глубиной мощность ее уменьшается до 5—30 м, но полное выклинивание не установлено. Залежь в общем согласная со структурой ийолит-уртитовой дуги, но имеет пережимы и раздувы по простиранию и падению. Причины изменения на отдельных участках мощности залежи трактуются по-разному: одними — как результат постинтрузивной сбросо-сдвиговой тектоники [36], а другими — как следствие внедрения в рудное тело уртитовой магмы с частичной ее ассимиляцией [84].

Юго-Восточнее описанного крупного рудного тела и на его продолжении находится Коашвинское месторождение. Оно представляет собой рудную зону протяженностью 3 км и средней мощности 165 м. В зоне четыре горизонта апатито-нефелиновых руд, из которых только один достигает поверхности. Горизонты на флангах выклиниваются. Отдельные выходы апатит-нефелиновых руд имеются и в других участках

ийолит-уртитовой дуги, на ее северо-западном, северном и восточном флангах. На морфологию и внутреннюю структуру рудных залежей значительное влияние оказали многократное поступление фосфатно-силикатного расплава, интравудная и пострудная тектоника. Главными элементами последней являются обновляющиеся радиальные и концентрические разломы и их отдельные сегменты.

Кроме нефелин-апатитовых месторождений, обладающих значительными запасами, в Хибинах есть другие месторождения или рудопоявления: титановые, серноколчеданные, молибденовые, редкометалльные.

Руды титана представлены сфеновыми и комплексными сфен-апатит-нефелиновыми породами, линзообразные залежи которых приурочены к верхнему контакту апатит-нефелиновых тел с нефелиновыми сиенитами (рисчорритами). Они тесно структурно связаны с апатитовыми месторождениями. В настоящее время титановые руды не используются.

Серноколчеданные месторождения известны давно, они расположены в роговиках у южного контакта Хибинского массива. Линзовидные крутопадающие залежи лежат параллельно контакту, они сложены пирротином и пиритом с примесью сульфидов молибдена, свинца, меди, никеля [84].

Пегматитовая минерализация ловчорритов приурочена к серии пегматитовых тел, образующих дугообразную зону в хибинитовом кольце. Другие редкометалльные проявления связаны с зонами расланцевания и альбитизации вдоль отдельных участков кольцевых разломов. Такие зоны имеются в телах хибинитов и фойейтов, они несут молибденовую минерализацию.

КОМПЛЕКСЫ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ АССОЦИАЦИИ IVa

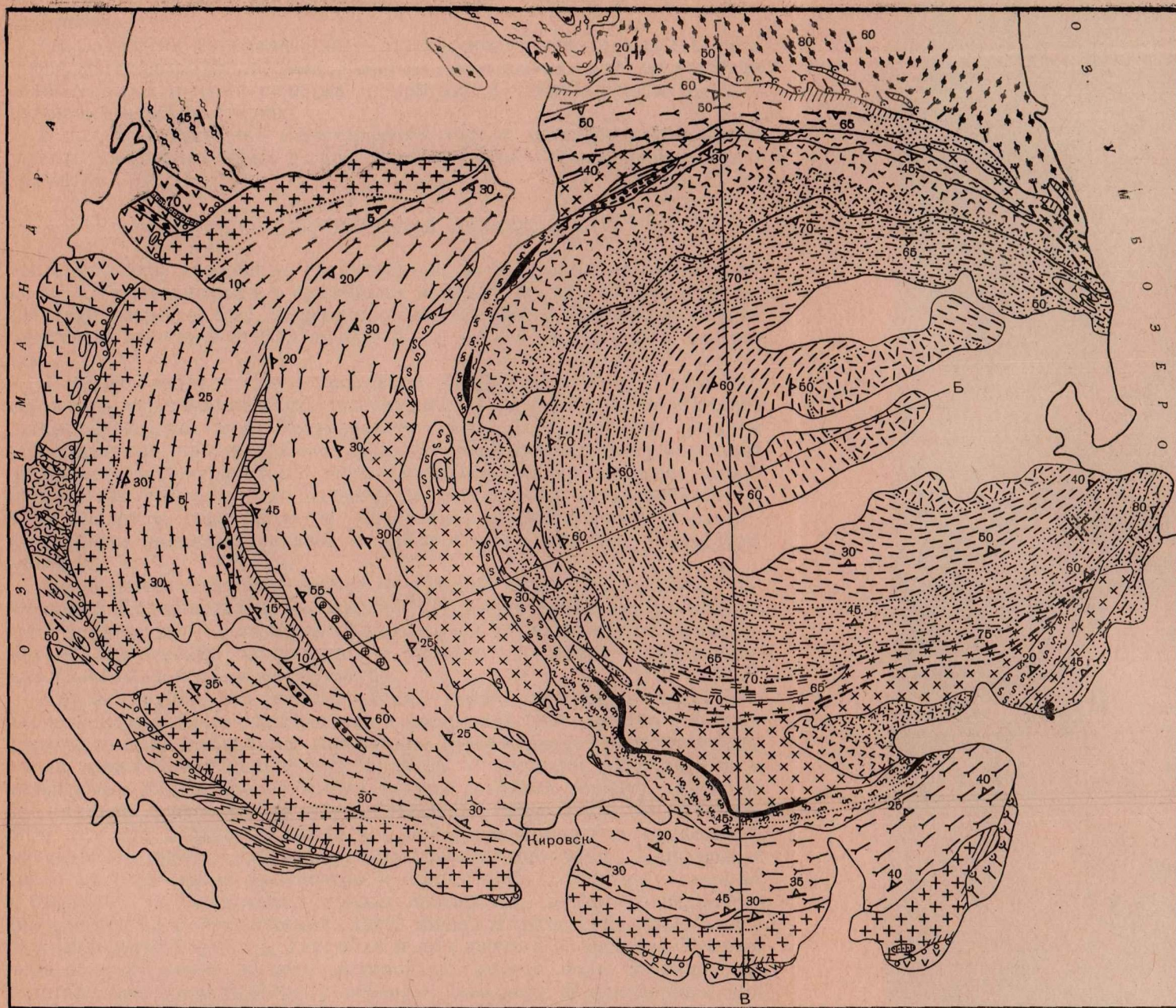
Комплексы этой ассоциации сложены щелочными гранитами, граносиенитами и их эффузивными аналогами. Минерализация редкометалльная — ниобий-тантал-циркониевая, а также олово-вольфрам-молибденовая.

Щелочно-гранитоидные кольцевые комплексы пользуются широким распространением в Нигерии и Нигере в пределах единой субмеридиональной зоны активизации. Наиболее изучены кольцевые комплексы Нигерии. Эти сложные полицентральные комплексы отличаются большим числом интрузивных тел, а также развитием эффузивных пород в остаточных кальдерах проседания. Они считаются мезозойскими образованиями, но широкое изучение магматизма зоны активизации позволило Р. Блеку говорить о длительном развитии этих комплексов от перми до мела [272].

В составе интрузивных пород преобладают лейкократовые биотитовые граниты; кроме того, развиты биотит-рибекитовые, рибекит-эгириновые, арфведсонит-астрофиллитовые граниты, фаялитовые гранит-порфиры, сиениты и габброиды, а эффузивные породы представлены риолитами и их туфами.

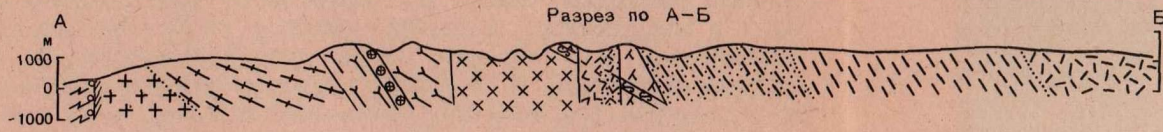
Рудоносность щелочно-гранитоидных комплексов определяется изначально повышенным содержанием в гранитах ниобия, циркония, олова и других элементов [234]. Наиболее характерны в этом отношении биотитовые колумбитоносные граниты. Кора их выветривания и элювиальные россыпи — богатые разрабатываемые месторождения колумбита и касситерита с примесью циркона, монацита, фергусонита.

Другим типом месторождений является тантал-ниобиевое оруденение в альбитовых (альбитизированных?) гранитах с концентрацией вкрапленного в эти породы пирохлора. В связи с отсутствием в публикациях структурных карт нигерийских кольцевых комплексов структурное положение альбитовых гранитов неясно, на геологических кар-

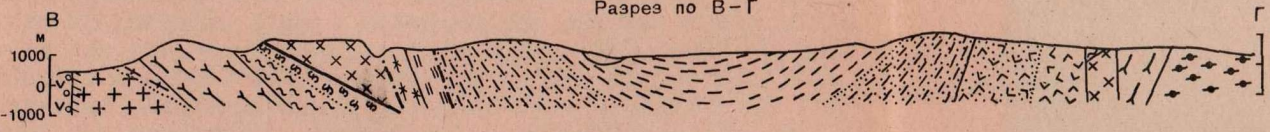


Фиг. 72. Схема строения Хибинского комплекса (план и профиль) и положение месторождений апатит-нефелиновых руд [84]

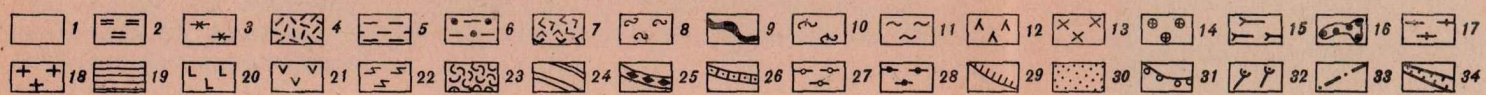
- 1 — четвертичные отложения;
- 2 — перекристаллизованные нефелиновые сиениты;
- 3 — гнейсовидные рихсchorиты;
- 4 — массивные фойяиты;
- 5 — трахитоидные фойяиты;
- 6, 7 — нефелиновые сиениты:
- 6 — мелкозернистые,
- 7 — среднезернистые;
- 8 — полевошпатовые ийолиты;
- 9 — апатит-нефелиновые руды;
- 10 — уртиты;
- 11 — трахитоидные ийолиты;
- 12 — слюдяные рихсchorиты;
- 13 — эгириновые рихсchorиты;
- 14 — жильная фация трахитоидных хибинитов;
- 15 — трахитоидные хибиниты;
- 16 — жильная фация массивных хибинитов;
- 17 — грубозернистые трахитоидные хибиниты;
- 18 — массивные хибиниты;
- 19 — ромбен-порфиры;
- 20 — габбро-диабазы;
- 21 — диабазы;
- 22 — зеленые сланцы;
- 23 — шаровые лавы;
- 24, 25 — сланцы:
- 24 — углисто-глинистые,
- 25 — туфогенные;
- 26 — кварциты и кварцито-песчаники;
- 27 — гнейсо-диориты;
- 28 — биотитовые гнейсы;
- 29 — щелочные сиениты;
- 30 — 32 — зоны:
- 30 — альбитизации,
- 31 — ороговокования,
- 32 — фенитизации;
- 33 — границы зон смятия;
- 34 — тектонические нарушения



Разрез по А-Б



Разрез по В-Г



тах они занимают часто периферические, приконтактные части комплексов.

Еще один тип минерализации — молибденовый известен в щелочных арфведсонит-астрофиллитовых гранитах, прошедших путь обогащения молибденом и другими редкими элементами в позднемагматическую и постмагматическую стадии.

В зонах контактового метаморфизма вблизи кольцевых комплексов развиты кварцевые жилы и грейзены с топазом, касситеритом и вольфрамитом.

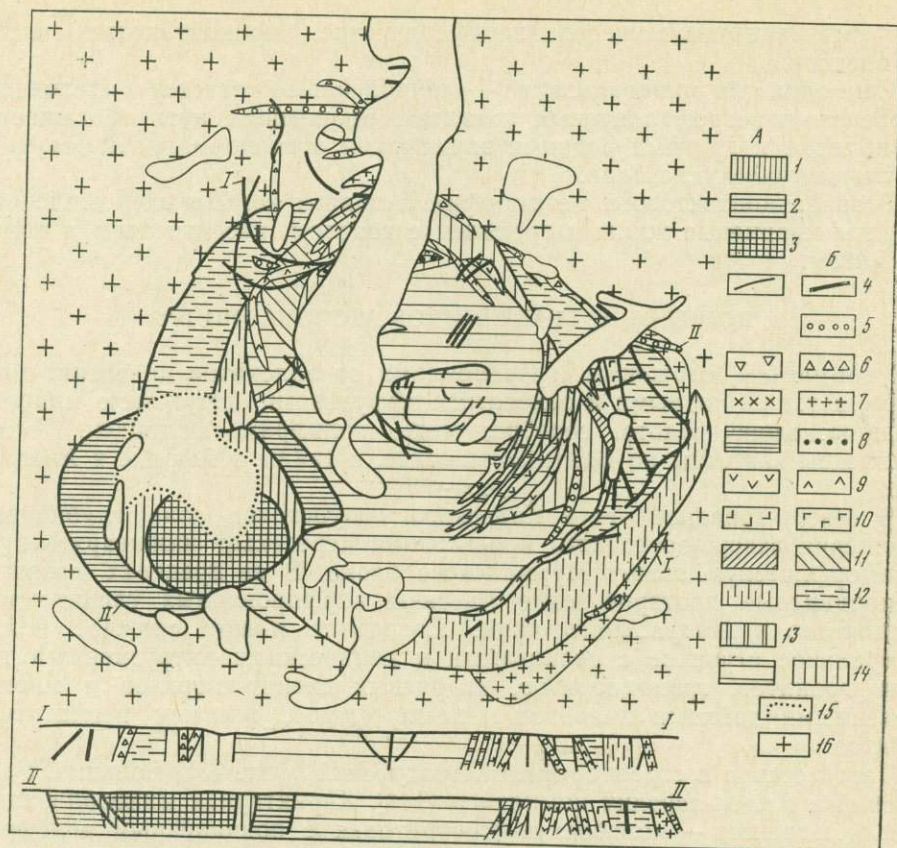
КОМПЛЕКСЫ ГРАНИТОИДОВ АССОЦИАЦИИ IVб

Эти комплексы, сложенные гранитоидами от аляскитов до сиенит-диоритов, а также кислыми и основными эффузивами, несут свою минерализацию: олово, золото, серебро, медь, вольфрам, молибден. Такие комплексы известны на Балтийском щите, а также в Африке и Австралии.

В северо-западной части Кольского полуострова зона глубинного заложения северо-восточного простираения пересекает нижнеархейскую метаморфическую толщу Мурманского блока. В ее пределах развиты дискордантные протерозойские массивы порфиридных гранитоидов трещинного и центрального типа. Последние имеют сложное полицентральное строение с кольцевыми и коническими интрузивными телами гранитов, гранодиоритов, кварцевых сиенит-диоритов и многочисленными дайками диабазов и лампрофиров, жилами пегматитов, аплитов.

Такой состав и строение имеют Арагубский (фиг. 73), Большой Урагубский и Кядел-яврский комплексы [144]. Характерная минерализация этих комплексов — молибденит-флюоритовая с подчиненным вольфрамитом. Оруденение приурочено к мелким линейным нарушениям, наложенным на кольцевые структуры.

Другая группа верхнепалеозойских гранит-гранодиоритовых комплексов центрального типа имеется в Австралии. Она известна у северо-восточного края платформы (провинция Джоржтаун). Гранитные кольцевые комплексы и кальдерные провалы с кислыми вулканитами и кольцевыми или штокообразными телами гранитов образуют несколько десятков обособленных или сближенных друг с другом структур [274]. Все эти кольцевые комплексы несут разнообразное оруденение, имеющее во многих случаях промышленные масштабы. Наибольшее число месторождений приурочено к контактному кольцевым разломам и разрывам во вмещающих толщах протерозоя, местами перекрытого силур-девонскими песчаниками. Здесь имеются гидротермальные месторождения золота и олова. Так, вблизи кальдерного проседания Кумберленд во вмещающих толщах расположено рудное поле Эверидж, где золоторудные кварцевые жилы образуют штокверк. В кальдерных проседаниях роль вмещающих толщ играют не только осадочные отложения, но и кислые вулканиты верхнего палеозоя (игнимбриты и туфы риодацитов). В комплексе Кларет Крик (фиг. 74) под вулканитами залегают граниты, местами вскрытые эрозией. В осадочных породах и в вулканитах вдоль внешних кольцевых разломов и в оперяющих их разрывах размещаются гидротермальные жилы с касситеритом, развиваются метасоматические зоны с вкрапленным медным оруденением, похожим на тип «медных порфиров» (кальдерное проседание Краудон и др.). Медная и медно-серебряная минерализация связаны и с дайками риодацитов, распространенных невдалеке от кальдерных проседаний. Здесь же встречаются вулканические некки; в радиальных и диагональных разломах вокруг них находятся гидротермальные залежи меди, олова, вольфрама.



Фиг. 73. Геологическая схема Арагубского комплекса (план и профили I и II) [144]

А — конические, Б — кольцевые интрузии, IV — I — этапы формирования массива в протерозое. IV этап: 1—3 — граниты типа питерлита; III этап: 4 — диабазы и метадиабазы, иногда с палингеновым гранитом на контактах с вмещающими породами, 5 — мелкозернистые диоритовые лампрофиры, 6 — среднезернистые гранодиориты, граниты и аплиты, 7 — граниты типа питерлита; II — этап: 8 — метабазиты, 9 — крупнозернистые диоритовые лампрофиры, 10 — кварцевые снейнто-диориты типа выборгита, 11 — гранодиориты типа выборгита, 12 — граниты типа питерлита; I этап: 13 — среднезернистые кварцевые снейнто-диориты, 14 — граниты и гранодиориты типа питерлита и выборгита, 15 — четвертичные отложения, 16 — олигоклазовые гнейсограниты и гранодиориты архея

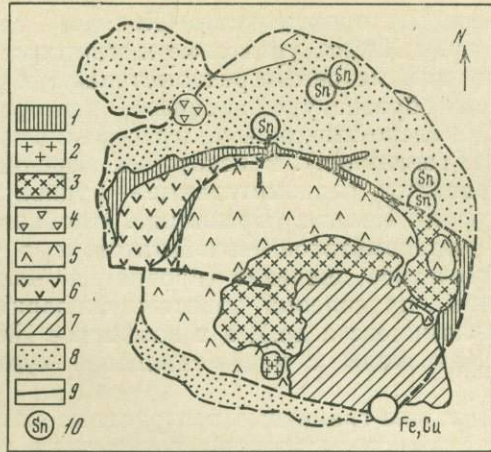
Внутри гранитных кольцевых комплексов имеются разнообразная гидротермально-кварцевая и грейзеновая минерализации, приуроченные к сети мелких линейных разрывов; причем от центра структуры к периферии отмечается зональность в ее распределении: от Sn к Sn-Cu, W-Mo, Bi, Au (комплексы Лохабер, Кларет Крик и др.).

Еще одним примером может служить гранитоидный рифейский комплекс Сабалока, расположенный в долине Нила (Судан). По данным Д. Алмонда [266], комплекс имеет бифокальное строение, в средней части нарушен зоной разлома. Он сложен по периферии более ранними образованиями вулканического цикла — муджиеритовыми (щелочно-базальтовыми) и риолитовыми лавами, их агломератами, туфами, игнимбритами. Центральную часть комплекса слагают граниты и снейнты. Олово-вольфрамовое оруденение приурочено к штокверку кварцевых жил в грейзенах, развивающихся на контакте кольцевой микрогранитной дайки с толщей гнейсов архея (западный край структуры).

Из приведенных выше примеров ясно выступает пространственная и генетическая связь рудопроявлений и магматизма. Каждый из типов

Фиг. 74. Оловянные и железомедные месторождения в кальдерном проседании кровли гранитного комплекса Кларет Крик, провинция Джорджтаун, Австралия [274]

- 1, 2 — риодациты:
 1 — биотитовые,
 2 — мусковит-биотитовые;
 3 — микроадамеллиты;
 4 — вулканическая брекчия;
 5 — серые риодацитовые игнимбриты;
 6 — риодацитовые туфы;
 7 — розовые игнимбриты;
 8 — граувакки силура — девона;
 9 — разломы;
 10 — рудники



центральных комплексов имеет свой набор месторождений полезных ископаемых.

В комплексах ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами магматические месторождения представлены перовскит-титаномагнетитовыми вкрапленными рудами в оливинитах и пироксенитах (массивы Хабозерской группы Карело-Кольской провинции), а также малотитанистыми магнетитовыми вкрапленными рудами в оливинитах (комплексы Ковдорский и Лесная Варакка). Метасоматические месторождения этих комплексов тесно связаны с карбонатитами, они весьма разнообразны и содержат богатые руды. Это редкометальные комплексные руды с пирохлором, гатчеттолитом, бадделенитом (например, в массивах Восточной Африки); пространственно они тесно сочетаются с апатитовыми и магнетитовыми рудами, также имеющими важное экономическое значение [56].

Э. А. Ланда и Л. С. Егоров [143] обобщили материалы по апатитовым месторождениям карбонатитоносных комплексов, выделив несколько рудных формаций, приуроченных к этапу внедрения ийолитов, затем перед, во время и после внедрения карбонатитов. Это апатитовые, апатит-флогопитовые, редкометально-магнетит-apatитовые и апатит-редкометальные месторождения (от самых высокотемпературных магматических до гидротермальных, сравнительно низкотемпературных). Железные руды карбонатитового этапа в некоторых случаях представлены не магнетитом, а гематитом (комплекс Фен, Норвегия). Медные руды, связанные с карбонатитоносным комплексом, известны и разрабатываются пока лишь в массиве Палабора.

Флогопитовые месторождения карбонатитоносных комплексов обычно тяготеют к площадям развития оливинитов и других гипербазитов (Ковдорский и Гулинский комплексы), но в некоторых случаях концентрируются в самих карбонатитах (Гулинский комплекс) в щелочных породах (Шава, Родезия) и в экзоконтактных фенитах.

Более низкотемпературные гидротермальные месторождения представлены редкоземельными (фтор-карбонаты редких земель) рудами или флюоритовыми залежами (Амба Донгар, Индия).

С щелочно-габброидными комплексами натриевого и калиевого рядов связаны ванадий-титан-железородные магматические месторождения в габбро. Здесь же встречаются редкометальные пегматиты, рудоносные редкометальные альбититы, генетически связанные с щелочными интрузивами этих комплексов.

Нефелин-сиенитовые комплексы также несут большую группу различных месторождений. Среди них магматогенные представлены апати-

товыми месторождениями (Хибины), глиноземными (нефелин-апатитовые руды Хибин, уртитовые и ювитовые руды различных массивов), а также комплексными редкометальными рудами типа Ловозерских. Весьма своеобразно урано-ториевое месторождение Квейнфелд, приуроченное к северо-западной части нефелин-сиенитового комплекса Илимауссак (Гренландия). В некоторых нефелин-сиенитовых комплексах широко развиты редкометальные — радиоактивные пегматиты (например, Посус ди Калдас, Бразилия). Ниобиевая минерализация характерна для метасоматитов — альбититов, и в ряде случаев она приобретает практическое значение (провинция Чилва, Малави). Среди гидротермальных проявлений известны флюоритовые и молибденовые (Хибинский комплекс и др.), а в комплексе Илимауссак — поздние гидротермальные жилы с медно-свинцовой сульфидно-сурьмяной минерализацией.

Щелочно-гранитные центральные комплексы имеют свой ряд месторождений, среди которых выделяются редкометальные тантал-ниобиевые, оловорудные и вольфрамовые (месторождения Нигерии). Метасоматические месторождения этой группы комплексов содержат пироксеновую и другую редкометальную минерализацию (месторождения Нигерии, Нигера, Алжира и др.). Молибден-олово-висмутовые гидротермальные месторождения известны в щелочно-гранитоидных комплексах Африки и Америки.

Гранит-гранодиоритовые кольцевые комплексы обычно сопровождаются метасоматической скарново-грейзеновой минерализацией. Известны олово-вольфрамовые месторождения Сабалока и другие в Судане, аналогичные месторождения в Камеруне, а также золотые, медные, оловянные, вольфрамовые гидротермальные месторождения в кольцевых комплексах провинции Джоржтаун (Австралия) и молибденская минерализация в протерозойских гранит-гранодиоритовых комплексах Кольского полуострова.

В сложных полиформационных комплексах, часто объединяющих разновозрастные магматические образования контрастного состава, наиболее ясно отражаются связи месторождений с разными магматическими источниками. Например, в сложном комплексе Инагли (Алдан) с дунитами ассоциирует платиновая минерализация, а с воздействием на дуниты более поздней щелочной магмы — месторождения флогопита и хромдиоксида. В некоторых случаях имеет место наложение близких по составу руд разного генезиса. Так, в центральном штокверке Ковдорского комплекса пространственно совместились гистеромагматический и метасоматический типы железных руд.

Выше отмечалось, что магматизм центральных комплексов в большинстве своем отличается повышенной ролью щелочей и летучих компонентов в составе пород. Эта общая особенность комплексов способствует широкому развитию редкометальной (Zr, Nb, Ti и др.) минерализации, образованию слюдитов, амфибол-асбеста, залежей флюорита.

ВЫВОДЫ

Центральные магматические комплексы — характерные образования эпох активизации платформ во всех ее проявлениях, таких, как обновление стыков мегаблоков архейского заложения, образование новых систем глубинных разломов, рифтовых зон, авлакогенов, грабен и т. д. Полиформационный состав и длительность развития центральных комплексов — следствие многократной активизации одних и тех же глубинных разломов. На примере Балтийского, Украинского, Алданского и Анабарского щитов были показаны конкретные примеры геологической позиции и условий формирования магматических комплексов центрального типа.

Для этих образований характерна пестрота состава и взаимоотношений слагающих их горных пород. Анализ большого числа объектов позволил выделить моноформационные и полиформационные комплексы при подчиненном отношении первых ко вторым (как частный случай развития полиформационных образований). В формировании этих сложных магматических комплексов принимали участие расплавы разных уровней генерации магмы; в некоторых осуществлялось влияние глубинных магм на участки коры с возникновением коровых расплавов. В этих процессах повсеместно отмечается значительная роль продуктов дегазации мантии, обогащение летучими и щелочными соединениями, а также рядом микроэлементов, имеющих мантийное происхождение.

В отношении магматизма и оруденения центральных комплексов устанавливается тесная генетическая связь, хорошо наблюдаемая не только для магматических месторождений, но и для многих послемагматических проявлений.

Закономерные связи между геологической историей развития полиформационных комплексов, эволюцией их магматизма и рудообразования показаны в табл. 35, в которой представлены некоторые из охарактеризованных выше объектов. Анализ этих данных выявляет следующие закономерности.

1. Определенное место магматических комплексов центрального типа в истории развития тектонических структур Земли: первые центральные комплексы появились после 2 млрд. лет, образование их происходило неоднократно вплоть до кайнозоя.

2. Значительная длительность их формирования, охватывающая десятки и даже сотни миллионов лет. Нам представляется, что при детальном изучении центральных комплексов длительное развитие будет установлено для многих объектов.

3. Активная роль глубинных магм, принимающих участие в составе центральных комплексов и часто преобладающих. Именно они ответственны за динамику развития центральных структур в кровле периферических приповерхностных очагов.

4. Исключительное разнообразие горных пород и исходных магматических источников и вместе с тем наличие стандартных ассоциаций, повторяющихся в различные этапы тектонической активизации платформ.

5. Совмещение в пределах рудных полей центральных комплексов разновозрастных месторождений, которые связаны с различными источниками и относятся к разным генетическим типам — от собственно магматических до гидротермальных.

6. Решающая роль в пространственном распределении оруденения кольцевых структур и осложняющих их элементов; закономерные комбинации тех и других в разных ассоциациях магматических пород.

Анализ имеющихся на сегодня данных позволяет наметить четыре наиболее распространенных типа рудных полей, связанных с центральными магматическими комплексами. К первому из них относятся рудные поля ассоциации II, имеющие в составе главным образом магматические месторождения, которые формировались в разные этапы становления центральных структур. Рудные поля второго типа связаны с ассоциациями III и Ib. Для них характерна комбинация магматических и постмагматических месторождений. Положение последних контролируется наложенными дизъюнктивами и зонами экзоконтактитов. Рудные поля третьего типа характерны для ассоциации Ia; в них преобладают карбонатитовые и другие месторождения, приуроченные к элементам центральной структуры и более поздним наложенным разломам. Магматические месторождения здесь связаны с ранними гипербазитами. Четвертый тип рудных полей представляет собой разнообразные гидротермальные месторождения ассоциации IV, связанные с экзоконтактными зонами и наложенными дизъюнктивами.

Таблица 35. История формирования и рудоносность некоторых полиформационных магматических комплексов центрального типа

Типы ассоциаций	Магматические формации	Комплексы центрального типа	Время образования, млн. лет	Магматический комплекс и его структурные особенности	Оруденение (минерализация)	Структурные условия локализации оруденения	Литературные источники
Ia	Ультраосновная с щелочными породами и карбонатами	Ковдорский (Балтийский щит)	700—340	Сложный с концентрическими и линейными ослабленными зонами	Магнетитовые руды Флогопит Апатит-титаномагнетитовые руды	Центральный шток оливинитов Зона полукольцевого разлома Узел пересечения поздних линейных разломов на периферии структуры	[112, 224]
		Арбарастахский (Алданский щит)	700—600	Конический моноцентральный	То же Флогопит Редкометалльная минерализация Флюорит	Зона дугообразного разлома Узел пересечения линейных разломов в центре структуры Зоны обновления конических разломов Системы трещин вдоль линейных разломов	[58]
		Гулинский (склон Анабарского щита)		Сложный полицентральный	Титаномагнетитовые шпирово-вкрапленные руды Флогопит Флогопит и апатит Магнетит-апатитовые руды	Дугообразные и линейные тела рудных пироксенитов и перидотитов Экзоконтактная зона карбонатитового тела Поздние штоки карбонатитов, расположенных в сумеридиональной зоне разлома Узлы пересечения разломов внутри Южного карбонатитового тела	[66, 72]
		Ессей (там же)		Кольцевой полицентральный	То же	Кольцевой и линейный разломы, узлы пересечения линейных зон	[143, 258]
		Палабора (Южно-Африканский щит)	2000—1100	То же	Медные руды с побочными магнетитом, апатитом, ураноторианитом, бадделентом, золотом и серебром. Вермикулит (флогопит) Апатит	Центральный карбонатитовый шток Конические тела Экзоконтактные зоны карбонатитового штока	[69]
		Iб	Ультраосновная с габброидами, гранитоидами и щелочными породами	Инаглинский (Алданский щит)	600—105	Кольцевой полицентральный	Вкрапленная минерализация платиноидов Вермикулит (флогопит) Апатит
Кургинский (Балтийский щит)	2000—430—280			Сложный полицентральный	Вкрапленные магнетитовые руды с ванадием и никелем		[139]

Таблица 35. (окончание)

Типы ассоциаций	Магматические формации	Комплексы центрального типа	Время образования, млн. лет	Магматический комплекс и его структурные особенности	Оруденение (минерализация)	Структурные условия локализации оруденения	Литературные источники
II	Габброидная с щелочными и субщелочными сиенитами	Елетьозерский (там же)	1950—1740	Полицентральный кольцевой, осложненный субмеридиональными разломами	Железо-титановые вкрапленные руды Редкометалльная минерализация	Кольцевые и линейные тела рудных габброидов Секущие линейные зоны развития щелочных пегматитов и метасоматитов	[139, 29]
		Октябрьский (Украинский щит)	2700—1900— —1750—1500	Сложный кольцевой, разбитый на блоки радиальными и линейными разломами	Редкометалльная минерализация	Дугообразные, блоковые и линейные тела щелочных метасоматитов	[77]
III	Нефелин-щелочно-сиенитовая	Хибинский (Балтийский щит)	400—280	Сложный полицентральный	Нефелин-апатитовые руды Титановые (сфеновые) руды Редкометалльная минерализация в пегматитах Молибденовая минерализация Колчеданные руды	Ийолит-уртитовая дуга, разбитая радиальными разломами на блоки Верхний контакт нефелин-апатитовых тел с нефелиновыми сиенитами Дугообразная зона в теле хибинитов Обновленные участки кольцевых разломов Экзоконтактные роговики южнее комплекса	[84, 113]
		Илимауссак (Канадский щит)	1600—1100	То же	Редкометалльные (уран-торийредкоземельные) вкрапленные руды Ниобиевая минерализация Бериллиевые руды Медно-свинцовая минерализация	Северо-западный сегмент краевого кольцевого разлома Линейные зоны Узел пересечения зон трещиноватости Линейные зоны трещиноватости	[306, 291, 296]
IVa	Щелочно-гранитовидная	Джос-Букуру (Нигерийский щит)	250—160	Сложный полицентральный	Редкометалльные (ниобий, тантал, олово) вкрапленные руды и коры их выветривания Тантал-ниобиевые (пирохлоровые) руды Молибденовые руды Минерализация топаза, касситерита, вольфрама	Кольцевые тела биотитовых гранитов Кольцевые (?) зоны альбитизации щелочных гранитов Зоны гидротермальной переработки щелочных гранитов Зоны контакта комплекса с вмещающими гранитогнейсами	[234, 272]
IVb	Гранит-гранодиоритовая	Арагубский и (Балтийский щит)	1900—1800	То же	Молибден-вольфрамфлюоритовая минерализация	Линейные зоны разломов	[144]
		Краудон, Кларет, Кумберленд и район Джорджтаун (склон Австралийского щита)		Сложные полицентральные комплексы и кальдерные проседания	Золотые и оловянные руды Медные и медно-серебряные руды Оловянная, медная, вольфраммолибденовая минерализация	Периферические кольцевые разломы и оперяющие их разломы в экзоконтактных ореолах Линейные разломы внутри магматических комплексов	[274]

Намечаются некоторые различия между рудоносными магматическими комплексами древнего и молодого возраста. Центральные комплексы, сформировавшиеся в период протоактивизации платформ, имеют в ряде случаев более глубокий эрозионный срез, сложены относительно глубинными фациями пород, причем месторождения сосредоточены внутри контуров центральных структур. Более молодые магматические комплексы характеризуются широким развитием эффузивов и их пирокластов, наличием эксплозивных брекчий. Наряду с кольцевыми широко представлены различные элементы конических структур. Рудные поля этих молодых комплексов включают месторождения, связанные с вулканитами и обширными полями метасоматитов не только в пределах центральных структур, но и во вмещающих толщах, особенно в апикальных частях массивов и их кровле. При общем сходстве состава рудоносных карбонатитов в самых молодых из них широко развиты более низкотемпературные разновидности с месторождениями редких земель и фтора, а также с гётитом, окислами марганца, баритом и стронцианитом.

Выше было показано, что для магматических комплексов центрального типа характерно большое количество месторождений полезных ископаемых, имеющих весьма разнообразный состав. Месторождения эти концентрируются в пределах небольшой площади, включающей центральный магматический комплекс, контактные зоны и сопутствующие мелкие магматические тела. Отсюда проистекает экономическая выгода одновременной эксплуатации разных по составу месторождений (например, Ковдорская группа месторождений). Среди месторождений, приуроченных к центральным магматическим комплексам, имеется немало типов, особенно важных для технического прогресса, таких, как ниобий-танталовые, бериллиевые и др. Комплексность состава руд многих месторождений повышает их ценность для практического использования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление данных по геологии и рудоносности Алданского, Балтийского, Западно-Австралийского, Канадского, Украинского щитов показывает, что в связи с эволюционным развитием тектонических структур докембрия происходит закономерная смена во времени эндогенных месторождений, которые подразделяются на две генетические группы (магматогенную и метаморфогенную) и пять классов (магматический, постмагматический, метаморфизованный, метаморфический и постметаморфический).

Эндогенную металлогению кратонов определяют редкометалльные пегматиты, метаморфизованные магматические месторождения хромитов и сульфидных медно-никелевых руд, постметаморфические гидротермальные месторождения золота; протогеосинклинальных поясов — метаморфизованные вулканогенно-осадочные месторождения свинцово-цинковых, железных и марганцевых руд, магматические месторождения меди, никеля, титана в базитах и гипербазитах, метаморфические месторождения магнетита, флогопита в магнезиальных скарнах и мусковита в пегматитах; областей протоактивизации — рудоносные щелочные метасоматиты в крупных региональных разломах, магматические месторождения хрома, титана, платины, никеля, меди в расслоенных интрузиях основного—ультраосновного состава; областей тектоно-магматической активизации — магматические и постмагматические месторождения редких металлов, апатита, флогопита в ассоциации с массивами ультраосновных—щелочных и щелочных пород и т. д.

При всем многообразии эндогенных рудных месторождений древних щитов их объединяет взаимосвязь между структурными и петрологическими условиями образования и локализации. Так, богатые руды архейских медно-никелевых месторождений контролируются зонами прогрессивного дислокационного метаморфизма амфиболитовой фации и образованы за счет первичной вкрапленности сульфидов в дифференцированных залежах коматитов; редкометалльно-мусковитовые пегматиты сформированы при определенном термодинамическом режиме регионального метаморфизма и в то же время приурочены к определенным горизонтам и складчатым структурам метаморфических толщ; в рудоносных разломах кристаллического фундамента разные типы оруденения связаны с разными глубинными уровнями дислокационного метаморфизма.

Специфика рудоносных разломов кристаллического фундамента обусловлена структурными элементами двух нижних уровней — зонами бластомилонитов, бластокатаклизитов, инъекционных мигматитов, внутриразломных складок и будинажа. Они возникли в температурных границах амфиболитовой фации в результате гранитизации, пластического течения и перекристаллизации вещества. Многоэтапное развитие разломов в условиях амфиболитовой фации, внедрение даек в зоны бластомилонитов, мигматизация зон протоклаза свидетельствуют, что на вертикальную зональность разрывных структур влияют не только глубина,

но и подъем новых порций расплавов и высокотемпературных флюидов.

Структурно-петрологические исследования позволили понять закономерности локализации в разломах фундамента рудоносных щелочных метасоматитов, которые представляют особую группу руднометасоматических формаций. В результате исследований доказан контроль калиевых метасоматитов с гентгельвиновым оруденением зонами бластомилонитов амфиболитовой фации; выявлены типы разломов, наиболее благоприятные для формирования ураноносных натровых метасоматитов; найдены петрологические критерии ураноносности альбититов, базирующиеся на количественных соотношениях ранних и поздних минеральных ассоциаций; установлена вертикальная зональность натрового метасоматоза, которая может быть использована для поисков на глубине новых рудных залежей.

Закономерные связи между структурными и петрологическими условиями эндогенного рудообразования выявлены и в магматических комплексах центрального типа. Поскольку решающая роль в образовании этих комплексов принадлежит магматическим факторам, в основу сопоставлений положены ассоциации изверженных пород, последовательность их внедрения в верхние горизонты земной коры, реальные комбинации магматических и наложенных разрывных структур и генезис оруденения. В итоге показано, что: эти комплексы представляют собой полиформационные образования, для них характерно совмещение в единых рудных полях разновозрастных и различных по своему происхождению эндогенных месторождений и, наконец, что разные типы рудных полей возникают на разных этапах формирования центральных структур.

Таким образом, структурно-петрологические исследования открывают дополнительные возможности для познания генезиса и закономерностей размещения эндогенных рудных месторождений на древних щитах. Но пока намечены лишь общие контуры этого направления исследований и рассмотрены немногие характерные примеры. В качестве ближайших задач можно назвать: выяснение условий формирования типоморфных рудных месторождений и их геологической позиции; сравнительный анализ локальных рудоносных структур с учетом их эволюции во времени; изучение прогрессивной ветви дислокационного метаморфизма и условий образования разломов в метаморфических комплексах гранулитовой фации; сравнительную характеристику минеральных ассоциаций деформированных горных пород; количественную оценку вертикальной зональности разрывных нарушений, благоприятных для рудоотложения; разработку новых структурно-петрологических критериев перспективности древних щитов на эндогенные рудные месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдеев А. В. О кольцевых структурах магматических комплексов.— Сов. геол., 1965, № 10.
2. Аксаментова Н. В. Геолого-геохимические особенности и генезис девонского щелочного гранит-диоритового комплекса северо-западного Предчирчингизья (Центральный Казахстан).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 6.
3. Александров И. В. Натровый метасоматоз в Криворожье.— В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза. М., Изд-во АН СССР, 1963.
4. Апельцин Ф. Р. Гранитный магматизм и редкометальное оруденение.— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., «Наука», 1972.
5. Апельцин Ф. Р., Якушин Л. Н. Процесс щелочного метасоматоза и поздние гранитоиды Полярного Урала.— В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, горн. ин-т, 1970.
6. Аракелянц М. М., Иванов И. Б., Казанский В. И., Прохоров К. В. К-Аг возраст древних тектонитов Кировоградской зоны разломов. Тезисы докладов на XVIII сессии комиссии по определению возраста геологических формаций АН СССР. М., «Знание», 1973.
7. Архангельская В. В. О тантало-ниобиевом оруденении в древних метасоматических образованиях Восточной Сибири.— Геол. рудн. месторожд., 1968, № 5.
8. Архангельская В. В. О переменном составе щелочного амфибола пироклорсодержащих гранитоподобных щелочных метасоматических пород.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, 48, вып. 3.
9. Архангельская В. В., Гинзбург А. И. Редкометальные месторождения зон тектоно-магматической активизации.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. XI. М., «Наука», 1975.
10. Архангельская В. В., Тулохонов М. И. Особенности пространственной локализации и химико-минералогического состава гранитоподобных щелочных метасоматитов Олекма-Витимской горной страны.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья, вып. 5. Чита, Изд-во Забайкальск. фил. геогр. о-ва СССР, 1970.
11. Архангельская В. В., Тулохонов М. И. Особенности химического состава метасоматитов и эволюция вещества в процессе их образования.— В кн.: Редкометальные щелочные метасоматиты Восточной Сибири. Чита, Изд-во Забайкальск. фил. геогр. о-ва СССР, 1971.
12. Архангельская В. В., Тулохонов М. И. Генезис редкометальных метасоматитов.— В кн.: Редкометальные щелочные метасоматиты Восточной Сибири. Чита, Изд-во Забайкальск. фил. геогр. о-ва СССР, 1971.
13. Архангельская В. В., Тулохонов М. И. Основные черты минералогии редкометальных щелочных метасоматитов.— В кн.: Редкометальные щелочные метасоматиты Восточной Сибири. Чита, Изд-во Забайкальск. фил. геогр. о-ва СССР, 1971.
14. Балицкий В. С., Комова В. В. Влияние физико-химических факторов на интенсивность и скорость процесса замещения микроклина альбитом.— Докл. АН СССР, 1961, 138, № 3.
15. Батиева И. Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л., «Наука», 1976.
16. Белевцев Р. Я. Региональная метаморфическая зональность Украинского щита.— Геол. ж., 1972, 32, вып. 3.
17. Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
18. Белевцев Я. Н., Гречишников Н. П., Крамар О. А. Структурные условия образования и размещения некоторых типов урановых месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1968, № 5.
19. Белевцев Я. Н., Калев Г. И., Галецкий Л. С. Эпохи и зоны активизации Украинского щита и связь с ними оруденения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. XI. М., «Наука», 1975.
20. Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Николаенко В. И. Современные проблемы эндогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1972.

21. Белевцев Я. Н., Рудницкий П. М., Сухинин А. Н. и др. О стратиграфии и структуре центральной части Украинского щита.— Геол. ж., 1971, 31, вып. 2.
22. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
23. Беус А. А., Залашкова Н. Е. О процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 4.
24. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
25. Билибина Т. В. Основные черты металлогении щитов и областей их активизации.— В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л., ВСЕГЕИ, 1973.
26. Билибина Т. В., Дашкова А. Д., Казанский В. И., Шмидт А. О. Дислокационный метаморфизм пород центральной части Украинского щита.— Сов. геол., 1974, № 1.
27. Билибина Т. В., Казанский В. И., Кратц К. О. Рудоносные формации и структуры докембрия.— В кн.: Корреляция докембрия. М., «Наука», 1977.
28. Билибина Т. В., Казанский В. И., Кратц К. О. Рудные формации и рудоносные структуры раннего докембрия.— Геол. рудн. месторожд., 1976, № 4.
29. Богачев А. И., Зак С. И., Сафронова Г. П., Ильина К. А. Геология и петрология Ельтозерского массива габброидных пород Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
30. Богданов Ю. В. Геология, закономерности размещения и условия образования медистых песчаников северо-востока Олекмо-Витимской горной страны.— Сов. геол., 1965, № 11.
31. Быстревская С. С., Земсков Г. А., Виноградов Г. Г. Новые данные о строении Ильинского палеовулкана на Украинском щите.— Геол. ж., 1974, 34, вып. 3.
32. Вальтер А. А. Расшифровка Ильинской структуры как астроблемы (Винницкая обл. УССР).— Докл. АН СССР, 1975, 224, № 6.
33. Вилли П., Таттл А. Плавление в земной коре.— Труды XXI Междунар. геол. конгр., вып. 11. М., ИЛ, 1963.
34. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.
35. Винчелл А. Я., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953.
36. Вировлянский Г. М., Благодателева Ю. Н., Онохин Ф. М., Карташов Н. Г. Главнейшие черты структуры Хибинских апатитовых месторождений и их поисковое значение.— В кн.: Хибинские апатитовые месторождения. М., «Недра», 1965.
37. Войткевич Г. В., Лебедев Г. И. Полезные ископаемые и металлогения докембрия. М., «Недра», 1975.
38. Воробьева О. А., Покровский С. Д. Геолого-петрографический очерк Ловозерских тундр.— В кн.: Хибинские апатиты, т. 8. Л., Госхимтехиздат, 1935.
39. Галахов А. В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л., «Наука», 1975.
40. Галецкий Л. С. Новая бериллиеносная формация.— Разв. и охр. недр, 1968, № 5.
41. Галецкий Л. С. Новый тип апогранитов.— Геол. ж., 1970, 30, вып. 6.
42. Галецкий Л. С. Гентгельвиновое оруденение — новый высококачественный тип бериллиевого сырья.— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 3.
43. Галюк В. А., Шмакин Б. М. Милониты и милонитизированные породы Эмельджакского флогопитового месторождения.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1961, № 9.
44. Гарсон М. С. Карбонатиты Малави.— В кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969.
45. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. М., «Недра», 1975.
46. Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований, вып. 4. Л., «Недра», 1972.
47. Геологический словарь. М., «Недра», 1973.
48. Геология и генезис докембрийских железистокремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972.
49. Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид (Беломорско-Карельский глубинный разлом). Л., «Наука», 1974.
50. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., «Наука», 1965.
51. Гинзбург А. И., Архангельская В. В., Шацкая В. Т. Полевошпатовые метасоматиты — новый генетический тип месторождений полезных ископаемых.— Разв. и охр. недр, 1973, № 1.
52. Гинзбург А. И., Кудрин В. С., Архангельская В. В. Метасоматические породы щелочных гранитов — новый возможный источник криолита.— Разв. и охр. недр, 1970, № 5.
53. Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
54. Гинтов О. Б., Патрикян Р. П., Тимошенко А. И. Коростеньский сложный плутон как гигантская кольцевая тектоно-магматическая структура.— Геол. ж., 1974, 34, вып. 3.
55. Гинтов О. Б., Шевченко Т. П., Голуб В. Н. Об эндогенной природе Ильинской структуры.— Геол. ж., 1975, 35, вып. 1.
56. Гиттинс Дж. Краткий обзор по карбонатитовым комплексам.— В кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969.

57. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. Под ред. Л. С. Бородина. М., «Наука», 1974.
58. *Глаголев А. А., Корчагин А. М., Харченков А. Г.* Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М., «Наука», 1974.
59. *Глебовицкий В. А.* Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., «Наука», 1973.
60. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М., «Наука», 1971.
61. *Глуховский М. З., Павловский Е. В.* К проблеме ранних стадий развития Земли.— Геотектоника, 1973, № 2.
62. *Горбунов Л. В., Самойлович Л. А.* Растворимость кремнезема в гидротермальных растворах в связи с некоторыми проблемами геохимии и синтеза кварца.— В кн.: Итоги науки — геохимия, минералогия, петрография. М., ВИНТИ, 1966.
63. *Горжевский Д. И., Козеренко В. Н.* Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1966.
64. *Готман Я. Д., Голева Р. В.* Баланс вещества при формировании натровых метасоматитов.— Геол. ж., 1973, 33, вып. 4.
65. *Гудков А. А., Келле Э. Я.* Центральная часть северного склона Анабарской антеклизы (новые данные о тектонике).— В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1972.
66. Гулинская интрузия ультраосновных — щелочных пород.— Труды НИИГА, 1961, 122.
67. *Джонсон Р. Л.* Карбонатиты Шава и Дарова, Родезия.— В кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969.
68. *Дзевановский Ю. К.* К вопросу пространственного распределения мезозойских щелочных и субщелочных пород Алданской плиты.— Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1956, вып. 1.
69. *Динс Т.* Геолого-экономическая характеристика карбонатитов Африки.— В кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969.
70. *Дук В. Л.* Складки зоны ультраметаморфизма (северная часть северо-западного Беломорья). Л., «Наука», 1967.
71. *Дэли Р.* Изверженные породы и глубины земли. Л.— М., ОНТИ главн. ред. геол. разв. и геофиз. лит., 1936.
72. *Егоров Л. С.* Происхождение и формационный состав Маймеча-Котуйского магматического комплекса.— В кн.: Карбонатиты и щелочные породы Севера Сибири. Л., НИИГА, 1970.
73. *Егоров Л. С., Рудяченко В. М., Сурина Н. П.* О структурно-геологическом положении ультраосновных — щелочных пород в Маймеча-Котуйской провинции.— Докл. АН СССР, 1968, 182, № 1.
74. *Егоров Ю. П., Сухинин А. Н.* Некоторые закономерности формирования и размещения метасоматических месторождений урана в докембрии.— Геол. ж., 1969, № 2.
75. *Елисеев Н. А.* О геологических структурах Хибинского и Ловозерского интрузивных массивов.— Проблемы сов. геол. М.— Л., ОНТИ, 1936, 6, № 1.
76. *Елисеев Н. А.* Метаморфизм. М., «Недра», 1963.
77. *Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П.* Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М.— Л., «Наука», 1965.
78. *Ельянов А. А., Моралев В. М.* Глубины формирования и эрозийного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 5.
79. *Жабин А. Г., Харченков А. Г.* Карбонатитовый комплекс Арбарастах.— В кн.: Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М., «Наука», 1973.
80. *Жариков В. А.* Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Кармазара.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 14.
81. *Жариков В. А., Омельяненко Б. И.* Некоторые проблемы изучения изменения вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965.
82. *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
83. *Зак С. И.* Вопросы генезиса магматических ильменито-магнетитовых руд на примере Ельтозерской интрузии.— Сов. геол., 1960, № 3.
84. *Зак С. И., Каменев Е. А., Минаков Ф. В.* и др. Хибинский щелочной массив. Л., «Недра», 1972.
85. *Звягинцев Л. И.* Влияние условий формирования на физико-механические свойства гранитоидов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5.
86. *Звягинцев Л. И., Короткова О. Н.* Исследование упругих свойств горных пород с целью анализа геологических структур.— В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., «Наука», 1973.

87. *Звягинцев Л. И., Подольский А. М.* Петрофизические признаки условий формирования оловоносных гранитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 9.
88. *Звягинцев Л. И., Томашевская И. С.* О механизме образования трещинных структур в кристаллических породах в условиях неравномерного сжатия. Тезисы докл. по эксперименту и моделированию в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск, Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1973.
89. *Звягинцев Л. И., Томашевская И. С.* Механизм образования трещин в горных породах. Тезисы докл. на V Междунар. конф. по физике и технике высоких давлений. М., «Наука», 1975.
90. Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами. М., «Недра», 1972.
91. Интрузии, гидротермально-метасоматические образования и медно-молибденовое оруденение. М., «Наука», 1975.
92. *Казанский В. И.* О внутреннем строении архейских разломов Центрально-Алданского района.— Геол. рудн. месторожд., 1965, № 2.
93. *Казанский В. И.* Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., «Недра», 1972.
94. *Казанский В. И.* Дислокационный метаморфизм и эндогенное рудообразование в разломах кристаллического фундамента.— В кн.: Минеральные месторождения. М., «Наука», 1972.
95. *Казанский В. И.* Рудоносные разломы активизированных областей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. XI. М., «Наука», 1975.
96. *Казанский В. И., Иванов И. Б., Лихоманов А. Г.* и др. Соотношение раннепротерозойских дайковых пород с флогопитовыми залежами на месторождениях Эмельджак и Каталах.— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 6.
97. *Казанский В. И., Крупенников В. А., Омеляненко Б. И., Прусс А. К.* О структурных и петрологических условиях образования ураноносных альбититов.— Геол. рудн. месторожд., 1968, № 1.
98. *Казанский В. И., Кузнецов А. В., Прохоров К. В.* Древние тектониты Кировоградской зоны разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 12.
99. *Казанский В. И., Лаверов Н. П., Тугаринов А. И.* Источники рудного вещества эндогенных урановых месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 4.
100. *Казанский В. И., Омеляненко Б. И., Прохоров К. В.* О вертикальной зональности ураноносных натровых метасоматитов.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1974.
101. *Калыев Г. И.* Гранитизация и тектоника (проблема взаимосвязей).— Геол. ж., 1970, 30, вып. 2.
102. *Калыев Г. И.* Тектоника Украинского щита и положение его в структуре Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Тектоника древних платформ. М., «Наука», 1973.
103. *Калыев Г. И., Комаров А. И.* Складчатые структуры Кировоградского блока (центральная часть Украинского щита).— Геол. ж., 1969, 29, вып. 6.
104. *Каменев Е. А.* Трещинная тектоника Хибинского щелочного массива.— В кн.: Магматизм и геология Кольского полуострова. М., Госгеолтехиздат, 1963.
105. *Каменев Е. А.* Геология и структура Коашвинского апатитового месторождения. Л., «Недра», 1975.
106. *Карпова Е. Д.* Сводово-глыбовые области и их металлогения.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1968, 155.
107. Карта тектоники докембрия континентов в масштабе 1:15 000 000. Объяснительная записка. М., «Наука», 1974.
108. *Клековкин Н. Ф., Горшков Г. С.* Геологический очерк Эмельджакского месторождения флогопита (Томмотский район ЯАССР).— Труды Алданск. геол.-развед. экспед., 1944, вып. 1.
109. *Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В.* Геология месторождений редких элементов Африки. М., «Наука», 1964.
110. *Кононов Ю. В., Этингоф И. М.* Геологические формации ингуло-ингулецкого водораздела.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
111. *Кононова В. А.* Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М., «Наука», 1976.
112. *Кононова В. А., Свешникова Е. В.* О связи щелочного магматизма с историей развития кольцевой структуры Ковдорского типа (Кольский полуостров).— Труды Кольск. фил. АН СССР, 1970, вып. 3.
113. *Кононова В. А., Шанин Л. Л., Аракелянц М. М.* Время формирования щелочных массивов и карбонатитов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 5.
114. *Коржинский Д. С.* Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях.— В кн.: Академику Д. С. Белякину к 70-летию со дня рождения. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.
115. *Коржинский Д. С.* Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья.— Труды ИГН АН СССР. Сер. петрогр., 1947, вып. 29, № 10.

116. *Коржинский Д. С.* Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2.
117. *Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
118. *Коржинский Д. С.* Проблемы петрографии магматических пород, связанных со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955.
119. *Коржинский Д. С.* Кислотность-щелочность как главный фактор магматических процессов.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
120. *Коржинский Д. С.* Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубин Земли. М., «Наука», 1972.
121. *Коржинский Д. С.* Проблема различий метасоматических образований от магматических и осадочных.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1974.
122. *Корзун В. П.* Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-минерал. наук. Минск, 1974 (Ин-т геохимии и геофиз. АН БССР).
123. *Кориковский С. П.* Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезисы кальциевых амфиболов.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., «Наука», 1963.
124. Корреляция докембрия. М., «Наука», 1977.
125. *Костюк Е. А.* Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., «Наука», 1970.
126. *Краснов А. И.* О тектоническом строении фундамента Алданского щита в свете геологической интерпретации данных крупномасштабной аэрогеологической съемки.— Сов. геол., 1964, № 2.
127. *Кратц К. О., Глебовицкий В. А.* Метаморфические пояса СССР.— В кн.: Геология докембрия. Докл. сов. геол. Проблема 1. Л., «Наука», 1972.
128. *Кратц К. О., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. И.* и др. Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембрии СССР.— Геол. рудн. месторожд., 1973, № 6.
129. *Крейтер В. М.* Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956.
130. *Кренделев Ф. П.* Металлоносные конгломераты мира. Новосибирск, «Наука», 1974.
131. *Крупенников В. А.* Роль физико-механических свойств ультраметаморфических пород кристаллического фундамента в литологическом контроле ураноносных альбититов.— В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений, М., «Наука», 1973.
132. *Кудрин В. С.* О формации редкометалльных щелочных кварц-полевошпатовых метасоматитов зон регионального метаморфизма.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 5.
133. *Кудрин В. С.* Опыт детального геологического картирования щелочных метасоматитов с редкометалльным оруденением.— В кн.: Особенности методики детального картирования и геологической оценки редкометалльных месторождений, связанных с щелочным метасоматозом в среде метаморфических толщ. М., ВИМС, 1972.
134. *Кудрин В. С., Кудрина М. А.* Об условиях локализации богатых пирохлоровых руд в редкометалльных метасоматитах.— В кн.: Особенности методики детального картирования и геологической оценки редкометалльных месторождений, связанных с щелочным метасоматозом в среде метаморфических толщ. М., ВИМС, 1972.
135. *Кудрин В. С., Силаев А. Е.* Петрохимические критерии систематики редкометалльных метасоматитов состава щелочных гранитов, сформированных в метаморфических породах.— В кн.: Особенности методики детального картирования и геологической оценки редкометалльных месторождений, связанных с щелочным метасоматозом в среде метаморфических толщ. М., ВИМС, 1972.
136. *Кузнецов Ю. А., Яшин А. Л.* Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геол. и геофиз., 1967, № 10.
137. *Кулон Ж.* Разрастание океанического дна и дрейф материков. Л., «Недра», 1973.
138. *Куплетский Б. М.* Количественно-минералогический состав гранитоидов.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1953.
139. *Кухаренко А. А., Булах А. Г., Ильинский Г. А.* и др. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Л., «Недра», 1971.
140. *Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г.* и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965.
141. *Кушев В. Г.* Щелочные метасоматиты в докембрии Украинского щита.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970.
142. *Кушев В. Г.* Щелочные метасоматиты докембрия. Л., «Недра», 1972.

143. Ланда Э. А., Егоров Л. С. Апатитовые месторождения карбонатитовых комплексов. М., «Недра», 1974.
144. Левковский Р. З. О методике структурного картирования массивов порфировидных гранитоидов (на примере массивов северо-западной части Кольского полуострова).— В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., «Наука», 1970.
145. Лихоманов А. Г. Раннепротерозойские жильные породы среднего состава в кристаллическом фундаменте Центрально-Алданского района. Автореф. работ сотр. ИГЕМ АН СССР за 1969 г. М., ИГЕМ АН СССР, 1970.
146. Лихоманов А. Г. Тектоническая позиция раннепротерозойских дайковых пород в Центрально-Алданском районе.— Сов. геол., 1973, № 3.
147. Лицарев М. А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. М., Изд-во АН СССР, 1961.
148. Лобанов М. П. О генезисе редкометалльных метасоматитов Прибайкалья.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 3.
149. Лобанов М. П., Охотников И. А. Активизированные краевые швы юга Сибирской платформы.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. XI. М., «Наука», 1975.
150. Лобанов М. П., Педяш Г. М. К соотношению диафтореза и метасоматоза в зонах смятия (на примере Байкало-Патомского нагорья).— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Недра», 1975.
151. Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. М., «Наука», 1965.
152. Магакьян И. Г. Металлогения. М., «Недра», 1974.
153. Магидович В. И., Магидович Т. С. О генезисе гранитоидов Новоукраинского массива.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 8.
154. Максимов Е. П. Мезозойские кольцевые магматические комплексы Алданского щита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 3.
155. Максимов Е. П. Естественные ассоциации мезозойских изверженных пород Алданского щита. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1973.
156. Максимов Е. П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4.
157. Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.
158. Маракушев А. А. Устойчивость альмандина и его парагенезисов.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970.
159. Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во МГУ, 1973.
160. Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3.
161. Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л. Минеральные фации кислотности — щелочности гранитоидов, бедных кальцием.— В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., «Наука», 1966.
162. Масайтис В. Л. Разломы Сибирской платформы.— В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964.
163. Матиас М. Щелочные породы Южной Африки.— В кн.: Щелочные породы. М., «Мир», 1976.
164. Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971.
165. Металлогения докембрия. Тезисы докладов I Всесоюзного совещания по металлогении докембрия. Л., ВСЕГЕИ, 1975.
166. Металлогения Украины и Молдавии. Киев, «Наукова думка», 1974.
167. Минеева И. Г., Копченко Е. В. Особенности метасоматической и рудной зональности в процессе формирования ураноносных альбититов докембрия.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., ВСЕГЕИ, 1976.
168. Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1940, 18, вып. 3—4.
169. Михайлов Д. А. Геологоструктурные особенности метасоматических образований Эмельджакского флогопитового месторождения (Южная Якутия).— Труды ЛАГЕД СССР, 1960, вып. 9.
170. Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975.
171. Мурзаев С. П. Петрология флогопитоносных магнизиальных скарнов. Якутск. кн. изд-во, 1974.
172. Мусковитовые пегматиты СССР. Л., «Наука», 1975.
173. Невский В. А., Котляр В. Н. Структура эндогенных месторождений, связанных с кольцевыми разломами.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 5.
174. Никольский А. П., Прусс А. К. Расчленение гранитоидов складчатого докембрия Украинского щита при геологическом картировании.— Геол. ж., 1971, 31, вып. 4.
175. Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.

176. Онохин Ф. М. Новые данные о структурных условиях формирования Юкспорского апатито-нефелинового месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1966, 8, № 2.
177. Осокин Е. Д. Метасоматиты Октябрьского щелочного массива.— В кн.: Редкометальные метасоматиты щелочных массивов. М., «Наука», 1967.
178. Павлов А. П. Геологическая история европейских земель и морей. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
179. Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Сер. геол., 1962, вып. 5.
180. Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры).— В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М., Изд-во АН СССР, 1963.
181. Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геол., 1972, № 12.
182. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970.
183. Перчук Л. Л. Сосуществующие минералы. Л., «Недра», 1971.
184. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М., «Наука», 1973.
185. Петров Р. П., Карпенко В. С., Мещерский Ю. А. О месторождениях урана в железорудных формациях докембрия. М., Атомиздат, 1969.
186. Пиенаар П. Дж. Докембрийские ураноносные конгломераты Онтарио. М., «Мир», 1967.
187. Платен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.
188. Полканов А. А. Генетическая систематика интрузий платформы — кратогена.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 6.
189. Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973.
190. Проблемы кристаллохимии и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967.
191. Проблемы металлогении областей тектоно-магматической активизации. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. XI. М., «Наука», 1975.
192. Радзвилл А. Я., Довгаль Ю. М. Тектоническое положение Болтышской кальдеры в структуре Украинского кристаллического щита.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., «Наука», 1973.
193. Раннедокембрийские гранитоидные формации. Л., «Наука», 1975.
194. Розанов Ю. А. Роль физико-механических свойств горных пород в процессах петро- и рудогенезиса.— В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., «Наука», 1973.
195. Роненсон Б. М., Ройзенман Ф. М. Типы тектонических структур флогопитовых месторождений Алдана.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1970, № 1.
196. Руденко С. А. Морфолого-генетическая классификация пертитовых сростаний.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1954, ч. 83, вып. 1, № 23.
197. Рудник В. А. Раннедокембрийская гранитизация и ее связь с тектоническим развитием Алданского щита.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1967, 135.
198. Рудник В. А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л., «Недра», 1975.
199. Рудник В. А., Бельев Г. М., Терентьев В. М. Закономерности формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Наука», 1970.
200. Рудник В. А., Терентьев В. М. Щелочные метасоматиты зон региональных разломов — новый тип околорудных измененных пород.— Материалы ко II конф. по околорудному метасоматизму. Л., ВСЕГЕИ, 1966.
201. Рудник В. А., Терентьев В. М., Собонович Э. В. Об архейском возрасте древнейших пород Алданского комплекса.— Докл. АН СССР, 1969, 188, № 4.
202. Рудные месторождения СССР. М., «Недра», 1974.
203. Рябчиков И. Д. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965.
204. Савицкий А. В., Штеллер Э. И. Геологическое истолкование Тыркандинской зоны аномального магнитного поля.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.
205. Салоп Л. И. Некоторые геологические аспекты проблемы золото-ураноносных конгломератов докембрия.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1972, 178.
206. Свешникова Е. В. Вулкано-плутонические формации щелочных магм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 9.
207. Свешникова Е. В. О геологическом положении трех генетических групп магматических комплексов центрального типа. Автореф. работ сотр. ИГЕМ АН СССР за 1969 г. М., ИГЕМ АН СССР, 1970.
208. Свешникова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М., «Недра», 1973.
209. Свириденко В. Т. Магматические формации и металлогения стадий тектоно-магматической активизации протолатформ.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. XI. М., «Наука», 1975.
210. Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли.— Сов. геол., 1975, № 2.

211. *Силаев А. Е.* Использование калиевых полевых шпатов с целью расчленения и выявления генезиса метасоматических пород состава щелочных гранитов.— В кн.: Особенности методики детального картирования и геологической оценки редкометальных месторождений, связанных со щелочным метасоматозом в среде метаморфических толщ. М., ВИМС, 1972.
212. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1965.
213. *Смирнов В. И.* Металлогения и источники рудообразующих веществ.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IX. М., «Наука», 1970.
214. *Смирнов В. И.* Метеоритная гипотеза происхождения Садбери.— Геол. рудн. месторожд., 1973, № 2.
215. *Собаченко В. Н., Костюкова Е. С., Кузнецова А. И.* и др. Геолого-геохимическая характеристика гранитоидов Даваанской и Приморской зон глубинных разломов Прибайкалья.— Геохимия, 1974, № 2.
216. *Соболев В. С.* Введение в минералогию силикатов. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1949.
217. *Соболев В. С.* О давлениях при процессах метаморфизма.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1961.
218. *Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А., Турченко С. А.* Генетическая классификация полезных ископаемых метаморфогенного типа.— Сов. геол., 1975, № 2.
219. *Страхов Н. М.* Железородные фации и их аналоги в истории Земли.— Труды ГИН АН СССР, серия геол., 1947, вып. 73.
220. *Судовиков Н. Г.* Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы основного фронта.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1.
221. *Судовиков Н. Г.* Новые данные по геологии докембрия Алдана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 2.
222. *Судовиков Н. Г.* Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964.
223. *Твалчрелидзе Г. А.* О главнейших металлогенических эпохах Земли.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 1.
224. Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
225. Тектоника Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1972.
226. Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973.
227. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
228. *Терновой В. И.* Генетические типы месторождений полезных ископаемых формаций ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1974, т. 67, вып. 2.
229. *Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И.* Геология и разведка Ковдорского вермикулит-флогопитового месторождения. Л., «Недра», 1969.
230. *Томкеев С. И.* Карбонатиты — их природа и происхождение.— Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, 1962, № 16.
231. Труды V сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1958.
232. *Тугаинов А. И.* Уран в метасоматических процессах.— В кн.: Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963.
233. *Тугаинов А. И., Войткевич Г. В.* Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1970.
234. *Тугаинов А. И., Коваленко В. И.* Геохимия гранитоидов Нигерии. М., «Наука», 1973.
235. *Тулохонов М. И.* Геологическая обстановка местоположения щелочных метасоматитов.— В кн.: Редкометальные щелочные метасоматиты Восточной Сибири. Чита, Изд-во Забайкальск. фил. геогр. о-ва СССР, 1971.
236. *Тулохонов М. И., Архангельская В. В.* Внутреннее строение метасоматических тел и геолого-петрографическая характеристика слагающих их пород.— В кн.: Редкометальные щелочные метасоматиты Восточной Сибири. Чита, Изд-во Забайкальск. фил. геогр. о-ва СССР, 1971.
237. *Угрюмов А. Н., Энтин А. Р.* О длительно развивающихся блоковых структурах центральной части Алданского щита (на примере Якукут-Ыллымахского блока).— Докл. АН СССР, 1969, 184, № 6.
238. Уран в древних конгломератах. М., Госатомиздат, 1963.
239. *Усенко И. С.* Граниты Украинского кристаллического щита.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
240. *Усенко И. С., Белевцев Р. Я., Бернадская Л. Г.* и др. Классификация геологической формации Украинского щита.— Геол. ж., 1974, 39, вып. 1.
241. *Усенко И. С., Орса В. И., Хатунцева А. Я.* и др. Геосинклинальные гранитоиды Украинского щита.— Геол. ж., 1973, 33, вып. 1.
242. *Усенко И. С., Щербаков И. Б., Заяц А. П.* Биотиты докембрия. Киев, «Наукова думка», 1972.
243. *Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962.
244. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.

245. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., «Недра», 1972.
246. Филлотс А. Д. Провинция Монтериджиан.— В кн.: Щелочные породы. М., «Мир», 1976.
247. Фоменков Б. П., Корчагин А. М. О закономерностях размещения вермикулитовых зон в Инаглинском массиве (Южная Якутия).— Изв. вузов. Геол. и разв., 1964, № 10.
248. Фролов А. А. Трещинная тектоника в породах щелочно-ультраосновного комплекса и карбонатитах.— Геол. рудн. месторожд., 1962, № 2.
249. Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., «Недра», 1975.
250. Фрумкин И. М. Новые данные по стратиграфии архея Алданского щита. Совещ. по разработке стратигр. схем Якутской АССР. Тезисы докл. Л., 1961.
251. Хаин В. Е. Геотектоника. М., «Недра», 1973.
252. Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии земной коры.— Труды ГИН АН СССР, 1963, т. 20, вып. 61.
253. Хренов П. М., Бухаров А. А. Краевые вулcano-плутонические пояса и их металлогения.— Сов. геол., 1972, № 4.
254. Цирульникова Р. Я., Сокол Р. С., Чечель Э. К. и др. Главные черты тектоники восточной части Балтийского щита по данным геофизики. Тезисы докл. на симпозиуме по геофизике восточной части Балтийского щита. Л., Изд-во Ленингр. горн. ин-та, 1967.
255. Шаддад М. З. Геология и хромитоносность ультраосновного массива Джибель Ингассана. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-минерал. наук. М., 1974 (Университет дружбы народов им. Патриса Лумумбы).
256. Шатекий Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1960, № 11.
257. Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964.
258. Шувалова В. З., Поршнев Г. И., Ланда Э. А. Карбонатитовый массив Ессей.— В кн.: Карбонатиты и щелочные породы Севера Сибири. Л., НИИГА, 1970.
259. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968.
260. Энтин А. Р. Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в Центрально-Алданской флогопитоносной и железорудной провинции.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.
261. Эпштейн Е. М. О карбонатитах и их структурном положении в Гулинском плутоне.— Труды НИИГА. Л., Госгеолтехиздат, 1959, т. 107.
262. Эрлих Э. Н. Новая провинция щелочных пород на севере Сибирской платформы.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1964, ч. 93, вып. 6.
263. Яковлев П. Д. Структурные типы месторождений, связанные с трубками взрыва.— Сов. геол., 1966, № 10.
264. Яковлев П. Д. Структурные типы рудоносных палеовулканических кальдер.— Сов. геол., 1967, № 9.
265. Almeida de F. Tectono-magmatic activation of the South American platform and associated mineralization.— Int. Geol. Congr., XXIV Sess. Sect. 3. Tectonics. Montreal, 1972.
266. Almond D. C. Discovery of tin-tungsten mineralization in Northern Khartoum province, Sudan.— Geol. Mag., 1967, 104, N 1.
267. Anderson E. M. The dynamics of the formation of cone-sheets ring dykes and cauldron subsidences.— Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 1935—36, 56, pt II.
268. Bailey E. B. Some aspects of igneous geology, 1908—1958.— Trans. Geol. Soc. Glasgow, 1958, 23.
269. Barth T. F. M. Provenance of the Oslo magmas.— Skrift. Norsk. Videns. Acad. Oslo, I, Mat.-Natur., 1954, N 4.
270. Beck L. S. Genesis of uranium in the Athabasca region and its significance in exploration.— Canad. Mining and Metall. Bull., 1970, 63, N 695.
271. Billings M. P. Ring-dykes and their origin.— Trans. N. Y. Acad. Sci. Ser. 2, 1943, 5.
272. Black R. Sur la signification pétrogénétique de la découverte d'anortosites associées aux complexes annulaires subvolcaniques du Niger.— C. r. Acad. sci., Paris, 1965, Gr. 9, 260, N 22.
273. Boyle R. W. The geology, geochemistry and origin of the gold deposits of the Yellowknife district.— Geol. Surv. Canada, 1961, Mem. 310.
274. Branch C. D. Volcanic cauldrons, ring complexes and associated granites of the Georgetown Inlier, Queensland. Commonwealth of Australia.— Bull. Dept Nat. Devel. Bur. Mineral. Res., 1966, N 76.
275. Clifford T. M. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1966, 1, N 6.
276. Cox K. G., Johnson R. L., Monkman L. I. e. a. The geology of the Nuanetsi igneous province.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, 1965, 257, N 1078.
277. Cox K. G. The Karroo volcanic cycle.— J. Geol. Soc. London, 1972, 128, N 4.
278. Currie K. L. The geology and petrology of the Ice River alkaline complex, British Columbia— Geol. Surv. Canada, 1975, Bull. 245.

279. Economic geology of Australia and Papua New Guinea. I. Metals. Monograph Series, N 5. Australia, Parkville, 1975.
280. Engel A. E., Engel C. G. Progressive metamorphism and genitization of the major paragneiss north-west Adirondack Mountains. Pt II.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, 71, N 1.
281. Erickson R. L., Blade L. V. Geochemistry and petrology of the alkalic igneous complex of magnet cove, Arkansas.—U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 1963, 425.
282. Escher B. G. On the formation of caldera's.—Proc. IV Pacif. Sci. Congr., Iava, 1929, 2.
283. Geology and economic minerals of Canada (Fifth ed.).—Geol. Surv. Canada. Econ. Geol. Rept, 1970, N 1.
284. Ghisler M. Pre-metamorphic folded chromite deposits of stratiform type in Early Precambrian of West Greenland.—Mineralium deposita, 1970, N 5.
285. Goodwin A. M. Evolution of the Canadian shield.—Proc. Geol. Assoc. Canada, 1968, 18.
286. Gross G. Geology of iron deposits in Canada.—Geol. Surv. Canada.—Econ. Geol. Rept, 1965, N 22.
287. Henderson J. R., Brown I. C. Geology and structure of the Yellowknife greenstone belt, District of Mackenzie.—Bull. Geol. Surv. Canada, 1966, N 141.
288. Hills E. S. Tectonics setting of Australian ore deposits. Geology of Australian ore deposits. I. Second ed. Melbourne, 1970.
289. Hobbs B. E., Ranson D. M., Vernon R. H., Willians P. P. The Broken Hill ore body, Australia.—Mineralium deposita, 1968, 3, N 4.
290. Hutchinson R. W., Ridler R. H., Suffel G. G. Metallogenic relationships in the Abitibi belt Canada: a model for Archean metallogeny.—Bull. Canada Mineral and Met., 1971, 64, N 708.
291. Kopur-Möller S. Contribution to the mineralogy of the Ilimaussaq, N 32. Mineralogy of two copper-antimony-sulfide-oxide-occurences from Ilimaussaq.—Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 1974, Bd 122, H. 3.
292. Kumarapeli P. S., Saull V. D. The St. Lawrence valley system a North American ruff valley system.—Canad. J. Earth Sci., 1966, 3, N 5.
293. Lambert I. B., Wyllis P. J. Melting in the deep crust and upper mantle and the nature of the low velocity layer.—Phys. Earth and Planet. Inter., 1970, 3.
294. Luth W. C., Johns R. H., Tuttle O. F. The granite system at pressure of 4 to 10 kilobars.—J. Geophys. Res., 1964, 169, N 4.
295. Mathias M. The petrology of Messum igneous complex. S.-W. Africa.—Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1956, 59.
296. Moorbath S., Webster R. R., Morgan I. W. Absolute age determination in S.-W. Greenland.—Medd. Grönl., 1960, 162, N 9.
297. Naldrett A. I. Nickel sulphide deposits—their classification and genesis, with special emphasis on deposits of volcanic association.—Canad. Mineral. and Met. Bull., 1973, 66, N 739.
298. Nockolds S. R. Average chemical compositions of some igneous rocks.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, 65, N 10.
299. O'Connor P. I. Sr isotope rations of some acid rocks from Mull and Arran, Scotland.—Geol. Mag., 1976, 113, N 4.
300. O'Driscoll E. S. T. The tectonic pattern of the Nickel province of Southwestern Australia. IAGOD. Tokyo, Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue 3, 1971.
301. Okamoto G., Okura T., Goto K. Properties of silica in water.—Geochim. et cosmochim. acta, 1957, 12, N 1—2.
302. Robinson B. W., Morton R. D. The geology and geochronology of the Echo Bay area, Northwest Territories, Canada.—Canad. J. Earth Sci., 1972, 9, N 2.
303. Sadig A. A., Almond D. C., Qureshi I. R. A gravity study of the Sabaloka igneous complex, Sudan. I.—Geol. Soc. London, 1974, 130, N 5.
304. Smirnov V. I., Kazanski V. I. Ore-bearing tectonic structures of geosynclines and activized platforms in the territory of the USSR.—Z. Dtsch. geol. Ges., 1973, 124.
305. Snelling N. I. Age determinations on three African carbonatites.—Nature, 1965, 205, N 4970.
306. Sorensen H., Rose-Hansen I., Nielsen B. L. e. a. The uranium deposit at Evaneffjold, the Ilimaussaq intrusion, S. Greenland.—Grönl. Geol. Undersog, 1974, pap. 60.
307. Stillman C. I., Cox K. G. The Chikala Hill syenite-complex of Southern Nyasaland.—Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa, 1960, 63.
308. Sutherland D. S. Potash-trachytes and ultrapotassic rocks associated with the carbonatite complex of the Totor Hills, Uganda.—Mineral. Mag., 1965, 35.
309. Tremblau L. P. Geology of the Beaverlodge mining area, Saskatchewan.—Geol. Surv. Canada, Mem. 367, 1968.
310. Turner D. C. Ring-structures in the Sara-Fier young granite complex, Northern Nigeria.—Quart. J. Geol. Soc. London, 1963, 119, N 475.
311. Turner D. C. Volcanic and intrusive structures in the Kila—Warji ring complex, Northern Nigeria.—Quart. J. Geol. Soc. London, 1968, 124, N 493.
312. Turner F. J., Weiss L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites.—N. Y., McGraw-Hill Book Co., 1963.

313. *Viljoen R. P., Saager R., Viljoen M. J.* Metallogensis and ore control in the Steynsdorp Goldfield, Barberton Mountain Land, South Africa.—*Econ. Geol.*, 1969, 64, N 7.
314. *Wedow H.* The Morro do Ferro thoriun and rare-earth ore deposit Pocos do Caldas district, Brazil.—*Bull. U. S. Geol. Surv.*, N 1185-D, 1967.
315. *Wilson J. T.* New insight into old shields.—*Tectonophysics*, 13, 1972, N 1—4.
316. *Wright W. I.* The composition and occurence of garnets.—*Amer. Mineralogist*, 1938, 23, N 436.
317. *Yoder H. S., Jr.* Albite-anorthite-quartz-water at 5 kb.—*Yearb. Carnegie Inst. Washington*, 1966—1967, 66.
318. *Yoder H. S., Chinner G. A.* Almandine-purope-water system at 10 000 bars.—*Yearb. Carnegie Inst. Washington*, 1959—1960, 59.
319. *Yoder H. S., Stewart D. B., Smith J. R.* Ternary feldspars.—*Yearb. Carnegie Inst. Washington*, 1956—1957, 55 (56), N 190 (206).

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ (В. И. Казанский)	5
Глава I	
ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ЭНДОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ДРЕВНИХ ЩИТОВ (В. И. Казанский)	
Общая характеристика	7
Архейские кратоны	8
Протогеосинклинальные пояса и эпикратонные впадины	12
Области протоактивизации	16
Области тектоно-магматической активизации	21
Рудоносные разломы кристаллического фундамента	24
Эволюция эндогенного оруденения во времени	28
Выводы	30
Глава II	
СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗЛОМОВ НА УРОВНЕ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ (К. В. Прохоров, Л. Г. Лихоманов, В. И. Казанский, Л. И. Звягинцев)	
Общая характеристика	32
Кировоградско-Новоукраинский гранитоидный массив и сопряженные с ним разломы	34
Скальный разлом и дайки метадiorитов Эмельджакского флогопитового месторождения	76
Выводы	101
Глава III	
РУДОНОСНЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ В КРУПНЫХ РАЗЛОМАХ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА (В. И. Казанский, Б. И. Омеляненко, К. В. Прохоров)	
Общая характеристика и формационное деление	102
Бериллиеносные калиевые метасоматиты	107
Кали-натровые метасоматиты с тантало-ниобиевым оруденением	115
Ураноносные натровые метасоматиты	121
Выводы	144
Глава IV	
РУДОНОСНЫЕ ПОЛИФОРМАЦИОННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА (Е. В. Свешникова)	
Геология и условия образования	145
Ассоциация магматических пород	155
Типы месторождений и рудных полей	161
Выводы	180
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (В. И. Казанский)	185
ЛИТЕРАТУРА	187

CONTENTS

PREFACE (<i>V. I. Kazansky</i>)	5
Chapter I	
EVOLUTION OF TECTONIC STRUCTURES AND ENDOGENOUS ORE MINERALIZATION OF ANCIENT SHIELDS (<i>V. I. Kazansky</i>)	
General characteristics	7
Archean cratons	8
Protogeosynclinal belts and epicratonic basins	12
Regions of protoactivation	16
Regions of tectono-magmatic activation	21
Ore-bearing faults of crystalline basement	24
Evolution of endogenous ore mineralization in time	28
Conclusions	30
Chapter II	
STRUCTURAL AND PETROLOGICAL CONDITIONS OF FORMATION OF FAULTS AT THE AMPHIBOLITIC FACIES LEVEL (<i>K. V. Prokhorov, A. G. Likhomanov, V. I. Kazansky,</i> <i>L. I. Zvjagintsev</i>)	
General characteristics	32
Kirovograd — Novoukrainsk granitoid pluton and associated regional faults	34
Skalny fault and metadiorite dikes of the Emeldzhakh phlogopite deposit	76
Conclusions	101
Chapter III	
ORE-BEARING ALKALINE METASOMATITES IN REGIONAL FAULTS OF CRYSTALLINE BASEMENT (<i>V. I. Kazansky, B. I. Omeljanenko, K. V. Prokhorov</i>)	
Geological features and formational subdivisions	102
Potassium metasomatites with beryllium mineralization	107
Potassium-sodic metasomatites with tantalum and niobium minerali- zation	115
Sodic metasomatites with uranium mineralization	121
Conclusions	144
Chapter IV	
ORE-BEARING POLYPHORMATIONAL MAGMATIC COMPLEXES OF CENTRAL TYPE (<i>E. V. Sveshnikova</i>)	
Geological position and conditions of formation	145
Associations of igneous rocks	155
Mineral deposits and ore fields	161
Conclusions	180
SUMMARY (<i>V. I. Kazansky</i>)	185
BIBLIOGRAPHY	187

ЭНДОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ
ДРЕВНИХ ЩИТОВ
(эволюция, структурные и петрологические
условия рудообразования)

Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
минералогии и геохимии
АН СССР

Редактор Т. Б. Гришина
Художник Л. С. Кассис
Художественный редактор И. К. Капралова
Технический редактор В. Д. Прилепская
Корректоры Л. В. Письман, Л. Д. Собко

ИБ № 7108

Сдано в набор 27.04.78.
Подписано к печати 03.10.78.
Т-18109, Формат 70×108^{1/16}
Бумага типографская № 2
Гарнитура литературная
Печать высокая
Усл. печ. л. 17,85. Уч.-изд. л. 17,8
Тираж 800 экз. Тип. зак. 4129
Цена 2 р. 70 к.

Издательство «Наука»
117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94а
2-я типография издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2 р. 70 к.

3135



ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА