

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

**РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ
ГРАНИТОИДНЫЕ
ФОРМАЦИИ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

552.3 + 552.16

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ

1594



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД 1975



УДК 551.71+551.72+552.11+552.16+552.3

Раннедокембрийские гранитоидные формации. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1974. 292 с.

В работе рассматриваются 13 типов формаций гранитоидов, чарнокитов и мигматитов, свойственных разным типам структур раннего докембрия. Показано, что для сравнения и генетического анализа гранитоидов может быть использована система кварц-альбит-ортоклаз-анортит при различных давлениях воды и с приблизительным учетом влияния общего давления, обуславливающих разную вещественную направленность гранитообразующих (особенно анатектических) процессов. Обсуждены вопросы развития древнейшего гранитообразования во времени и пространстве. Намечены отличия раннедокембрийских гранитоидов от фанерозойских главным образом в формах и масштабах проявления, а также в особенностях ведущих процессов.
Табл. — 15, илл. — 60, библи. — 360 назв.

Авторы:

Ф.П. Митрофанов, Е.И. Кравцова, М.М. Мануйлова, В.М. Шемякин, К.А. Шуркин, Ю.В. Подольский, Р.И. Милькевич, И.С. Седова.

Ответственный редактор

д-р геол.-минерал. наук К.А. Шуркин

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Утверждено к печати

Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР

Редактор издательства Л.А. Рейхерт Художник Я.В. Таубвурцель

Технический редактор В.В. Шиханова Корректор Л.В. Субботина

Сдано в производство и подписано к печати 21/II 1975 г. Формат бумаги 60 x 90 1/16. Бумага № 1. Печ. л. 18 1/4 + 1 вкл. (1/4 печ. л.). = 18,5 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 20.64. Изд. № 5826. Тип. зак. № 233 М-31404. Тираж 800. Цена 2 р. 06 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука“

199164: Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства „Наука“ 199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

Р 20805-530
055(02)-75 286-75



Издательство „Наука“. 1975

ПРЕДИСЛОВИЕ

Эта работа является результатом исследований лаборатории магматизма Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР (ИГД АН СССР) по теме „Гранитоидные формации в геологическом развитии докембрия“, разрабатываемой ответственным исполнителем темы Ф.П.Митрофановым с 1958 г.

Основной задачей работы было выделение и структурно-вещественная характеристика различных докембрийских гранитоидных комплексов, установление места процессов гранитообразования (в широком смысле этого термина, включающего и чарнокито-, и мигматитообразование) в общей последовательности геологических событий докембрия.

Первоначально эта работа проводилась на основе изучения гранитоидных комплексов Восточно-Саянской докембрийской складчатой области, являющейся хорошим примером докембрийской структуры многоэтапного развития, состоящей из различных структурно-фациальных зон и структур разной глубины эрозии. Продолжение работ в Беломорском массиве Балтийского щита и в Сангиленском массиве Алтае-Саянской складчатой области, отчасти на Украинском щите и в Чешском массиве позволило изучить докембрийские гранитоидные образования иного типа структур — древних щитов и массивов в молодых складчатых областях.

Работы по теме всегда были связаны с другими исследованиями по геологии и петрологии гранитоидных образований разных докембрийских регионов: Балтийского щита (исследования К.А.Шуркина по мигматитам, гранитоидам и пегматитам; В.М.Шемякина — по чарнокитам; Г.М.Сараячиной — по чарнокитам, мигматитам и гранитоидам; Д. А. Великославинского и Р.З.Левковского — по рапакиви), Украинского щита (исследования В.Г.Кушева, Н.А. Авдонцева, Д.П. Виноградова, особенно по гранитоидам кировоград-новоукраинского типа), Байкальской складчатой области (исследования

М.М. Мануйловой по всей группе гранитоидных комплексов), Восточно-Саянской складчатой области (исследования И.Н. Крылова по чарнокитам и гранитоидам; А.Д. Шелковникова — по гранитоидам разного возраста), Сангиленского срединного массива (исследования Н. В. Рогова по докембрийским гранитоидам).

Кроме того, авторы постоянно были в курсе исследований по гранитной тематике других сотрудников ИГГД АН СССР: С. Б. Лобач-Жученко, К.О.Кратца и В.П.Чекулаева (по гранитоидам карелид), М.Д. Крыловой и И.С. Седовой (по мигматитам и гранитоидам Алданского щита и Становой складчатой области), И. С. Седовой и Р. И. Милькевич (по гранитоидам Забайкалья). Благодаря этому в завершающей стадии разработки темы многие результаты работ удалось объединить в целом на основе прежде разработанных единых принципов и методических подходов. Все вместе это составило тот объем сведений по гранитоидным комплексам докембрийских структур разного типа, который в совокупности с другими опубликованными отечественными и зарубежными данными позволил подойти к типизации наиболее известных и изученных докембрийских гранитоидных сообществ.

Важным этапом работы было уточнение применительно к докембрию основных конкретных и систематизационных понятий, а также разработка принципов и методов выделения докембрийских гранитоидных комплексов и формаций.

Из опыта работ сотрудников ИГГД АН СССР, из анализа опубликованной литературы, из плодотворных обсуждений докладов и бесед с академиками Ю.А.Кузнецовым и Ю.А.Косыгиным, членами-корреспондентами АН СССР К.О.Кратцем и М.В.Муратовым, докторами наук К.А.Шуркиным, А.Н.Нееловым, Н.А. Штрейсом, Г. В. Поляковым, Э. П. Изохом, В.А. Дедеевым, Н. П. Щербаком и другими выяснилась необходимость применения для докембрийских гранитоидных сообществ некоторых новых формационных понятий, а также желательность разработки такой тектонической основы, которая учитывала бы особенности палеотектонического режима древнейших образований.

Из учения о магматических формациях следует (Кузнецов, 1964; Афанасьев, 1960, 1971; Косыгин, 1969, и др.), что при выделении каждого конкретного комплекса необходимо решение следующих основных задач: определение вещественного состава и объема парагенетической ассоциации пород, установление возрастной близости всех компонентов этой ассоциации, определение фашиальной близости группируемых пород. Для решения этих задач кроме традиционных геологических методов авторами широко использовались структурный и структурно-метаморфический анализы гранитоидов и их рамы, геолого-радиологические данные, а также такие петрохимические параметры, которые в определенных рамках позволяют судить о петрогенетических моделях гранитообразующих процессов.

Применение использованных нами принципов и методов показано примерами гранитоидных комплексов Восточно-Саянской и Байкальской складчатых областей. Обобщенные и сопоставленные разнообразные данные, в том числе и авторов работы, по раннедокембрийским гранитоидным сообществам различных структур Балтийского, Украинского, Алданского и Анабарского щитов, Енисейской, Восточно-Саянской, Байкальской и Становой складчатых областей явились основой для выделения, классификации и описания главных типов раннедокембрийских гранитоидных формаций. Последние, по нашему заключению, во многом отличаются от формаций Ю. А. Кузнецова (1964), характерных в основном для структур земной коры неогея.

Представляя вариант классификации, понимая ее предварительный характер, автор хотел бы считать ее дополнением к известной классификации Ю. А. Кузнецова (1964) и определенным развитием прежде опубликованной классификации (Шуркин, Митрофанов, 1968).

Приведенные в третьей части работы описания типов раннедокембрийских гранитоидных формаций и анализ условий их образования в ряде случаев недостаточны. Это связано как с отсутствием определенных геологических данных по некоторым конкретным гранитоидным комплексам, так и с еще неполным анализом материалов авторами работы. Продолжение таких исследований, несомненно, будет полезным и позволит осветить кроме прочего особенности металлогенической специализации раннедокембрийских гранитоидных формаций и рудообразующее значение конкретных комплексов.

Большую помощь оказали авторам их ближайшие помощники — Т. Ф. Зингер, В. П. Марчак, Т. А. Соколова, Г. А. Косарева, а также В. Н. Голубева, Т. А. Богатова, Н. И. Смирнова, Н. И. Петрова и С. Т. Лукьянов. Всем им, выполнившим большой и весьма нелегкий труд по обработке материалов и по оформлению рукописи, авторы чрезвычайно благодарны. Особую признательность ответственный исполнитель работы хотел бы выразить В. П. Марчаку — многолетнему и бесценному помощнику в экспедиционных работах и Т. Ф. Зингер, выполнившей в короткий срок большую работу по петрохимическим расчетам.

Представляемая работа проводилась под научным руководством, а в некоторых разделах и при непосредственном участии доктора геолого-минералогических наук К. А. Шуркина, С. К. А. Шуркиным, а также с членом-корреспондентом АН СССР К. О. Кратцем, доктором наук Г. М. Саранчиной отдельные части работы и вся рукопись в целом многократно обсуждались, ими было высказано много ценных советов и критических замечаний, за что авторы своим старшим коллегам особенно благодарны.

ЧАСТЬ I

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПРОБЛЕМЫ

Глава 1. ОБЩЕЕ СОСТОЯНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ФОРМАЦИОННОМУ АНАЛИЗУ ГРАНИТОИДОВ ГЛУБИННЫХ ЗОН

Исторический обзор и основные направления развития метода формационного анализа геологических комплексов (в том числе частных от них – магматических) подробно изложены в сводках Ю. А. Кузнецова (1964) и Ю. А. Косыгина (1969).

В нашем кратком обзоре будут приведены в основном материалы, которые имеют специальное значение для изучения гранитоидных образований, особенно древнейших гранитоидных сообществ глубинных зон. Особое место среди них занимают труды академика А. А. Полканова. В разработке проблемы связи магматизма и тектоники, в определении рационального сочетания структурно-вещественных и генетических аспектов геологического анализа магматических тел А. А. Полканов создал целый ряд основополагающих работ, которые составляют особое научное направление в геологии. Это направление – структурная петрология магматических пород – включает в себя решение двух главных взаимосвязанных задач – структурно-вещественной и генетической. В этой взаимосвязи находит отражение важнейшее положение материалистической диалектики – единство формы и содержания, так как „структурный подход предполагает выяснение того, как построен ныне существующий объект природы, какими силами взаимодействия и в каком порядке связываются его структурные элементы, а генетический подход означает раскрытие, часто гипотетическое, того, как исторически зародился и развивался данный объект, каким путем и в силу каких причин он достиг

развитого своего состояния с присущей ему внутренней структурой" (Кедров, 1963).

Структурное изучение используется А.А.Полкановым для систематики и классификации интрузивных тел. А. А. Полканов выдвинул два основных положения: 1) каждое интрузивное тело в целом выражает собой состояние равновесия между внутренними (эндогенными) силами активной магмы и тектоникой заключающей его рамы и 2) внутреннее строение каждой интрузии или ее отдельной фазы контролируется отношением периода процесса кристаллизации магмы к периоду ее эндогенной кинематики и к синхронной кинематике рамы.

Соотношение активности интрузии и рамы отражается в их структурном рисунке, в их структурном взаимоотношении, которое выясняется структурным картированием. Как считает Н. А. Елисеев (1967), такой подход является частным (геологическим) выражением известного принципа симметрии причины и следствия Кюри, который гласит, что симметрия (анизотропия) закономерного строения является отражением симметрии (анизотропии) закономерного движения, под влиянием которого такое строение возникло.

Эти принципиальные положения и ряд структурно закартированных интрузивных тел позволили А. А. Полканову классифицировать интрузивные образования прежде всего по принадлежности к кратонам (платформам) и орогенным (складчатым) поясам. При этом учитывались специфические особенности интрузивных тел кристаллических щитов, древних и молодых платформ, складчатых зон с геосинклинальной подготовкой, т. е. прогибов с пластично деформированным фундаментом, и складчатых зон без геосинклинальной подготовки, т. е. структур с консолидированным, жестким фундаментом. По отношению к складкообразующим движениям выделялись проорогенные, синорогенные и посторогенные структурные группы интрузий. Последующее разделение интрузивных тел кратонов и орогенов производилось по особенностям внутренней структуры, размерам, формам и т.д.

Используя принципы такой систематики, исследователь, как писал А. А. Полканов (1945, с. 348), „...для каждого изучаемого им интрузивного тела... не только находит его место в генетической систематике, но и определяет наиболее объективно и с наибольшей полнотой связь между геологическими процессами, происходящими в земной коре, и магматической деятельностью”.

Как известно, установление такой связи, определение места и времени формирования магматического тела в общей последовательности геологических событий в пределах конкретной структуры составляют одну из основ современного формационного подхода к анализу магматических образований. Прямо об этом писал и А. А. Полканов, „Эта систематика позволяет наиболее объективно

устанавливать эмпирические естественные ряды последовательно образовавшихся магматических пород, или «штампы» В. М. Гольдшмидта, и создает наиболее объективную почву для разрешения различных проблем петрогенезиса, в том числе и проблемы родоначальных магм... Установление большого количества эмпирических естественных рядов магматических пород является, с одной стороны, необходимым этапом на пути создания будущей эволюционной систематики магматических пород и, с другой — наиболее объективным материалом для углубленного обоснования учения о петрографических провинциях» (Полканов, 1945, с. 349).

Из приведенной цитаты следует, что А. А. Полканов решил проблему формирования магм-пород и подходил к анализу магматизма с позиций, именуемых в современной литературе «формационными».

Наблюдения над последовательностью образования магматических пород и физико-химический анализ путей их кристаллизации позволили А. А. Полканову раскрыть и обосновать ведущие закономерности возникновения некоторых естественных ассоциаций магматических горных пород в процессе становления однофазных и многофазных интрузий, а также ассоциаций, включающих генетически различные породы или состоящих из разнофациальных магматогенных образований.

Опираясь на материалы личных исследований и данные своих учеников (в первую очередь Кратца (1957) и Великославинского (1953)) по изучению ассоциаций пород, связанных с кристаллизацией базальтовой, гранитоидной и щелочной магмы, А. А. Полканов (1955, 1956) дал примеры частных нисходящих естественных рядов магм-пород, возникших в процессе гравитационной, гравитационно-кинетической и кинетической дифференциации, и сформулировал принципы выделения типов нисходящих рядов, а именно сингенетических рядов пород, обусловленных кристаллизацией расплавов в магматической камере; эпигенетических рядов пород, связанных с дифференциацией в магматическом очаге, что приводило к образованию многофазных интрузий или связанных общностью происхождения групп интрузий; сложных рядов гетерогенных пород, представляющих естественную ассоциацию первичных — сингенетических или (и) эпигенетических и вторичных — палингенных и синтектических (гибридных) магм-пород.

На этой основе можно проследить эволюцию состава магматических масс как на уровне становления интрузивных тел, так и на глубинах, где размещаются питающие магматические очаги, и тем самым обосновать состав «исходной магмы для совокупностей всех серий пород одной и той же геологической эпохи магматизма» (Полканов, 1956, с. 96), т. е. показать происхождение магматогенных комплексов.

Частично это было сделано и самим А. А. Полкановым (1955, 1956) в работах, посвященных геологической истории ютния-хогландия

Балтийского щита в отношении ассоциаций пород в интрузиях платформенного типа. Им, в частности, намечено решение вопроса о составе и генезисе некоторых магм древнейших платформенных структур — синтектической толеитового состава, образовавшейся при ассимиляции оливин-базальтовой магмой сиалического материала, и палингенной анхизвтектической гранитной магмы, выплавленной в гранито-гнейсовом слое под воздействием больших масс поднимающейся базальтовой магмы. Такие же комплексные исследования с целью выявления типов ассоциаций естественных рядов магм-пород (или формаций) А. А. Полканов считал необходимым провести и в других важнейших структурах земной коры, в том числе и для изучения проблемы образования гранитов.

Некоторые результаты таких работ изложены в этой книге. Здесь авторы — ученики академика А. А. Полканова старались применить на практике идеи своего учителя и в меру своих возможностей развить некоторые его положения, особенно в отношении изучения гранитоидных ассоциаций раннедокембрийских структур земной коры.

Сейчас уже можно говорить об эмпирически установленных различиях в магматизме структур разного возраста и в первую очередь раннедокембрийских и фанерозойских. Однако до сих пор еще недостаточно предпосылок для непосредственного применения к докембрийскому магматизму аналитического метода А. А. Полканова в полном объеме. Для этого в первую очередь необходимо выделение главнейших свойственных докембрию типов структур земной коры и стадий их развития. Создание такой тектонической основы позволит провести более углубленное сопоставление магматических комплексов однотипных и разнотипных докембрийских структур, выявить их общность и различие и обосновать характерные формационные типы магматических образований. Специальное петрологическое изучение последних на основе структурно-вещественного анализа и экспериментальных петрогенетических работ позволит затем установить процессы, условия и причины становления естественных рядов пород-магм того или иного состава, подобно тому как это было сделано, например, А. А. Полкановым (1955) в отношении комплексов гранитов рапакиви, характерных для ранних стадий становления древних платформ.

Прежде чем перейти к краткому разбору последних отечественных работ по проблеме, отметим, что представители зарубежных школ, если не считать отдельных разработок, изучают гранитоидные образования главным образом в вещественном петрологическом и отчасти в структурном аспектах. Е. Рагэн (Raguin, 1970) считает, например, преждевременным рассматривать и описывать плутонические породы на уровне ассоциаций Ф. Тернера и Д. Ферхугена, хотя в принципе и сам признает желательность такого подхода.

В книгах Т. Барта (1956), Ф. Тернера и Д. Ферхугена (1961) именно гранитоидные породы не охарактеризованы на достаточном уровне анализа „ассоциаций“ или „формаций“. Возможно, одной из причин такого отношения (часто критического) к формационному анализу гранитоидов является то обстоятельство, что главными примерами гранитоидных образований в зарубежных работах являются докембрийские, в изучении которых многие принципиальные вопросы представляются еще неясными.

В нашей стране после известных работ Ю. А. Билибина, Ю. А. Кузнецова, Г. Д. Афанасьева и других широко применяется методика выделения и изучения магматических комплексов и формаций. Можно сказать, что в последние годы в геологических работах любого масштаба и направленности формационный анализ магматических образований стал определяющим. Главные типы формаций магматических пород, в том числе и гранитоидных, выделенные и охарактеризованные Ю. А. Кузнецовым (1964), стали примерами, с которыми сравнивают и которые дополняют во многих региональных и тематических работах. Этому способствует общая направленность и содержание монографии Ю. А. Кузнецова, в которой наряду с однозначностью основных положений самим автором намечаются и многие альтернативные решения и направления дальнейших поисков и исследований.

Ю. А. Кузнецов (1964) впервые выделил и некоторые типы формаций, особо характерные для ранних, докембрийских стадий развития структур земной коры.

А. Ряд мигматитовых формаций: 1) формация мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов; 2) формация мигматитов фации гиперстеновых гнейсов и связанных с ними чарнокитов.

Б. Ряд габбро-гранитных формаций ранних этапов установления платформенного режима на древних платформах: 1) формация дифференцированных габбровых и норитовых интрузий; 2) формация ралакиви; 3) формация анортозитов.

Кроме того, Ю. А. Кузнецов считает характерным для докембрия и остальные типы магматических формаций своей классификации.

При описании ряда мигматитовых формаций Ю. А. Кузнецов подчеркивает особенности их и, в частности, отмечает следующее: „Несомненно, что мигматиты – это «особая» форма проявления гранитного магматизма, особенно широко распространенная в областях развития архейских метаморфических толщ и выражающаяся в большей степени процессами диффузионного метасоматоза и селективного плавления, чем явлениями сплошного магматического замещения при инфильтрации сквозьмагматических растворов глубинного магматического происхождения“ (Кузнецов, 1964, с. 335). Этим положением автор впервые в современной литературе намечает основные генетические отличия характерных гранитоидных формаций раннего докембрия

и последующих геологических эпох. Нужно сказать, что и все названные типы „докембрийских“ формаций Ю. А. Кузнецова находят подтверждение и обоснование в большом числе последних региональных работ и в ряде специальных обобщающих исследований, в том числе и нашем.

На Карте магматических формаций СССР (1971) Э. Б. Наливкина и В. В. Жданов выделяют следующие гранитоидные формации больших глубин и сложного генезиса: чарнокитовая, кордиерит-гранатовых мигматит-гранитов, мигматит-плаггиогранитовая, мигматит-гранитовая. Все эти формации средней (инверсионной) стадии развития геосинклинальных областей. Характерной для консолидационной стадии развития структур докембрия считается формация гранитов рапакиви.

Авторы этой классификации определяют положение выделенных типов в истории развития докембрийских складчатых областей и специально отмечают „преимущественную локализацию таких формаций в древних щитах и в древнем складчатом фундаменте эпипротерозойских платформ...“, а также то, что „в областях послепротерозойской складчатости такие формации... имеют ограниченное распространение и концентрируются вдоль линейных зон смятия, где их образование связано с особым тектоническим и тепловым режимом“ (Карта магматических формаций СССР, 1971, с.53).

Такие же положения, касающиеся особых геотектонических позиций мигматитовых формаций, развиваются и в наших работах. Однако нужно заметить (подробнее об этом ниже), что для докембрия, включая и ранний, характерны и собственно магматогенные аллохтонные гранитоиды, образованные на разных стадиях развития структур. Кроме того, основное разделение мигматитовых комплексов по вещественному признаку, вероятно, неоправданно, поскольку во многих ультраметагенных мигматитовых комплексах встречаются все вещественные разновидности мигматитов, включая главные — плаггиоклазовые и двуполевошпатовые.

Оригинальную характеристику докембрийских гранитоидных и кварц-полевошпатовых пород Алданского щита и других древнейших структур Восточной Сибири привел в своей докторской диссертации в 1972 г. В. А. Рудник. Используя разделение этих пород по вещественному составу, пространственному и временному распределению, по генезису, он выделил метаморфогенно-ультраметаморфогенный и метасоматический формационно-генетические ряды гранитоидных и кварц-полевошпатовых пород. В первом, главном, ряду им выделяются формации: эндербитов, чарнокитов, мигматит-гранитов (с субформациями диоритов, плаггиогранитов и гранитов) и третломорфогенных гранитоидов. При этом „палингенно-анатектический“ тип гранитоидов В. А. Рудник считает характерным только для стадии погружения „археозойских“ (древнее 2100 ± 200 млн лет) подвижных зон. Нетрудно заметить, что среди древнейших гранитоидов В. А. Рудник

находит в основном продукты внутрикоровых ультраметагенных процессов, придавая собственно магматогенным и особенно симатическим гранитоидам лишь подчиненное значение. Как будет показано ниже, это не может объяснить обилия немигматитовых гранитоидных массивов в раннедокембрийских эпи- и мезозонах. Кроме того, модель ультраметагенного кислого магмообразования (анатексиса) вряд ли применима и для установления глубинных источников кислого вулканизма.

К. А. Шуркин и Ф. П. Митрофанов (1968) для главнейших геотектонических этапов раннего докембрия и типов структур каждого этапа выделили следующие формации магматогенных и ультраметагенных пород.

Формации прогеосинклинального этапа: интрузивно-вулканогенная основного-среднего состава (доскладчатая); гипербазит-габбро-анортозитовая (раннескладчатая); чарнокит-мигматитов, чарнокитов (соскладчатая); ультраметагенных мигматит-гранитов, разнообразных гранитоидов, пегматитов (соскладчатая); перемещенных мигматитообразующих плаггиомикроклиновых гранитов, аляскитов, пегматитов (позднескладчатая); перидотит-габбро-диабазовая (поздняя и послескладчатая).

Формации протогеосинклинального этапа. I. В первичных геосинклинальных системах: А) во внутренних прогибах окраинных геосинклинальных систем - основных эффузивов (доскладчатая); гипербазит-габбровая (раннескладчатая); габбро-плаггиогранитная (раннескладчатая); жильных габбро-диабазов (послескладчатая); Б) в периферических прогибах окраинных геосинклинальных систем и в геосинклинальных прогибах материкового типа - лептитовая (доскладчатая); кератофиры-спилитовая (доскладчатая); габбро-анортозитовая (раннескладчатая); ультраметагенных и интрузивных гранодиоритов, плаггиогранитов, мигматитов (соскладчатая); метасоматических мигматит-гранитов и интрузивных плаггиомикроклиновых гранитов (после- и позднескладчатая); жильных габбро-диабазов (послескладчатая).

II. В относительно стабильных структурах (краевых частях протоплатформ, первичных срединных массивах, геоантиклиналях I рода): габбро-диабазовая, габбро-норит-анортозитовая; интрузивных чарнокитов; регенерированных гранитоидов и мигматитов разного состава.

Формации этапа стабилизации древних платформ. I. В геосинклинально-складчатых системах: А) во внутренних прогибах (эвгеосинклинального типа) - спилит-диабазовая (доскладчатая); гипербазит-габбровая (раннескладчатая); диорит-гранодиоритовая (малых интрузий, соскладчатая); Б) во внешних прогибах (миогеосинклинального типа) - субвулканическая базальт-андезитовая (доскладчатая); гранодиорит-плаггио-

гранитная (соскладчатая); микроклиновых и лейкократовых гранитов (поздне- и послескладчатая); В) в краевых геосинклинальных поднятиях и в краевых прогибах – кислая вулканоплутоническая; габбро-диабазов и порфиритов.

II. На платформах и в областях завершённой складчатости: вулканогенно-интрузивная гипербазит-диабазовая; гипербазит-норит-габбровая (дифференцированных интрузий); многофазных щелочно-гипербазитовых интрузий; щелочных гранитов; порфиридных микроклиновых гранитов; рапакиви; габбро-диабазовая.

В своей „гранитной“ части представленная классификация подверглась значительным уточнениям в данной работе (см. табл. 14). Однако принципы ее составления остались прежними (геотектоническая основа – „структура“, характер пород – „вещество“, генетические дополнения).

В связи с этим нужно остановиться на одном дискуссионном вопросе проблемы. Ю. А. Кузнецов (1964), Ю. А. Косыгин (1969) и многие другие (Геологические формации, 1968) считают, что такие понятия, как „магматический комплекс“ и „магматическая формация“, не должны содержать генетических характеристик. В принципе с этим нужно согласиться. Однако в практической работе, особенно при изучении самых глубоких плутонических образований, производных различных взаимосвязанных глубинных процессов, введение генетического критерия (например, „общности происхождения – когенетичности“, а не только „сонахождения – парагенетичности“) в ряде случаев просто необходимо. Это относится в первую очередь к ультраметагенным образованиям земной коры – мигматит-гранитам и чарнокит-мигматитам.

Мигматитовые области, например, нередко являются „полимигматитовыми“, т.е. сформированными в разные эпохи метаморфизма (циклы, стадии и пр.) и в разных термодинамических условиях. Разделение их на одновременные и изофациальные комплексы требует детального петрогенетического анализа. Только с помощью последнего можно выделить, например, ранние чарнокит-мигматитовые комплексы среди полей более поздних мигматит-гранитных комплексов (в кольской серии, в шарыжалгайской серии и др.).

Конечно, и петрогенетический анализ проводится на основе изучения „структуры“ и „вещества“ пород. Поэтому эти характеристики нужно признать исходными, главными, а генетические – производными, дополняющими. С такой оговоркой мы и используем генетические данные при дальнейшей формационной типизации магматогенных и ультраметагенных образований раннего докембрия.

Глава 2. ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ВЫДЕЛЕНИЯ МАГМАТОГЕННЫХ И УЛЬТРАМЕТАГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ И ФОРМАЦИЙ

Основные понятия

В настоящее время сформулированы общие понятия учения о геологических формациях (Шаткий, 1945; Херасков, 1952; Белоусов, 1954; Хаин, 1964а, 1964б; Косыгин, 1969, и др.) и понятия, относящиеся к магматическим образованиям верхних зон земной коры (Билибин, 1955, 1957; Кузнецов, 1964; Афанасьев, 1950, 1971; Половинкина, Иванова, 1960, и др.).

В работах Н. П. Хераскова и Ю. А. Кузнецова четко разграничены понятия, отвечающие конкретным сообществам горных пород, и обобщенные, абстрактные понятия, отражающие главные, наиболее устойчивые особенности многих тождественных или близких по вещественному составу и тектоническому положению конкретных сообществ горных пород, в том числе и пространственно, и временно разобщенных. Для обозначения конкретных сообществ магматических пород, т. е. занимающих определенное место в пространстве и времени, Ю. А. Кузнецов предлагает пользоваться термином „магматический комплекс“. Для обозначения же логических (абстрактных) обобщений, необходимых для последующей систематизации и классификации магматогенных проявлений, предлагается термин „магматический формационный тип“ - „магматическая формация“.

Образования глубинных зон земной коры, особенно раннедокембрийские, обладают значительной спецификой. В первую очередь это обусловлено тем, что в таких регионах нередко обнажены зоны рождения грааитообразующего материала. Сообщества горных пород таких зон являются нередко производными взаимосвязанных метаморфических, метасоматических и собственно магматических (в основном анатектических) процессов. Поэтому такие сообщества естест-

венно отделять от собственно магматических и объединять в особые комплексы, которые мы предлагаем называть „ультраметагенными“ (Шуркин, Митрофанов, 1968). Формирование этих комплексов происходило в разных тектонических и термодинамических условиях, что дает основу для выделения различных „ультраметагенных формационных типов“ — „ультраметагенных формаций“.

Из последних работ по формационному анализу магматических пород (Фаворская и др., 1969; Устиев, 1970; Афанасьев и др., 1971) следует, что важным вопросом в настоящее время является выделение и характеристика сообществ магматических пород более крупных порядков, чем „комплекс“ и „формация“. Речь идет о таких сообществах (серии, ряды, группы), которые позволили бы рассматривать магматизм во всей совокупности пространственно-временных соотношений. Установление последних позволит перейти к решению вопроса о происхождении плутонических пород. Такой подход применительно к плутоническим породам глубинных зон уже намечен в работах А. А. Полканова (1935, 1945, 1955), Ц. Вегманна (Wegmann, 1935), Ю. А. Кузнецова (1941), Х. Рида (1949, 1957), Н. Г. Судовикова (1959, 1964).

Поэтому представляется целесообразным уточнение некоторых понятий высших порядков, относящихся к целым сообществам комплексов (и формаций), как одновременных (серий), так и разновременных, но историко-геологически связанных (ряды и группы).

Понятия I порядка. Магматический комплекс — это сообщество когенетических магматогенных горных пород, близких по времени и условиям образования (тектоническим и фашиальным) (близкое определение, см.: Кузнецов, 1964).

Магматогенными являются собственно магматические породы, аутометаморфически преобразованные породы, пневматолитовые и гидротермальные образования, в том числе и рудные. Когенетическими магматогенными породами являются такие, общность происхождения которых доказывается структурно-петрологическими исследованиями, в том числе наличием характерных минеральных ассоциаций, петрохимических, геохимических и металлогенических общностей.

Понятие „когенетичности“ является более широким, чем понятие „сингенетичности“. Когенетический комплекс может включать в себя все три типа „магм-пород“ А. А. Полканова (1955) — сингенетический (продукты кристаллизации и дифференциации магмы одной фазы), эпигенетический (продукты кристаллизации магм разных фаз магматического очага, меняющего свой состав в результате процессов глубинной магматической дифференциации) и сложный (продукты кристаллизации магм очага, меняющего свой состав в результате процессов ассимиляции, глубинного палингенеза, прогрессивного разрастания, воздействия сквозьмагматических потоков и пр.). Иначе говоря, в единый габбро-плаггиогранитный комплекс,

например, могут быть объединены (но это совсем необязательно!) габброиды и их дифференциаты (внутрикамерные и глубинные, в том числе плагиограниты), а также плагиограниты – продукты глубинной ассимиляции, палингенеза кровли очага, астенолита и пр.

Но понятие „когенетичности“ („общности происхождения“) более узкое, чем понятие „парагенетичности“ („сонахождения“ по Кузнецову (1964)). Так, несмотря на то что габброиды и плагиограниты Алтае-Саянской области часто устанавливаются в одних массивах, Г. В. Поляков (1971) и другие доказывают их принадлежность к разным магматическим комплексам. Так же может быть и с постоянной пространственной ассоциацией (парагенетической) рапакиви-анортозиты, хотя не исключаются, а только требуют петрологических доказательств и их иные соотношения – когенетичность и одновременность, а следовательно, и принадлежность к одному комплексу.

Возрастная близость пород, объединяемых в один комплекс, определяется геологическими, структурными и радиометрическими методами. Формирование комплекса, даже многофазного, обычно происходит в меньший интервал времени, чем интервал между комплексами одной структурной зоны.

Близость тектонических условий образования, выявляемая в первую очередь структурным анализом магматических тел и вмещающей рамы, является важнейшим признаком для объединения пород в один комплекс. Тектонические условия определяют структурный тип магматических тел, их размещение в определенных структурах рамы, условия становления магматогенных пород.

В названии конкретного магматического комплекса должны быть отражены географическое положение, временной интервал формирования и определяющие особенности вещественного и структурного характера (например, саянский послескладчатый многофазный комплекс плагиомикроклиновых гранитоидов и пегматитов среднего протерозоя). В метаморфических образованиях желательно определение позиции магматического комплекса по отношению к процессам регионального метаморфизма и указание степени (фашии) изменения магматогенных пород.

Магматическая формация – это систематизационное понятие, отражающее главные, наиболее устойчивые особенности многих конкретных магматических комплексов, вещественно близких и характеризующихся сходной обстановкой образования (близкое определение у Кузнецова (1964)). Конкретные магматические комплексы, объединяемые в одну формацию (формационный тип), могут иметь различный возраст и быть приуроченными к пространственно разобщенным геологическим структурам. Однако последние должны быть однотипными, а объединяемые комплексы должны быть образованы в сходные гестектонические этапы развития этих однотипных структур. Основа выделения магматических формаций – вещественная

и тектоническая (точнее, палеотектоническая). Поэтому формации разделяются по этапам развития типовых структур земной коры, а также по характерным наборам пород, особенностям петрохимии и минерального состава, металлогенической специализации. Соответственно в названии формации указывается обобщенная вещественная характеристика и приуроченность к определенному этапу развития типовой структуры земной коры (например, спилито-кератофировая формация начальных этапов развития геосинклинальных зон, лептитовая формация стадии прогибания материковых протогеосинклиналей, формация рапакиви начальных стадий развития древних платформ).

Ультраметагенный комплекс – это сообщество изофациальных глубинных горных пород, сформированных в результате взаимодействия „твердого“ вещества глубинных зон земной коры (субстрата) с возникшими на месте и (или) привнесенными гранитообразующими расплавами, гранитизирующими флюидами и растворами. В ультраметагенные комплексы объединяются породы изначально разного происхождения, принадлежавшие уже к разнообразным и нередко разновозрастным формациям других типов (осадочных, магматических, метаморфических). Возможность объединения их в один комплекс обусловлена тем, что вся совокупность их подвергается коренным преобразованиям под влиянием и метаморфических, и (или) метасоматических, и (или) магматических (чаще анатектических) процессов. Если эти процессы приводят к значительному преобразованию вещества („гранитизации“ в широком смысле), то следует говорить о формировании нового комплекса пород – „ультраметагенного“. Названные процессы проявлены различно на разных „уровнях глубинности“. Так, ультраметагенные образования гранулитовой фации (чарнокит-мигматиты) отличны от мигматит-гранитов амфиболитовой фации и преимущественно метасоматических образований более верхних зон метаморфизма. В связи с этим при выделении ультраметагенных комплексов кроме ведущих особенностей состава указывается фация ультраметагенных преобразований. Выделение ультраметагенных комплексов не исключает возможности отнесения к самостоятельным комплексам пород субстрата, на которые наложены процессы ультраметазенеза. Это имеет смысл в тех случаях, когда может быть установлена первоначальная природа преобразуемых пород.

Ультраметагенная формация – это систематизационное понятие, отражающее главные, наиболее устойчивые особенности многих конкретных ультраметагенных комплексов, характеризующихся сходной геологической и термодинамической обстановкой образования. Процессами ультраметазенеза могут быть охвачены различные породы и структуры. Видимо, полное вещественное сходство ультраметагенных комплексов, объединяемых в формацию, является необязательным признаком, хотя оно обычно и проявляется.



4651

Магматическая ассоциация – это менее определенный термин, относящийся к конкретным парагенетическим сообществам (пространственно сближенным) магматогенных горных пород с неустановленными генетическими и возрастными взаимоотношениями. Выделение „магматической ассоциации“ предполагает достоверность определения магматогенной природы рассматриваемых пространственно сближенных пород. Однако не известно, являются ли они близкими по времени образования и когенетическими, что не позволяет классифицировать их совокупность как „магматический комплекс“ (например, ассоциация аортозитов и рапакиви).

Плутоническая ассоциация – это термин свободного пользования, относящийся к конкретному сообществу пространственно сближенных глубинных горных пород неопределенного генезиса (магматического, ультраметаморфического, метаморфического).

Понятия высших порядков. Серия ультраметагенных и (или) магматогенных комплексов – это близкие по времени образования ультраметагенные и (или) магматогенные комплексы, сформированные либо на разных уровнях „глубинности“ в пределах одной структурно-фациальной зоны (вертикальная серия), либо в разных, сопряженных, структурно-фациальных зонах (латеральная серия).

В качестве примеров гранитоидных латеральных (обычно неогенетических) серий можно привести близкие по возрасту (салаирские), но резко различные по составу и условиям формирования плагиограниты тануольского (и ольховского) комплекса Восточной Тувы и граниты сархойского (и части огнитского) комплекса Восточного Саяна (Митрофанов, 1962, 1965), а также среднепротерозойские граниты саянского комплекса Присаянья и плагиограниты саяншудутского комплекса Восточного Саяна (Докембрий Восточного Саяна, 1964).

Хорошим примером вертикальных (когенетических) серий могут быть вулканоплутонические комплексы с их составляющими разных фаций становления. Труднее найти примеры полных вертикальных серий гранитоидов ультраметагенного происхождения. Казалось бы, это должна быть известная гранитная серия Х. Рида (1957), включающая автохтонные–параавтохтонные–аллохтонные (интрузивные) граниты, или же в интересном описании Л. В. Махлаева и Н. И. Коробовой (1972) серия докембрийских гранитов Таймыра, состоящая из метасоматических–реоморфических–магматических (анатектических) гранитов. Однако выделение таких вертикально протяженных, вплоть до эпизоны, единых генетических гранитоидных серий ультраметагенного зарождения на уровне амфиболитовой фации (в катазоне) вызывает, как будет показано ниже, ряд возражений геологического и физико-химического характера.

Тем не менее ограниченную способность к перемещению ультраметагенный гранитообразующий материал, формирующийся на

уровне амфиболитовой и особенно гранулитовой фации, вероятно, имеет, а потому и следует считать возможным выделение „единых вертикальных серий ультраметагенных и магматогенных (анатектических) гранитоидных комплексов“. Примерами их, по нашему мнению, являются описанные ниже ортоадырская и чжаргалайтская серии Сангилен, а также автохтонные и параавтохтонные гранитоиды Таймыра и некоторые другие.

Серия ультраметагенных и (или) магматогенных формаций — это систематизационное понятие, отражающее главные особенности конкретных серий ультраметагенных и (или) магматогенных комплексов однотипных структурно-фациальных зон. Как будет показано дальше, типизация серий ультраметагенных пород, особенно латеральных серий, в настоящее время приобретает важное значение в связи с выделением нескольких типов фациальных метаморфических серий, нередко сопряженных (в метаморфических поясах) и различающихся величиной отношения температуры к давлению (Miyashiro, 1961; Винклер, 1969; Добрецов и др., 1970; Глебовицкий, 1971, 1973).

Ряд ультраметагенных и (или) магматогенных комплексов — это сообщество ультраметагенных и (или) магматогенных комплексов одной стадии тектонического развития конкретной структуры. Под „стадией тектонического развития“ понимаются: в подвижных зонах (областях) — стадия прогибания (собственно геосинклинальная стадия) и стадия общей инверсии (орогенная стадия), на платформах — стадии развития платформ или их частей (например, по Хайну (1964б)).

В связи со специальным анализом связи тектоники и магматизма Е. К. Устиев (1969) в истории мобильных поясов выделяет следующие стадии: первая — образование геосинклинали, осадконакопление, подводные вулканические формации; вторая — образование геоантиклинали и орогенез, развитие вулканоплутонических и плутонических формаций; третья — остороговная, или стадия активизации (может быть, неоднократная, — Ф. М.), с вулканоплутоническими и субаэральными вулканическими формациями.

Ряд ультраметагенных и (или) магматогенных формаций — это систематизационное понятие, отражающее главные особенности конкретных рядов ультраметагенных и (или) магматогенных комплексов однотипных структур.

Выявление закономерностей развития рядов сходных структур земной коры и сравнение рядов разных структур и разных стадий развития и составляет в целом сущность формационного анализа геологических образований. Так, например, тектоническая последовательность „геосинклинальная область—складчатая область—платформа“ находит свое выражение, по мнению Е. К. Устиева (1969), в смене вулканизма плутонизмом, а затем снова в развитии вулканизма с появлением в промежутках переходных вулканоплутонических формаций.

Группа ультраметагенных и (или) магматогенных комплексов – это сообщество ультраметагенных и (или) магматогенных комплексов одного цикла тектонического развития конкретной структуры земной коры. Под „циклами тектонического развития“ понимаются закономерно повторяющиеся геологические события со сходной, хотя и не тождественной, последовательностью. В простом выражении – это, например, геологические события в отрезок времени от момента начала погружения подвижной зоны до момента начала следующего погружения (через инверсию, стабилизацию и новую активизацию). Применительно к более крупным подвижным структурам земной коры циклом могут именоваться все события двух (по В. В. Белоусову) или четырех (по В. Е. Хаину) стадий их развития.

Группа ультраметагенных и (или) магматогенных формаций – это систематизационное понятие, отражающее главные особенности конкретных групп ультраметагенных и (или) магматогенных комплексов однотипных структур земной коры.

Прочие понятия. Магматическая фаза, или фаза формирования магматических тел, – это совокупность горных пород, возникшая в результате однократного поступления и непрерывной кристаллизации магматического расплава, в различной степени взаимодействующего с вмещающими породами.

Фация магматогенных или ультраметагенных пород – это совокупность признаков, свидетельствующая о возникновении их в определенных термодинамических и геологических условиях.

В заключение раздела приводим соответствующие тектономагматические временные понятия и формационные „плутонические“ понятия разных порядков:

Понятия, относящиеся к тектономагматическим временным подразделениям	Конкретные понятия, относящиеся к ультраметагенным и магматогенным сообществам	Систематизационные понятия, относящиеся к ультраметагенным и магматогенным сообществам
Акт	Магматическая фаза	–
Этап	Магматический комплекс	Магматическая формация
	Ультраметагенный комплекс	Ультраметагенная формация
	Серия ультраметагенных и (или) магматогенных комплексов	Серия ультраметагенных и (или) магматогенных формаций

Стадия	Ряд ультраметагенных и (или) магматогенных комплексов	Ряд ультраметагенных и (или) магматогенных формаций
Цикл	Группа ультраметагенных и (или) магматогенных комплексов	Группа ультраметагенных и (или) магматогенных формаций

Палеотектоническая основа изучения докембрийских комплексов и формаций

Из определений понятий формационного анализа следует, что основой типизации любых конкретных структурно-вещественных комплексов горных пород должно являться установление их связи с теми или иными геологическими структурами и стадиями развития последних.

Этот общий принцип положен в основу типизации и магматических комплексов. Ю. А. Кузнецов (1964) разделил их на «формации собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон», «орогенные, главным образом геоантиклинальные формации подвижных зон», «формации устойчивых областей», «некоторые особые типы формаций щитов и ранних стадий развития древних платформ».

Аналогичный подход к систематике и классификации интрузивных тел был предложен А. А. Полкановым (1945, 1955). Он выделял магматические образования кратонов (платформ) и орогенных (складчатых) поясов. При этом им отмечались специфические особенности интрузивных тел кристаллических щитов, древних и молодых платформ, складчатых зон с геосинклинальной подготовкой (с мобильным комплексом основания) и без геосинклинальной подготовки (с консолидированным фундаментом). Дальнейшее подразделение интрузивных образований в складчатых зонах производилось А. А. Полкановым по структурным типам интрузивных тел и некоторым другим признакам.

До недавнего времени достаточно полная характеристика докембрия, типы докембрийских структур и история их развития не были известны. Соответственно не было и базы для формационного анализа докембрийских магматогенных и ультраметагенных образований. Последние исследования ИГД АН СССР, проведенные при составлении «Карты фундамента СССР», «Карты метаморфических поясов СССР», «Палеотектонических карт раннего и среднего протерозоя СССР», а также другие геолого-геофизические и радиохимические работы позволяют наметить главные типы докембрийских структур и основные этапы и пути их развития.

При проведении общего палеотектонического анализа докембрия фундамента платформ и складчатых областей (Кратц и др., 1972, 1973) были использованы также последние сводки, монографии и специальные статьи многих геологов, геофизиков и геохимиков: Ю. А. Косыгина и др. (1964, 1972), Г. Д. Аджирея (1971), А. А. Богданова и др. (1972), Л. А. Варданянца (1966), Б. М. Келлера и др. (1968), К. О. Кратца и др. (1968), П. Н. Кропоткина и др. (1971), Е. М. Лазько и др. (1972), М. В. Муратова (1970, 1971), А. Н. Неелова (1968), А. В. Пейве и др. (1972), В. А. Рудника и Э. В. Собоновича (1973), Л. И. Салопа (1968, 1973), Н. П. Семеновенко (1966), Е. В. Павловского (1964), А. И. Тугаринова, Г. В. Войткевича (1970), Э. Э. Фотиади (1967), П. Фурмарье (1971), В. Е. Хаина (1964а), Н. А. Штрейса (1964, 1968), Б. Уиндли и Д. Бриджуотера (Windley, Bridgwater, 1971) и других отечественных и зарубежных исследователей.

Применительно к задачам формационного анализа магматогенных и ультраметагенных образований раннего докембрия (архей до 2600 ± 100 млн лет; ранний протерозой до 2000 ± 100 млн лет; средний протерозой до 1600 ± 100 млн лет) была предложена (Шуркин, Митрофанов, 1968) схема развития раннедокембрийских структур земной коры (табл. 1).

Геологические особенности самых древних образований свидетельствуют об их формировании в условиях особого тектонического режима, который мы предложили называть прогеосинклинальным (догеосинклинальным) этапом развития земной коры (Шуркин, Митрофанов, 1968), Л. И. Салоп (1973) называет „пермобильным“, Е. В. Павловский (1964) — „нуклеарным“, В. Е. Хаин (1964б) — „ультрагеосинклинальным“, А. А. Богданов и др. (1972) — „догеосинклинальным“ и т.д.

Имеются данные, на основе которых можно предполагать, что формирование прогеосинклинальных образований происходило неодновременно. На территории современной Русской платформы прогеосинклинальный этап завершился поздним археем, на территории Сибирской платформы — ранним археем. Можно заметить, что эта асинхронность начала формирования фундамента двух крупнейших древних платформ СССР проявлена и в их завершении: первая в основной своей части является эпираннепротерозойской платформой (Фенно-Сарматская), а вторая — элиархейской (Ангарская платформа).

Таким образом, к прогеосинклинальным можно относить ранне- и позднеархейские образования Русской платформы (соответственно древнее 3300 ± 200 и 2600 ± 100 млн лет) и катархейские и раннеархейские Сибирской платформы (древнее 3300 ± 200 млн лет). Наиболее известными из первых являются породы кольской и беломорской серий на Балтийском щите и коррелируемые с ними образования Украинского щита и фундамента Русской плиты. В фундаменте Сибирской платформы — это образования иенгрской и

Таблица 1

Схема развития структур раннего докембрия на примере структур СССР
(Шуркин, Митрофанов, 1968)

ЭТАП СТАБИЛИЗАЦИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ



тимптоно-джелтулинской серий, а также коррелируемые с последней породы серии Зверева и курультинского „комплекса“ и аналоги их на Анабарском щите, в фундаменте плиты и в ее обрамлении.

Каковы же общие черты всех этих древнейших пород, что их объединяет и отличает от образований других этапов развития земной коры? Хотя материалы по древнейшим горным породам пока еще крайне ограничены, все же можно говорить о выдержанности составов толщ на огромных площадях, о большой площадной распространенности и нелинейности бассейнов осадконакопления. Хорошая стратификация толщ, наличие продуктов интенсивной осадочной дифференциации (кварцитов, высокоглиноземистых пород, карбонатов) и отсутствие грубообломочных фаций говорят о слабой дифференцированности областей на участки поднятий и прогибов, о слабой дифференцированности тектонических процессов.

Своеобразие прогеосинклинальных складчатых структур заключается в наличии гигантских складчатых овалов, куполовидных структур и складок разной ориентировки и размеров, т. е. в глубинном типе складчатых структур. Геофизически это проявляется в мозаичном характере современного магнитного поля над структурами данного возраста. Устанавливается многостадийность формирования структур. При этом образованию складчатых овалов предшествовала изоклинальная складчатость общего смятия (Дук и др., 1974).

Структурные несогласия внутри комплексов обычно не устанавливаются. Это может быть связано с их затуханностью в процессе последующих складчатостей и глубокого метаморфизма. Выявление этих несогласий возможно лишь при детальном структурно-метаморфическом исследовании. Так, например, на Алданском щите В. Л. Дук и др. (1974) установили такое скрытое структурное несогласие между верхнеалданской и федоровской свитами.

Структурно-метаморфическим и радиологическим изучением намечается некоторая самостоятельность двух прогеосинклинальных „комплексов“: иенгрского и тимптоно-джелтулинского на Алданском щите и кольского и беломорского на Балтийском щите. Но самостоятельность и завершенность раннего комплекса очень относительна. Формирование его не приводило к появлению крупных консолидированных сиалических ядер; в дальнейшем он служил лишь комплексом основания продолжающих свое развитие прогеосинклинальных структур. Не имеется данных о том, что ранние структуры являлись областями размыва, определяющими фации окаймляющих бассейнов. Стиль складчатости раннего комплекса подобен более позднему комплексу, направление его складчатых структур подчиняется более позднему. И на Алданском, и на Балтийском щитах имеются лишь данные о двукратном проявлении прогеосинклинального метаморфизма (3300 и 2600 млн лет назад на Балтийском щите — Геохронологические рубежи..., 1972), но термодинамические условия были сходные. Поздний метаморфизм происходил лишь при более низком давлении (Метаморфические пояса СССР, 1971).

Тем не менее на Алданском щите детальные структурно-метаморфические исследования последних лет выделяют более ранний и относительно самостоятельный Иенгрский блок (Дук и др., 1974). Может быть, наличием этого катархейского блока объясняется своеобразие прогеосинклинальных комплексов раннего архея этой территории, замеченное А. Н. Нееловым (Судовиков и др., 1965). В обрамлении Иенгрского блока уже в раннем архее намечаются черты следующего протогеосинклинального этапа. Известна латеральная структурно-фациальная зональность, проявленная в смене терригенно-карбонатных тимптоно-желтулинских толщ осадочно-вулканогенными зверевской и курультинской толщами. Здесь же фиксируется некоторая разница магматизма и метаморфизма двух очень обширных по площади структурно-фациальных областей раннего архея, разделенных глубинными разломами, обычно также нехарактерными для прогеосинклинальных структур.

Характерной особенностью регионального метаморфизма прогеосинклинальных образований является однородность его проявления на огромных площадях, соизмеримых с территориями целых частей платформ. Породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации умеренного давления (6–10 кб) и в фации альмандиновых амфиболитов. Имеются основания говорить о прямой зависимости величин температуры и давления древнейшего метаморфизма (Кицул, 1971), характера и однородности метаморфизма от глубины и равномерности погружения толщ, об устойчивости высокого теплового режима, об отсутствии существенных термальных аномалий, что может объясняться слабой тектонической дифференциацией земной коры в то время (Кратц и др., 1972).

Специфичны и прогеосинклинальные магматогенные и ультраметагенные комплексы (Шуркин, Митрофанов, 1968). Основной и средний магматизм был свойствен стадиям прогибания и поздней консолидации. Он прерывался во время ультраметаморфизма, когда породы зоны ультраметаморфизма перекрывали пути миграции глубинной магмы. Для домигматитовых пород среднего и основного состава не устанавливается линейного и поясового распределения, а антидромная последовательность образования ряда древнейших гиперстеновых диоритов-габбро-лабрадоритов-габбро-норитов-гипербазитов отличается от обычной последовательности формирования магматических пород ранних стадий развития геосинклиналей. Этому можно находить объяснение в малой мощности и неустойчивости формирующегося гранито-гнейсового слоя прогеосинклинального этапа, что обеспечивало быстрое отделение и перемещение магм из неглубоких магматических очагов (Митрофанов, Шуркин, 1972). Ультраметагенные чарнокит-мигматиты и гранит-мигматиты этого этапа развиты по всей площади и по всему разрезу древнейших структур. Все они являются обнаженными зонами рождения и кристаллизации гранитных магм в ультраметаморфических условиях гранулитовой или амфиболитовой фаций.

Отмеченные особенности древнейших образований не позволяют сопоставлять их с более молодыми. Они отличаются как геологическими формами проявления, так и термодинамическими условиями формирования, что приводит к необходимости признания глобального повышенного термического и динамического режима „андезито-анортозитовой“ палеокоры того времени, возможно, обусловленных первоначальным обогащением ее радиоактивными элементами и повышенной величиной гравитационной постоянной Земли. Эти вопросы рассмотрены в специальной статье (Шуркин, Митрофанов, 1974).

Нужно подчеркнуть, что реликты прогеосинклинального архейского гранулитового фундамента устанавливаются не только в древних платформах, но и в складчатых областях. Примеров этого много, но укажем лишь на известные нам – в байкалидах Восточного Саяна (Гарганская и другие глыбы), в каледонидах Тувы (Сангилевский массив), в вариссидах Центральной и Западной Европы (Чешский и Центрально-Французский массивы и др.), в альпидях Памира (Южно-Памирская структура). Это наводит на мысль о глобальном проявлении прогеосинклинального этапа в развитии Земли, создавшем основу континентальной земной коры.

Обширные и нелинейные прогеосинклинальные (мобильные) области, заложенные на первичном сиале, видимо, не были разделены сиалическими платформами и массивами – те и другие появились только в результате их развития. Но существуют представления, что их ограничивали устойчивые структуры талассократонового типа. В последних палеотектонических работах А. Н. Неелова такие талассократоны для раннего архея Восточной Сибири выделены на территории современной Монголо-Охотской складчатой области.

Прогеосинклинальный этап завершился относительной консолидацией складчатых систем. Об этом можно судить на основании ряда признаков, наиболее интересными из которых являются, например, самостоятельность Алдано-Анабарской раннеархейской структуры, а также наличие базальных протогеосинклинальных толщ (например, в карелидах) с галькой глубинных метаморфических и магматических пород.

Для следующего, протогеосинклинального, этапа развития земной коры могут быть выделены как относительно стабильные структурные элементы земной коры – протоплатформы и первичные срединные массивы, так и протогеосинклинальные системы (табл. 1). К первым могут быть отнесены эпираннеархейская Алдано-Анабарская протоплатформа, которая послужила ядром будущей Сибирской платформы, а также многочисленные срединные массивы и глыбы архейской стабилизации фундамента Русской платформы, такие, как Беломорский, Приднепровский, Самарский и др.

Эти структуры ранней стабилизации отличны от платформ и срединных массивов неогей. Хотя они, как и последние, разделяли мобильные области, определяли расположение, конфигурацию

и простираение протогеосинклинальных систем, для них на определенных стадиях характерны и такие черты, как проявление интенсивной складчатой и метаморфической переработки в условиях высоких степеней метаморфизма (до амфиболитовой фации), образование реоморфизованных гранито-гнейсовых куполов и соскладчатых и поздескладчатых мигматит-плутонов (Шуркин и др., 1974). Исключение, возможно, составляет Алданский блок протоплатформы, южная часть которого, по данным некоторых исследователей, не содержит следов верхнеархейской („становой“) структурно-метаморфической переработки (Неелов и др., 1971).

На примерах южной границы Алдано-Анабарской протоплатформы и западной границы Беломорского массива устанавливается, что эти структуры ограничивались глубинными разломами. С направлением этих разломов совпадает простираение протогеосинклинальных систем. Южно-Алданский глубинный разлом контролирует размещение тел гипербазитов и базитов, в том числе и верхнеархейских габбро-анортозитов джугджурского и каларского комплексов. В связи с этим разломом формируется пояс сутамских гранулитов высоких давлений, который занимает отчетливо секущее положение по отношению к внутренней структуре алданских гранулитов. Зона глубинных разломов, ограничивающая с запада Беломорский массив, контролирует размещение таких характерных раннедокембрийских глубинных образований, как интрузивных гиперстеновых гранитов-чарнокитов (Шуркин и др., 1974).

По соотношению со „стабильными“ структурами, по расположению, строению и развитию среди протогеосинклинальных областей и систем могут быть выделены два типа. В сибирском позднем архее широкие протогеосинклинальные области окаймляли с внешних сторон Алдано-Анабарскую протоплатформу. Поэтому Становую, Байкальскую, Восточно-Саянскую, Енисейскую структуры можно назвать окраинными протогеосинклинальными областями. В раннем протерозое европейских регионов Карельская, Белорусская, Саксаганская и другие линейные протогеосинклинальные системы расчленили многочисленные архейские срединные массивы и, несомненно, имели архейский комплекс основания. Их можно называть внутриматериковыми протогеосинклиналями. К этому типу, видимо, принадлежит и Олекминская система, а также многочисленные позднеархейские прогибы Канады, Западной Австралии и некоторые прогибы Африканского щита (типа бирримниенских).

При таком разделении первичных геосинклинальных областей и выделении двух путей их развития (Кратц и др., 1973) намечаются переходы к типам геосинклинальных систем неогей („внутриконтинентальным“ и „окраинным – талассогеосинклиналям“ по Богданову и др. (1972)), к основным линиям развития последних („океаническая“, „переходная“ и „континентальная“ стадии по Пейве и др. (1972)) и появляется возможность использовать новейшие

геотектонические идеи при изучении раннедокембрийских структур. Речь идет о том, что окраинные протогоеосинклинальные области могли находиться в зоне сочленения океанических и материковых плит, а материковые протогоеосинклинальные системы могли развиваться в зонах раздвигания или надвигания материковых плит. В этой связи интересен анализ архейских гранулитовых уровней и наложенных линейных поясов Канады, Западной Австралии и Южной Африки (Windley, Bridgwater, 1971; Glikson, 1972), который показал, что позднеархейские линейные пояса имеют некоторое сходство с современными срединно-океаническими хребтами и рифтовыми зонами. Видимое их обилие заключается в огромной ширине древнейших поясов (до 250 км) и в геохимических отличиях древнейших и молодых базитов.

Для осадочных и вулканогенных образований протогоеосинклинального этапа характерно разнообразие геологических формаций и фаций, отчетливо выражена структурно-фациальная зональность областей и нередко устанавливаются области сноса и аккумуляции. Так, в Олекмо-Становой области выделены зоны карбонатно-терригенного и вулканогенного накопления (Неелов, 1968). В карельских протогоеосинклинальных системах во внутренних прогибах происходило накопление вулканогенно-хемогенных формаций (железорудных), а в краевых зонах — вулканогенно-терригенных (сульфидно-сланцевых).

Складчатые структуры протогоеосинклиналей во многом зависят от степени регионального метаморфизма пород и от поведения комплекса основания (фундамента). Так, наряду с крупными линейными и дугообразными складчатыми системами образуются куполовидные, диапирового типа структуры. В этом случае складчатые структуры напоминают протогоеосинклинальные. Но если последние имели повсеместное развитие и являются особо характерными, то для протогоеосинклинальных структур в общем случае характерно сочетание линейных структур главного протогоеосинклинального комплекса и куполовидных структур реоморфизованного комплекса основания и высоко метаморфизованных низов главного протогоеосинклинального комплекса. Такие сочетания устанавливаются при наличии разных зон глубинности, на разных уровнях срезов, а также в зонально метаморфизованных толщах.

Протогоеосинклинальные системы могут быть отнесены к структурам одного цикла развития. При этом в разных прогибах, принадлежащих одной протогоеосинклинальной области, устанавливается асинхронность развития. Так, на Балтийском щите имеются структурные зоны, испытавшие полную инверсию до среднего протерозоя (собственно карелиды, включая и ребольские структуры ранней инверсии, — 2400–2200 млн лет), и свекофенские зоны, продолжающие свое развитие и в начале среднего протерозоя до эпохи 1800 ± 100 млн лет (Кратц, 1962; Геохронологические рубежи...

1972). Сходная картина намечается, по нашим данным, и в Восточно-Саянской складчатой области.

Протогеосинклинальные системы характеризуются изменчивостью регионального метаморфизма, в них картируются метаморфические зональности и парные метаморфические пояса (Кратц, Глебовицкий, 1972). В Становой складчатой области, которая в настоящее время является глубоко эродированной, на фоне достаточно однородного метаморфизма фации альмандиновых амфиболитов кианитового типа выделяются сутамские гранулиты высокого давления, сопряженные с Южно-Алданским глубинным разломом, и участки повышения и понижения метаморфизма, тяготеющие соответственно к внутренним и внешним зонам прогибов. В заключительную стадию развития (с раннего протерозоя) здесь формировались зональные метаморфические комплексы андалузитового типа (Неелов и др., 1971).

Разнообразен по температуре и давлению метаморфизм различных структур и стадий развития протогеосинклинальных карелид. Наиболее ранние метаморфиды (с возрастом древнее 2200 млн лет) в зонах ранней инверсии (например, в Центрально-Карельской) представлены зональными комплексами (от амфиболитовой до зеленосланцевой фации) андалузитовой серии низких давлений. Вероятно, с ними одновременно метаморфизм умеренных давлений (кианитовый тип) юго-запада Свеккофенно-Карельской зоны. В конце раннего протерозоя (2000 млн лет) вблизи глубинных разломов Лапландской зоны отмечается наложение метаморфизма гранулитовой фации высокого давления на архейские образования.

Большая дифференциация метаморфизма, выделение синхронных парных метаморфических поясов с повсеместно проявленной метаморфической зональностью характеризуют начало орогенной стадии развития карелид (1900 млн лет). В Свеккофенно-Карельской области проявлен зональный метаморфизм низкого давления (андалузитового типа) в фациях от зеленосланцевой до амфиболитовой и даже гранулитовой. В периферических частях Беломорско-Лапландского пояса намечается метаморфическая зональность умеренного давления (кианитового типа) (Кратц, Глебовицкий, 1972).

Таким образом, тектоническая дифференциация протогеосинклинальных областей выражается в различии метаморфических явлений в составляющих их структурах. Такая же разница устанавливается и в магматизме различных структур земной коры этого этапа (Шуркин, Митрофанов, 1968).

Во внутренних зонах окраинных протогеосинклинальных областей (Становой, Восточно-Саянской) и в зонах глубинных разломов проявлены инициальные основные вулканиты, габброиды, гипербазиты. К зонам глубинных разломов приурочены также габбро-анортозиты и интрузивные гиперстеновые граниты (чарнокиты). В протогеосинклиналях с установленным сиалическим фундаментом (в материковых

и во внешних зонах окраинных) кроме вулканитов основного состава очень характерны средние и кислые вулканиты (лептиты), а также гранитоиды и мигматиты разных типов. Гранитные массивы и кислые вулканиты образуются и в краевых частях первичных массивов.

Процессы гранитообразования в протогеосинклинальный этап были очень интенсивными. Они часто были связаны с явлениями ультраметаморфизма комплекса основания и низов протогеосинклинальных толщ, т. е. с процессами перекристаллизации и метаморфической дифференциации, метасоматоза, полного и селективного анатексиса. При этом термодинамический режим гранитообразования был связан с режимом регионального метаморфизма и тектонических процессов. Так, как будет показано ниже, намечается, что разные по отношению калия и натрия ультраметагенные гранитоиды формируются в разных (по отношению температуры и давления) фаціальных метаморфических сериях.

С завершением интенсивных процессов гранитообразования совпадают (во всяком случае во времени) и наступившая в конце протогеосинклинального этапа инверсия многих протогеосинклинальных систем, и их переход в разряд областей завершённой складчатости.

Протогеосинклинальные процессы в основном завершили формирование складчатой структуры фундамента древних платформ. Следующий крупнейший этап развития земной коры — платформенно-геосинклинальный, продолжающийся до настоящего времени, начинается еще в конце раннего докембрия с „этапа стабилизации древних платформ“ (Шуркин, Митрофанов, 1968). Последний в Восточной Сибири охватывает ранний (удокаий) и местами средний протерозой (акиткаий), а в Европейской части — средний (ятулий) и частично поздний протерозой (ранний рифей).

Для начала этого этапа могут быть выделены платформы на ранних стадиях формирования с наложенными впадинами и краевыми прогибами, а также геосинклинально-складчатые области, обрамляющие платформы с их периферическими и внутренними геоантиклинальными поднятиями, остаточными, внешними (миogeосинклинальными) и внутренними (эвгеосинклинальными) прогибами.

Ранние стадии формирования чехла древних платформ (Восточно-Европейской, Сибирской) отличались от условий их зрелого развития в неогее. С позиций магматизма эти вопросы уже неоднократно рассматривались, и магматогенные комплексы и формации специфических докембрийских структур описаны довольно подробно (Кузнецов, 1964; Шуркин, Митрофанов, 1970, 1971, и др.).

Что касается ранних геосинклинально-складчатых областей, обрамляющих платформы, то они, как и окраинные геосинклинальные области неогее, не превращались в платформы, а продолжали развитие окраинных протогеосинклинальных областей, местами

(особенно во внутренних частях) наследуя специфические особенности последних. Так, Восточно-Саянские и Енисейские „терригенно-карбонатные“ прогибы среднего протерозоя отличались от миогеосинклиналей неогена и сходны с типичными протогоеосинклиналями своим высоким региональным метаморфизмом и интенсивным развитием явлений ультраметаморфизма в фундаменте.

Процессы ультраметаморфизма фундамента и частичного перемещения гранитообразующего материала в структуры чехла отличаются и некоторые остаточные геосинклинали этого этапа типа раннепротерозойского Удоканского прогиба, который относят даже к протоплатформенным образованиям палеоавлакогенного типа (Лейтес и др., 1970). Правда, в сходных „экзогеосинклинальных“ структурах Канады (группа Hurwitz-Bell, 1970) процессы гранитообразования отрицаются.

К сожалению, мы недостаточно знакомы со строением и развитием ранних образований внутренних частей окраинных подвижных областей, входящих позднее в состав байкальских и более молодых складчатых областей. На примерах Янканской зоны Монголо-Охотской складчатой области (Судовиков и др., 1965) и Муйской зоны Байкальской складчатой области (Салоп, 1967) представляется, что они в раннем протерозое характеризовались эвгеосинклинальным режимом с соответствующими этому типу структур формациями магматогенных пород (Шуркин, Митрофанов, 1968; см. также табл. 12 и 11). В том, что касается регионального метаморфизма в подобно-го рода структурах, отмечается (Кратц, Глебовицкий, 1972), что метаморфизм раннего и среднего протерозоя в некоторых из них проявлялся в специфических условиях сверхвысоких давлений и умеренных температур. В Уфалейском районе Урала, в районе Кокчетова в Казахстане и на Тянь-Шане метаморфиды этого возраста представлены эклогито-гнейсовыми и эклогито-сланцевыми комплексами, отличными от метаморфидов фундамента древних платформ.

Таким образом, изложенные материалы по палеотектонике разных этапов развития раннего докембрия позволяют выделить главные типы тектонических структур древнейших этапов развития земной коры. Специфика и отличия раннедокембрийских структур от основных структур неогена (за исключением, возможно, внутренних систем) позволяют рассматривать их как дополнительные элементы классификации формаций Ю. А. Кузнецова (1964).

В заключение раздела подчеркнем те особенности раннедокембрийских структур, которые имеют значение при изучении гранитоидных комплексов и формаций. Речь идет о специфике раннедокембрийских метаморфических образований и процессов. В наиболее полной работе по этому вопросу К. О. Кратц и В. А. Глебовицкий (1972, с. 9) приходят к выводу, что „раннедокембрийские метаморфические пояса во многих отношениях отличны от фанерозойских, хотя намечаются и определенные черты сходства“. Определенно можно говорить

о том, что метаморфиды и ультраметаморфиды прогеосинклинальных структур не имеют аналогов в геосинклинальных областях. Однородность гранулитового и амфиболитового монофациального метаморфизма на огромных площадях (ареальность метаморфизма), прямая корреляционная зависимость температуры метаморфизма от его „глубинности“ (Кицул, 1971) предполагают однородность высокого теплового режима во всей области. В отличие от них регионально-монофациальные метаморфиды собственно геосинклинальных стадий развития молодых подвижных областей („орогенические метаморфиды“ Г.Рида) являются лишь зеленосланцевыми. Это может быть обусловлено относительно пониженным региональным тепловым режимом, а также кратковременностью развития фанерозойских геосинклинальных прогибов. В таких условиях низкая теплопроводность осадочно-вулканогенных пород препятствовала полному и значительному прогреву погружающихся толщ (Джеффрис, 1960). Только локальные линейные зоны и участки повышенной теплоподачи, нередко секущие, испытывали зональный (полифациальный) высокоградиентный метаморфизм и ультраметаморфизм („плутонический метаморфизм“ Г.Рида).

Протогеосинклинальные и протоорогенные системы, особенно внутриматерикового типа, также характеризуются зональными (полифациальными) метаморфическими комплексами, свидетельствующими о наличии термических аномалий, о неоднородности теплового потока. Однако эти зональности имеют региональный характер, соизмеримы по площадям со структурными зонами, гораздо менее градиентные, а также часто конформные со стратиграфической колонкой. Последнее особо характерно для ранних метаморфид протогеосинклинальных систем.

Все эти специфические особенности раннедокембрийских структур земной коры, интенсивность и масштабность метаморфических процессов несомненно накладывают свой определяющий отпечаток на характер ультраметаморфизма и гранитообразования в раннем докембрии. Этот важный вопрос будет еще рассмотрен в заключительных главах.

Структурный анализ при изучении магматогенных и ультраметагенных образований

При выделении комплекса и последующей формационной типизации его необходимо совместное решение ряда задач: определение вещественного состава пород; установление возрастной и генетической близости всех составляющих компонентов ассоциации, а также отделение пород этой ассоциации от других пород, распро-

страненных в этой же структурной зоне и нередко слагающих вместе с первой единые сложные массивы; установление фациальной близости группируемых пород, т. е. определение тектонической обстановки формирования геологических тел, механизма их образования, структурного размещения, внутреннего строения, а также решение вопроса о глубине становления их и пр.

Часть задач решается петрографическими, минералогическими, петрохимическими, геохимическими и металлогеническими методами. Специальные структурно-петрологические исследования составляют основу другой части комплексной работы.

Крупнейшие современные устойчивые структуры континентальной земной коры — шиты, древние и молодые платформы — содержат магматогенные образования собственно платформенного этапа развития и предыдущих, доплатформенных этапов.* Решение вопроса о возрастных сопоставлениях интрузивных тел платформенного типа на основании только структурного анализа, конечно, затруднительно. Такие интрузивные тела, расположенные в фундаменте платформ или в шитах, являются резко секущими, послескладчатыми и посторогенными. Верхняя возрастная граница их структурными методами не определима. В обычных случаях то же можно сказать и об интрузивных залежах нескладчатого чехла. Однако региональные структурные исследования намечают, например, прямую связь траппового магматизма с изометричными сводовыми поднятиями древних платформ, а щелочного оливин-базальтового магматизма — с удлиненными сводами молодых и древних платформ (Павловский, 1948; Кузнецов, 1964). В этом случае магматические тела могут именоваться „синтектоническими“, одновременными с образованием сводов и сопряженных с ними структур. Известны и другие примеры структурной и временной (синтектонической) сопряженности магматогенных тел и различных платформенных структур. Они приведены в работах А. А. Полканова (1945, 1955, 1956), Н. А. Елисеева (1953, 1967), Ю. А. Кузнецова (1964).

Однако структурный анализ платформенных магматогенных тел более интересен в другом отношении. В обстановке растяжения земной коры платформенного типа, при относительной пассивности рамы создаются условия для интенсивной дифференциации магматических масс, для образования расслоенных и многофазных тел, т. е. для формирования син- и эпигенетических магм-пород. При этом многие платформенные магматогенные тела состоят не только из пород нескольких интрузивных фаз, нередко дифференцированных,

* Здесь особо не рассматриваются структурные типы магматогенных пород зон тектонической активизации (Комаров и др., 1964, и др.).

совокупность которых естественно объединять в один магматический комплекс, но и из разновозрастных пород, т. е. образований разных комплексов, нередко характеризующихся различной тектонической и фашиальной обстановкой формирования. Основой расчленения таких сложных тел является изучение их первичных (текстуры течения и первичные трещины) и вторичных (наложечных) структур.

В Волинском массиве на Украине к одному комплексу многие исследователи относят крупные соизмеримые массы габбро-лабрадоритов и гранитов. Между тем в 1936 г. после детального структурного исследования массива А. А. Полканов (1948) показал, что габбро-лабрадориты слагают самостоятельное интрузивное тело (межформационный хонолит), формирование которого происходило ранее кольцевой интрузии гранитов коростеньского типа. Интрузия последних, секущая первичную структуру массива габбро-лабрадоритов, связана с иными тектоническими движениями рамы и отделена от образования габбро-лабрадоритов не только временем становления основного массива, но и фазой линейных даек монцонит-мангеритового состава. Соответственно не исключено, что волинские габбро-лабрадориты и коростеньские граниты рапакиви могут быть отнесены к разным комплексам.

Сходные отношения структурный анализ может выявить и в других пространственно совмещенных анортозитах и гранитах (обычно рапакиви), таких, как в Прибалтике, в Адирондаке, в районе Нордингра в Швеции и др. Поэтому суждение о том, что комплексы рапакиви включают и анортозиты, требует еще дополнительного структурного уточнения.

Структурный анализ бывает особенно убедительным при доказательстве когенетичности основных, ультраосновных, щелочных и некоторых кислых пород, слагающих расслоенные и многофазные платформенные плутоны. Многочисленные примеры изучения подобных ассоциаций известны из работ А. А. Полканова, Г. Клооса, Н. А. Елисеева, Р. Болка и др., а результаты такого структурного изучения многих магматических образований платформ и щитов в разрезе формационной классификации использованы в сводке Ю. А. Кузнецова (1964).

Особо большое значение структурный анализ имеет при расчленении на комплексы, серии и ряды комплексов магматогенных и ультраметагенных образований подвижных областей. Даже в молодых геосинклиналино-складчатых областях обычно производится разделение магматогенных пород на до-, со-, поздне- и послескладчатые (или про-, син-, поздне- и посторогенные).^{*} Такое разделение

^{*} Об этих терминах см. ниже.

является еще более необходимым в условиях докембрийских, особенно вижнедокембрийских образований. Высокометаморфизованная и палеонтологически немая докембрийская рама обычно не дает возможности установить даже относительную верхнюю возрастную границу любого заключенного в ней тела. Обилие разнообразных и разновозрастных магматогенных и ультраметагенных пород в каждой докембрийской структурной зоне, малая вещественная и структурная обособленность слагаемых ими тел, высокий и неоднократный метаморфизм всех пород затрудняют расчленение их обычными геологическими методами (пересечение, прорывание, перекрытие и т.п.). Радиологические методы во многих случаях также не дают однозначных результатов. В этих условиях только комплексное структурно-петрологическое изучение каждого магматогенного и ультраметагенного тела позволяет высчитать относительное время формирования его в общей последовательности геологических событий.

Подвижная область представляет собой систему многих различно развивающихся структурно-фациальных зон — разнообразных прогибов и разделяющих их геоантиклинальных поднятий и срединных массивов. Поэтому изучение магматизма подвижных областей должно начинаться с выделения последовательных комплексов в каждой структурно-фациальной зоне.

В развитии любой подвижной зоны (геосинклинального прогиба) может быть выделена стадия прогибания, сопровождаемого осадконакоплением, ранней складчатостью, региональным метаморфизмом и ранним магматизмом. Эта стадия сменяется стадией инверсии режима, складчатости, оформляющей строение складчатых структур, соответствующего магматизма и связанных с ним явлений. Последующая стадия стабилизации является только относительно спокойной и также неамагматична. Соответственно для складчатой зоны могут быть выделены следующие структурные типы магматогенных тел: доскладчатые, раннескладчатые, соскладчатые, позднескладчатые и послескладчатые.

Движения начальной стадии прогибания характеризуются вертикальной направленностью, растяжениями, сопровождаемыми разрывами. В этих условиях магматизм представлен в основном эффузивными и гипабиссальными интрузивными залежами. Являясь составной частью осадочно-вулканогенной толщи, эти покровные, пластовые, силловые, лакколитовые и дайковые образования непосредственно участвуют в сложении позднее образующихся складчатых структур (доскладчатые тела). Степень их последующих метаморфических преобразований соответствует степени регионального метаморфизма всей толщи; вторичные (метаморфические) структуры доскладчатых тел — сланцеватые, гнейсовидные или гранулитовые — являются гармоничными со структурами вмещающих пород.

В случае мигматитовых толщ доскладчатые тела подвергаются мигматизации и будинированию, причем даже в этих условиях иногда

сохраняются реликтовые участки, в которых видны первичномагматические структуры и текстуры пород, нередко автономные по отношению ко вторичным, наложенным структурам. Примером таких доскладчатых глубоко метаморфизованных образований, сохранивших реликты автономных первичномагматических структур и текстур, могут являться миндалекаменные метаэффузивы и метапорфириты беломорской толщи, превращенные в основном в амфиболиты (Шуркин и др., 1962; Ефимов, 1971).

К типичным доскладчатым магматогенным образованиям относятся породы спилито-кератофировой группы формаций и некоторые комплексы базальт-андезит-липаритовой группы формаций (Кузнецов, 1964).

Структуры ранней складчатости подвижных зон и синхронные с ними магматогенные проявления обычно устанавливаются в молодых подвижных областях. В обычном проявлении это габбро-диабазо-гранитные ассоциации и гипербазитовые комплексы, особенности которых, в том числе и структурные, хорошо известны (Кузнецов, 1964).

Детальные структурные исследования глубинных сечений докембрид также свидетельствуют о многоактивности формирования их складчатых структур. Больше того, совместное изучение складчатости, метаморфизма и магматизма позволяет выделить и в них структурные формы, сопряженные с ранней (домигматитовой) складчатостью, и наметить характерные особенности раннескладчатого структурного типа магматогенных пород. Примеры их приведены на рис. 1-4.

Первоначально факолитовые, пластовые, лакколитовые и дайковые тела иногда содержат ксенолиты складчатых и регионально метаморфизованных, но еще не мигматизированных пород рамы. Большинство тел принадлежит к пансинкинетическим (Елисеев, 1953), т. е. к таким, в которых движение кристаллизующейся магмы сопровождалось интенсивными движениями рамы. Соответственно породы этих тел нередко обладают первичной гнейсовой структурной фазией и характеризуются изофациальными с региональным метаморфизмом вмещающей рамы метаморфическими преобразованиями (структурными и минералогическими). Только центральные участки некоторых тел несут следы эндосинкинетичности, т. е. кристаллизации движущейся магмы в условиях отсутствия значительного влияния движений рамы. В этих случаях породы обладают первичномагматическими структурами и текстурами, нередко автономными и дисгармоничными. Но и в этих участках влияние движений рамы проявляется в отдельных зонах перекристаллизации и изофациального метаморфического минералообразования. Все тела этого типа домигматитовые, испытавшие будинаж, обволакивание мигматитами, рассланцевание, соответствующие преобразования минерального состава, в том числе и за счет метасоматоза. Они секутся гранитами и пегматитами, являющимися продуктами ультраметаморфизма.



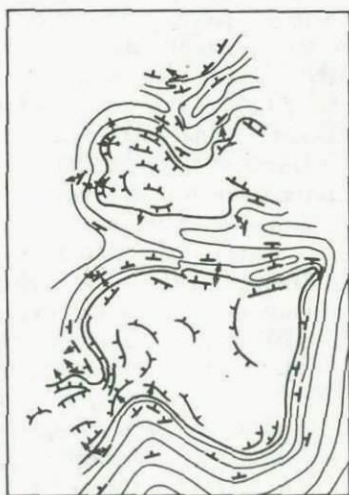
Рис. 1. Раннескладчатые габбро-анортозиты Беломорья в мигматитах (о-в Вороний, длина тела около 1 км).

Контакты тел: 1 - наклонные; 2 - вертикальные. Магматические плоскопараллельные элементы (полосчатость, трахитоидность, шпировость, ксенолиты); 3 - полого наклонные; 4 - круто наклонные; 5 - вертикальные; 6 - магматические линейные элементы. Бластические плоскопараллельные элементы пород массивов (полосчатость, гнейсовидность, скиалиты); 7 - наклонные; 8 - вертикальные; 9 - неопределенные по углу наклона; 10 - бластические линейные элементы пород массивов. Плоскопараллельные элементы вмещающих пород (полосчатость, сланцеватость,

слоистость); 11 - наклонные; 12 - вертикальные; 13 - неопределенные по углу наклона; 14 - линейные элементы вмещающих пород (линейность, ориентировка осей мелких складок и пр.); 15 - поздние гранитоиды.

Рис. 2. Раннескладчатые гнейсо-гранодиориты Беломорья в мигматитах (о-в Еловый, длина обнажения около 0,4 км).

Условные обозначения см. на рис. 1.



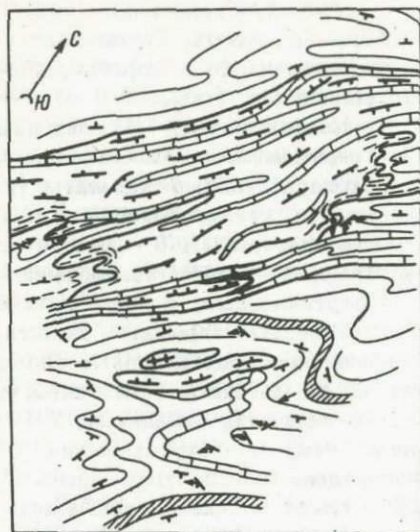


Рис. 3. Раннескладчатые гнейсовидные плагиогранитоиды массива р.Орто-Адыр Сангиленского нагорья. Составлено с участием И. К. Козакова.

Условные обозначения см. на рис. 1. Выделены пласты амфиболитов и мраморов; в контактах массива показаны наложенная гнейсовидность и мигматизация.

Из раннедокембрийских формаций к раннескладчатому структурному типу могут быть отнесены гипербазит-габбровые, анортозитовые, а из гранитоидных – древнейшая формация интрузивных гиперстеновых кварцевых диоритов (эндербитов), формация интрузивных гиперстеновых гранитов (чарнокитов) зон глубинных разломов и формация интрузивных плагиогранитоидов.

Наиболее типичные соскладчатые тела представлены чарнокитами (рис. 5), а также мигматит-гранитами и гнейсо-гранитами, размещенными среди пород, регионально метаморфизованных в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций (рис. 6). Здесь породы рамы и возникший в результате любого процесса гранитообразующий материал имели сходную высокую податливость к пластическим деформациям, поэтому морфологическое многообразие формирующихся тел определяется складчатой структурой рамы; образуются факолиты в собственном смысле слова, внутреннее строение которых является неавтономным, гармоничным со структурой вмещающих пород. Это относится не только к генетически и морфологически различным мигматит-гранитным телам, но и к достаточно обособленным гранитоидным массивам, как к неперемещенным, так и к перемещенным на относительно малые расстояния (нередко по направлениям осевых поверхностей складок). Однако если гранитообразующий материал перемешался в породы малой пластичности, например в амфиболиты,

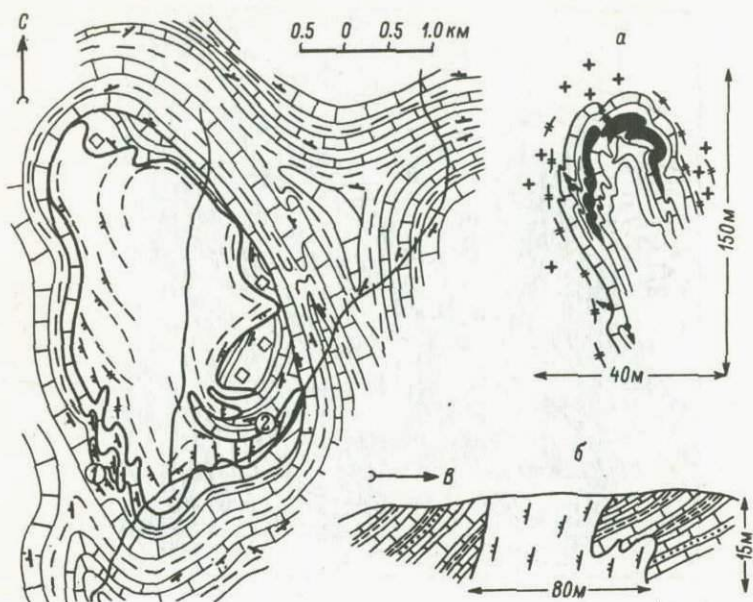


Рис. 4. Раннескладчатые существенно плагиоклазовые граниты Хоромнугского массива Сангиленского нагорья в сланцево-карбонатной раме. Составлено с участием И.К.Козакова.

а - реликты первичной (протобластической) гнейсо-гранитной фации и интрузивных взаимоотношений в кровле; б - вторичное краевое огнейсование при будинировании; здесь же выделены согласные позднескладчатые ортотектиты. Все тело вместе с пологой кровлей слагает крупную будину в позднескладчатых структурах рамы. Штрихами намечены структурные направления в гранитоидах по интерполяции замеров.

то даже в условиях катазоны тела часто имеют несогласные контакты.

Все пансикинетические тела этого типа обладают первично-гнейсовой структурной фацией (гранулитовой, гнейсо-гранитной) и сложены однофазными породами гранитоидного состава, изофациальными с породами рамы. Соответственно гранитоидные соскладчатые факолиты катазоны имеют трудно отличимые друг от друга эндо- и экзоконтактные зоны, обладают так называемыми „диффузными“ контактами и не оказывают существенного контактового воздействия на вмещающие породы.

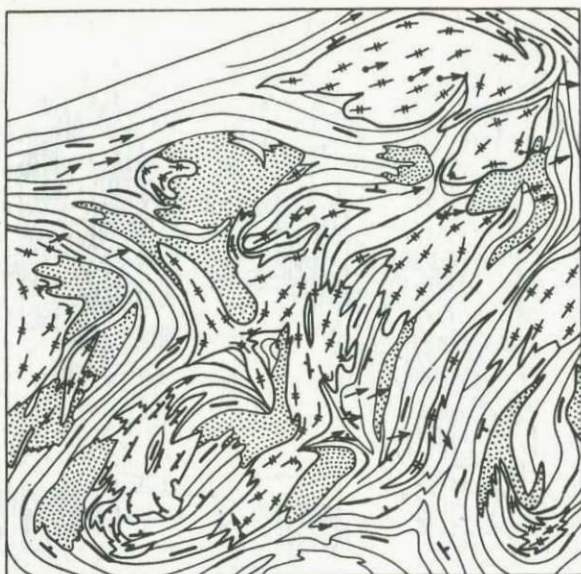


Рис. 5. Соскладчатые чарнокиты юго-западной Финляндии. Схематизировано по К. Паррасу (Parras, 1958).

Условные обозначения см. на рис. 1.

Известны случаи, когда высокая пластичность складчато деформирующихся толщ даже в условиях относительно слабо метаморфизованной рамы (низкотемпературной субфации амфиболитовой фации, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций) также способствовала формированию перемещенных согласных, конформных и гармоничных гнейсо-гранитных тел (рис. 7). Но в этих случаях породы рамы подвергались активному контактовому воздействию со стороны гранитоидов с образованием экзоконтактовых мигматитов, контактово-метасоматических пород, контактовых гнейсов, сланцеватых роговиков и пр. С другой стороны, тектонические движения рамы, продолжавшиеся и после консолидации гранитоидов, приводили к появлению в последних наложенных зон бластомилонитизации (диафторитов) с низкотемпературными минеральными ассоциациями (обычно зеленосланцевой фации).

В условиях слабо или совсем неметаморфизованной рамы, например в большинстве последокембрийских подвижных зон, типичные

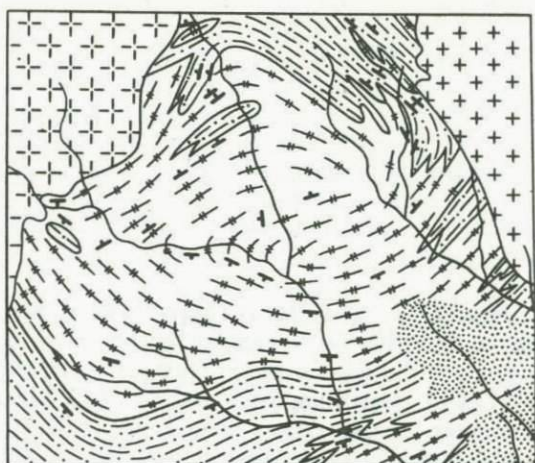


Рис. 6. Соскладчатые гнейсо-граниты Эхе-Булайского массива в Восточном Саяне. Площадь массива около 50 км².

1 - четвертичные отложения; 2 - послескладчатые массивные граниты (сархойский комплекс); 3 - поздне- и послескладчатые трахитоидные граниты (Хонголдайский массив - см. рис. 8); 4 - соскладчатые гнейсовидные плагиограниты и гранодиориты (саганшутский комплекс); 5 - мигматиты и гнейсы амфиболитовой фации; 6 - гнейсовидность в гранитоидах и в гнейсах.

соскладчатые структурные типы гранитоидных массивов вообще не известны, что замечено еще Е. Рагэном (Raguin, 1957); для Северо-Американского континента это хорошо видно из работы А. Баддингтона (1963); отечественные материалы также не дают соответствующих примеров. Так, все последокембрийские гранитоидные массивы Алтае-Саянской складчатой области представлены поздне- и послескладчатыми структурными типами, согласно материалам геолого-геофизической интерпретации 1967-1970 гг. новосибирских исследователей В. С. Суркова, О. Г. Жеро и др. (Сурков и др., 1973). Ими были изучены все крупнейшие („батолитовые“)



Рис. 7. Соскладчатый структурный тип гнейсо-гранитов Баянкальского массива Сангиленского нагорья с интрузивными контактами в терригенных породах, метаморфизованных в зеленосланцевой фации (чинчилигская толща).

Условные обозначения см. на рис. 1. Штрихами различной длины интерполированы структурные направления в гранитоидах и в песчанико-сланцевой раме.

гранитоидные массивы этой типичной палеозойской складчатой области, в том числе и те, формирование которых происходило одновременно с главными фазами складчатости („синорогенных“). Большинство массивов является субгоризонтальными, нередко плитообразными и лакколитообразными, встречаются хонолиты и штоки. Для всех массивов исследователями показаны нижние границы,



Рис. 8. Позднескладчатые трахитоидные граниты Хонголдойского массива в Восточном Саяне.

Справа - соскладчатые гнейсо-граниты Эхе-Булнайского массива (рис. 6). Условные обозначения см. на рис. 1.

на разрезах хорошо видны автономное строение массивов, их секущий характер и контактовые зоны метаморфизма. Такая природа гранитоидных тел определяется до глубин 10–15 км, что, по-видимому, исключает представление о наличии „палеозойского“ регионального ультраметаморфического слоя на данной глубине.

Позднескладчатые гранитоиды, тесно связанные с поднятием, уменьшением интенсивности складкообразования и постепенной консолидацией рамы и всего гранито-гнейсового слоя подвижных зон, имеют самое широкое распространение в разных условиях глубинности. С особой определенностью этот структурный тип гранитоидов выделяется в условиях глубоко метаморфизованной рамы. Интрузивные, реоморфические, метасоматические позднескладчатые гранитоиды описаны в докембрии Карелии (Геология и петрология..., 1969), Восточного Саяна (Докембрий Восточного Саяна, 1964), Станового хребта (Судовиков и др., 1965), Канадского щита (Баддингтон, 1963) и во всех других докембрийских регионах.

Преимущественно куполообразные тела гранитоидов этого типа (рис. 8–10) не имеют четкой сопряженности с разломами, могут быть несогласными с региональным простираем структур рамы, но обычно имеют согласные контакты, причем вблизи интрузивных (и реоморфических) массивов породы рамы меняют свое залегание, приспособляясь к их контурам. В кровле породы рамы выполаживаются, становясь согласными и гармоничными с апикальной частью массивов гранитоидов и их плоскопараллельной текстурой. Крутопадающие боковые контакты интрузивных массивов обычно четкие, нередко с узкой переходной зоной мигматитов, жильный материал которых участвует в формировании малых складок вмещающей рамы, ориентированных параллельно контактам. В краевых частях массивов и в прилегающих породах рамы характерно образование зоны краевых гнейсов, гранитоиды которой обладают первичной гнейсо-гранитной структурной фацией, постепенно сменяемой ближе к центру массивов нормальной первичногранитной структурной фацией. Контактный метаморфизм, связанный с гранитоидными телами, расположенными в глубоко метаморфизованной раме (амфиболитовой фации), имеет обычно регрессивный характер.

Все особенности этих позднескладчатых массивов, видимо, свидетельствуют о том, что становление их происходило в то время, когда вмещающая рама была еще способна к пластичному изгибанию (приспособлению) без разрыва сплошности. Автономная куполообразная форма массивов, активное механическое воздействие гранитообразующего материала на структуру рамы с образованием согласных контактов, развитие автономных текстур течения (трахитоидности, ориентировки ксенолитов, шпиров и т.п.) позволяют считать, что внутренняя активность поднимающегося гранитообразующего материала имела большее значение в становлении гранитоидных массивов

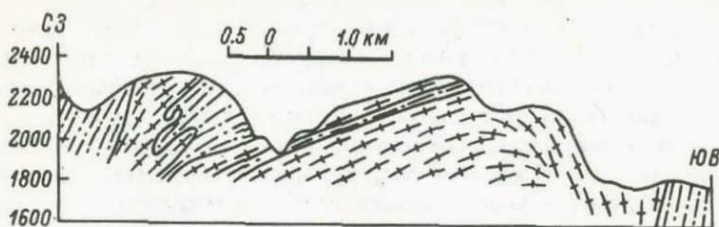


Рис. 9. Разрез к рис. 8. Масштаб увеличен в 3 раза.

такого типа, чем тектоническая активность заключающей рамы. Структурное изучение некоторых сложных докембрийских гранитоидных массивов показывает, что ко времени формирования поздне-складчатых массивов складчатые гранитоиды уже консолидировались, о чем свидетельствует, например, пересечение контактовыми поверхностями первых гнейсовидных текстур вторых (рис. 8). В таких сложных массивах только структурные исследования помогают расчленить гранитоиды, достаточно вещественно близкие, и отнести их к разным комплексам.

Особый случай представляют жильные гранитоидные тела поздне-складчатого типа (рис. 11). Они нередко согласные и даже будинированные, но чаще секущие. В последнем случае устанавливается, что в своем размещении они используют осевые поверхности складчатых форм. Гранитоиды чаще гнейсовидные, но в центральных частях жил бывают и массивные. На рис. 12 приведен еще один пример. В вертикальном срезе крутонаклонного факолитобразного тела лейкократовых гнейсовидных гранитов видно, что его несогласные апофизы и соединительные „каналы“ используют также осевые поверхности пологих складок и флексур толщи мраморов.

В некоторых докембрийских структурах с выраженной вертикальной метаморфической зональностью поздне-складчатые гранитоиды размещены в породах разных фаций метаморфизма. В Китайской структурно-фациальной зоне Восточного Саяна, например, они установлены в породах амфиболитовой (рис. 8) и альбит-эпидот-амфиболитовой фаций. В последних поздне-складчатые гранитоиды характеризуются некоторыми чертами, сближающими их с послескладчатыми телами. Так, несмотря на региональную сопряженность со складчатыми структурами рамы и свой изофациальный характер с вмещающими породами, штокообразный Уртагольский массив (с. 95 настоящей работы) отчетливо несогласный и дисгармоничный. Структурная приспособляемость рамы к его контактам выражена слабо и локально; в его экзоконтактах образуются скарны

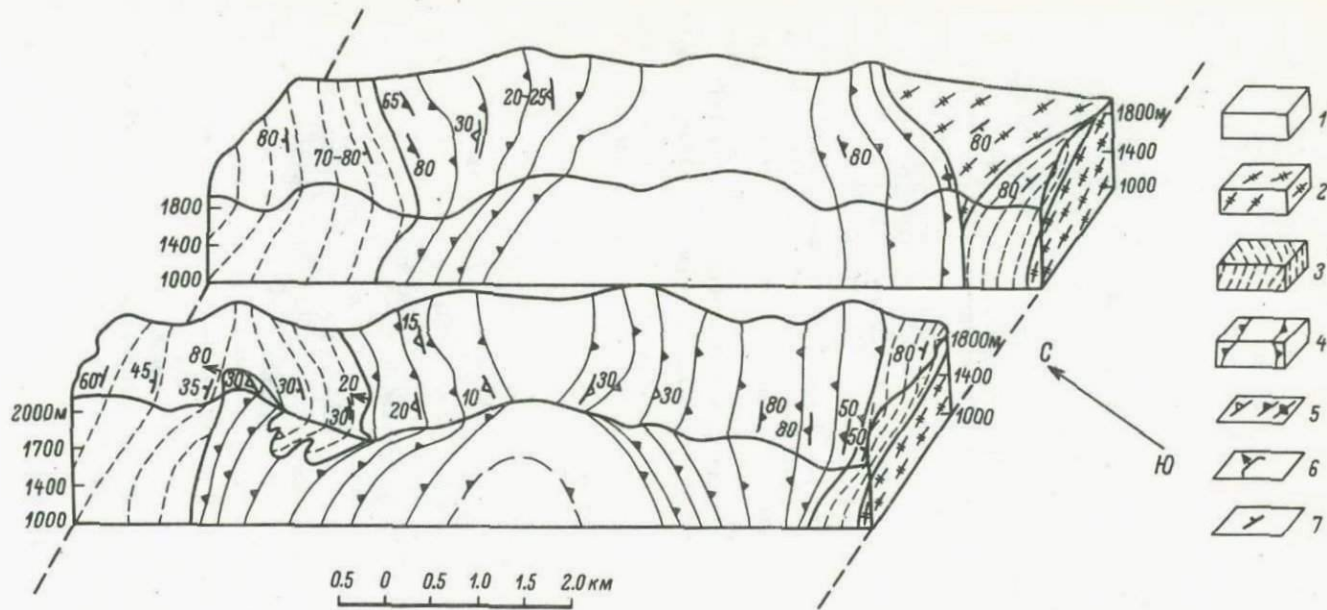


Рис. 10. Блок-диаграмма Хонголдойского массива гранитоидов Восточного Саяна (рис. 8, 9).

1 - форма блока; 2 - направления гнейсовидности гранитоидов Эхе-Булнайского массива; 3 - залегание вмещающих гнейсов и мигматитов; 4 - направления трахитоидности гранитоидов Хонголдойского массива; 5 - пологие, крутые и вертикальные замеры трахитоидности; 6 - направления падения контактов массива; 7 - замеры гнейсовидности мигматитов и гнейсов.

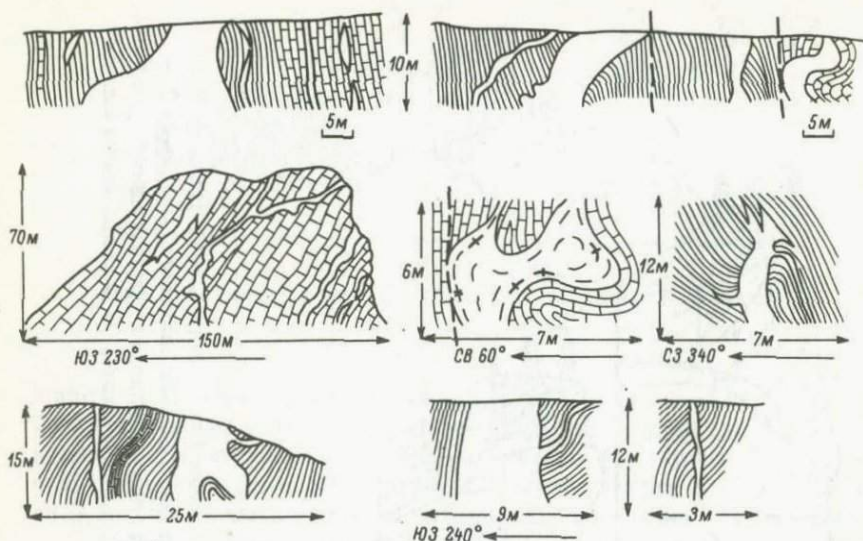


Рис. 11. Жильные тела гранитоидов позднескладчатого типа. Гранитоиды в дербинской серии протерозоя Восточного Саяна (Кроль-ский разрез).

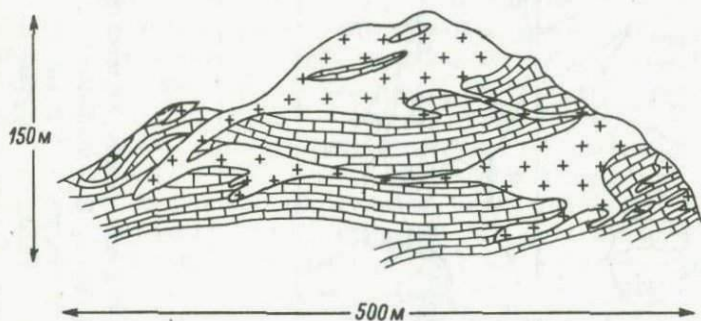


Рис. 12. Вертикальное обнажение крутонаклонного факолитовидного тела гранитов с секущими апофизами и соединительными «каналами». Сангиленское нагорье, водораздел рек Нарына и Тес-Хема.

и роговики прогрессивной роговообманковой фации (Докембрий Восточного Саяна, 1964).

По всей видимости, „послескладчатым“ обликом обладают и позднекладчатые массивы, расположенные в слабо или совсем неметаморфизованных толщах. В условиях малой пластичности такой рамы, ее хрупкой реакции на напряжения (Файф, 1972) структурами, контролирующими размещение гранитообразующего материала, здесь являются преимущественно разрывные нарушения. Соответственно выяснение соотношений массивов со складчатыми структурами рамы затруднительно. Вероятно, этим объясняется неопределенность в структурной характеристике наиболее распространенных и крупных гранитоидных массивов, относимых Ю. А. Кузнецовым (1964) к ряду батолитовых гранитоидных формаций, часть которых, по всей видимости, относится к поздне-, а не к послескладчатым образованиям и связывается с поздними стадиями процессов складкообразования (например, тануольские и другие кембрийские гранитоиды Алтае-Саянской складчатой области). Именно такие позднекладчатые гранитоиды характеризуются широкими полями прогрессивного контактового метаморфизма, структурный и микроструктурный анализ которых показывает, что контактовое минералообразование сопровождалось интенсивными дифференциальными движениями.

В связи с этим и ставится вопрос: следует ли объединять в комплекс близкие по возрасту и когенетические образования, сформированные на разных уровнях и обладающие рядом отличий на фоне существенного сходства. Представляется, что в подобных случаях следует пользоваться термином „фациальная (вертикальная) серия“, обозначая им понятие, отличное от более узкого понятия „комплекс“ и более широкого „ряд комплексов“. Примеры таких серий уже были приведены и будут описаны ниже.

Послескладчатые массивы стадии стабилизации подвижных зон в отличие от соскладчатых и большей части позднекладчатых массивов, сложенных породами гранитоидной группы, представлены разнообразными по составу породами, нередко многофазными и дифференцированными, гипабиссальными и эффузивными.

Для этого структурного типа тел характерны сопряженность с разрывными нарушениями, дискордантность и дисгармоничность по отношению к складчатым структурам рамы, автономная внутренняя тектоника тел, нормально магматические структурные фации пород, наложение секущих зон контактового метаморфизма на складчатые породы рамы. Все эти особенности послескладчатых тел достаточно хорошо известны, отмечены во многих работах и не требуют специального рассмотрения. Подчеркнем только те особенности, которые важны для понимания общей последовательности геологических событий раннедокембрийских подвижных зон.

Некоторые послескладчатые гранитоиды предшествуют трещинным послескладчатым основным породам этого же этапа. Эти гранитоиды

представлены (если рассматривать только сингенетические и эпигенетические образования, не учитывая гетерогенные — гибридные) наиболее „эвтектоидными“ разновидностями и метасоматическими образованиями. Объяснение этому, видимо, следует искать в прогрессивно развивающейся консолидации ультраметаморфического слоя подвижных зон. Движения стадии стабилизации приводили к разрывам разной глубины проникновения, часть которых служила проводниками еще сохранившего подвижность наиболее легкоплавкого и мобильного гранитообразующего материала. Более глубокие разрывы (после консолидации ультраметаморфического слоя) достигали источников основных и ультраосновных магм и их производных. В свою очередь подъем последних мог привести к новому появлению гранитообразующего материала как путем вторичной мобилизации (палингенеза пород гранито-гнейсового слоя), так и за счет внутренних ресурсов глубинных источников основной магмы („интрателлурических потоков“, дифференциатов магмы и ее гибридных образований).

Ведущие модели таких „вторичных“ гранитообразующих процессов в земной коре, не связанных с региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом, чужеродных и нефациальных для земной коры, можно сказать, „базальтоидных“ по своему генезису, изложены во многих работах (Коржинский, 1952, 1955; Жариков, 1960; Кузнецов, 1964, 1966; Кузнецов, Изох, 1969; Полканов, 1955; Белоусов, 1966, 1969; Беляевский, Борисов, 1964; Соболев и др., 1967; Раст, 1972; Петров, 1972, и др.). По нашему мнению, эти процессы являются особенно характерными и ведущими для гранитообразования геологических эпох неогена или, может быть, более точно, для процессов гранитообразования на верхних уровнях земной коры (Митрофанов, 1973; см. также заключительную главу).

И гипотеза магматического замещения, и первые разработки модели „астенолитового палингенеза“ хорошо объясняют появление на верхних уровнях земной коры поздне- и послескладчатых „батолитовых“ гранитоидов и смешанных комплексов основных и кислых пород. В этих случаях не требуется привлечения модели внутрикорового ультраметаморфического анатексиса и метасоматоза.

Устойчивые структуры геосинклинально-складчатых областей (срединные массивы и геоантиклинальные блоки), а также некоторые краевые зоны платформ нередко характеризуются особо интенсивным магматизмом, в том числе и кислым батолитового характера (Полканов, 1956; Кузнецов, 1964; Штрейс, 1968; Богданов и др., 1972, и др.). Этот магматизм может быть близким по времени как до-, ранне-, соскладчатым, так и поздне-послескладчатым образованиям смежных геосинклинальных прогибов. Однако в условиях жесткости кристаллической рамы устойчивых структур, реакции ее на все тектонические движения разрывными дислокациями все магматогенные породы обычно слагают здесь тела послесклад-

чатого структурного типа. Действительно, все исследования гранитоидов подобной рамы дают характеристику именно послескладчатых массивов (варисийские плутоны в докембридах центральной Европы — Елисеев, 1953; мезозойские и третичные массивы в докембридах Северной Америки — Баддингтон, 1963; многие крупнейшие гранитоидные массивы разного возраста в СССР — Кузнецов, 1964).

В связи с этим возможности структурного анализа в установлении верхней возрастной границы магматогенных тел устойчивых структур ограничены. Но в этих условиях структурный анализ необходим для определения формы и механизма становления тел. Так, еще структурными работами Г. Клооса (Cloos, 1923) установлена, например, пологонаклонная, а не батолитовая форма так называемых „батолитов“ Центральной Европы, их активно интрузивный характер внедрения. Кроме того, сложные массивы этих структур требуют расчленения слагающих их пород на близкие по возрасту и условиям образования фазы и разновозрастные комплексы. Принципиальная возможность таких исследований методами структурного анализа была показана выше примером Волынского массива.

Особое положение занимают регенерированные мигматит-граниты и разнообразные гранитоиды самых древних, только относительно „устойчивых“ структур — краевых частей протоплатформ (например, верхнеархейской Алданской), первичных срединных массивов (Беломорского, Чарского и др.) и крупных архейских глыб (Байкальской, Присяянской и др.).

Глубокая тектоно-метаморфическая переработка ранее сформированного гранито-гнейсового субстрата, происходившая в условиях высоких степеней метаморфизма (до амфиболитовой фации), привела на определенной стадии развития этих структур к тому, что реоморфизованный мигматит-гранитовый материал формировал новые складчатые и позднескладчатые мигматит-плутоны и обособленные массивы диапировой формы, а перемещаясь вверх, гранитообразующий материал интродировал и образования слабо метаморфизованного субплатформенного чехла (например, удоканскую серию в Сибири).

Примеры таких мигматитов и гранитоидов известны и в восточной части Балтийского щита (Шуркин и др., 1974), и в краевых выступах фундамента Сибирской платформы (например, реоморфические гранитоиды Прибайкалья — Крылов, 1968, 1970, и Кодаро-Удоканской структуры — Лейтес, Федоровский, 1972). Сходные реоморфизованные складчатые и позднескладчатые факолиты, купола и пластовые тела гранитоидов отмечены и в структуре Канадского щита на границе с поясом Гренвилл (район Адирондака, Нью-Йорк — Баддингтон, 1963)

Слабая изученность этих образований не позволяет пока отделить их от разновозрастных гранитоидных комплексов смежных подвижных зон, хотя самостоятельное значение и специфика отдельных массивов устанавливается. Между тем вещественное и структурное изучение подобных гранитоидов древних структур, сопоставление их

с магматогенными образованиями устойчивых структур молодых подвижных областей не только позволит выделить специфическую докембрийскую гранитоидную формацию, но и поможет выявить отличия в геологическом развитии раннедокембрийских и более молодых структур.

В заключение раздела отметим, что понятия о до-, со-, поздне- и послескладчатых структурных типах тел не тождественны понятиям про-, син-, поздне- и посторогенных тел. Если даже рассматривать один цикл развития конкретного прогиба и упрощенно понимать орогенез как частную инверсию и поднятие, то и в этом случае к понятию „синорогенных тел” ближе подходят поздне- и ранние послескладчатые, а не соскладчатые тела. Если же рассматривать подвижную область как единую структуру многих различно развивающихся структурно-фациальных зон, то имеется много примеров, показывающих, что типичные соскладчатые тела гранитоидов (преимущественно однофазные, известково-щелочные, существенно натриевые) образуются гораздо ранее процессов горообразования и молассобразования, не сопряжены со складчато-глыбовыми движениями, оформляющими основу строения складчатой области, после них не происходит общей стабилизации последней и перехода ее в характерный этап развития „областей завершенной складчатости или молодых платформ”. Всем этим процессам непосредственно сопутствует образование крупнейших батолитообразных многофазных поздне- и послескладчатых гранитоидов, разнообразных по составу, но преимущественно известково-щелочных и субщелочных, калиево-натриевых и существенно калиевых.

Больше того, в обычных случаях многоэтапного развития подвижных областей становление типичных соскладчатых массивов гранитоидов приурочено к этапу формирования ранних геоантиклинальных структур и сопряжено с образованием ранних и наиболее глубоко метаморфизованных геосинклинально-складчатых толщ. Повторное, нередко многократное образование вторичных геосинклинальных прогибов и продолжающееся развитие прогибов, не испытавших ранней инверсии, последующая их складчатость и орогенная инверсия сопровождаются также гранитоидами. Однако последние в силу их размещения на более верхних уровнях обычно обладают чертами поздне- и послескладчатых тел. Именно они и обуславливают переход подвижных областей к режиму орогенных структур, к режиму областей завершенной складчатости (Кузнецов, 1960).

Соответственно соскладчатые структурные типы магматогенных и ультраметагенных тел являются обычно проорогенными, тогда как многие поздне- и послескладчатые массивы по существу синорогенные. Поэтому полное отождествление соответствующих терминов складчатый и орогенный представляется неправомерным.

Структурно-метаморфические методы расчленения гранитоидов в полиметаморфических областях

В областях полициклического развития, особенно на уровнях залегания метаморфических пород, к расчленению гранитоидов необходим комплексный подход, при котором учитываются не только последовательность их относительно друг друга, но и соотношения их с интрузиями основных пород, особенно начинающими и завершающими цикл развития, с разновозрастными деформациями и сопутствующими им процессами полиметаморфизма. Последние являются нередко главными (а иногда и единственными) реперами, позволяющими определить место разновозрастных ассоциаций гранитоидов в общей последовательности геологических событий.

В ряде регионов, в том числе в южном обрамлении Алданского щита (Становой хребет и Витимо-Олекминское нагорье), Монголо-Охотском поясе (Борщовочный кряж и район Цаган-Олуя), юго-западном Памире и др., устанавливается, что гранитоиды, как и вмещающие их метаморфические породы, подвергаются наложенному метаморфизму и рассланцеванию. С этими процессами связаны изменения текстур и структур гранитоидов, перекристаллизация и новообразование минералов. В гранитоидах возникают минеральные парагенезисы, аналогичные ассоциациям диафторированных в этих же условиях метаморфических пород кислого-среднего состава. Доказательством одновременности преобразований в гранитоидах и вмещающих породах является сходство новообразованных ассоциаций и одинаковый план возникших одновременно с ними структур. Последние выражены зонами вторичного рассланцевания: для условий метаморфизма низкой и средней степени это плоскости бластомилонитизации, для более высокотемпературной области это гнейсовидность. Новообразованные плоскостные элементы при секущем положении контактовой поверхности прослеживаются из гранитоидов во вмещающие породы и не согласны с более ранними текстурами гранитоидов, в том числе и текстурами течения. Если удастся установить возраст диафтореза или хотя бы его место в общей последовательности геологических событий, то тем самым появляется возможность определения верхней возрастной границы комплексов гранитоидов, подвергшихся этому процессу.

Наложенные процессы в гранитоидах имеют свою определенную специфику, зависят от физико-химических условий их проявления, интенсивности, состава исходных пород и минералов.

Структуры гранитоидов обычно становятся бластомилонитовыми, гломеробластическими, порфиروкластическими в условиях низких и средних степеней метаморфизма и гранобластическими - в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации. } Текстуры -

сланцеватые, линзовидно-очковые; в плоскостях сланцеватости располагаются новообразованные или перекристаллизованные минералы. Степень расланцевания неодинакова. Блоки более массивных, менее измененных пород чередуются с зонами интенсивного расланцевания. В таких блоках нередко первичная структура породы сохраняется, но при сильно проявленных минеральных преобразованиях возникает структура наполненных полевых шпатов (плейроструктура). В зависимости от степени преобразования в условиях низких и средних степеней метаморфизма количество перекристаллизованного и гранулированного материала изменяется. Сначала появляются отдельные зоны грануляции, пересекающие кристаллы первичных минералов, количество перекристаллизованного материала увеличивается, так что первичные минералы сохраняются сначала в виде реликтов среди новообразованного, обычно более мелкозернистого агрегата, а затем полностью исчезают. Первичные минералы гранитоидов при этих процессах либо перекристаллизовываются с изменением состава или без изменения, в зависимости от условий метаморфизма и состава исходных минералов, либо замещаются новыми, устойчивыми в данной обстановке.

Наиболее характерные примеры замещения для условий разных фаций и соответствующие новообразованные минеральные ассоциации следующие.

Фация зеленых сланцев * - $Pl_{20-30} \rightarrow Pl_{5-10} + Musc \pm Ep$; $Or_{20} \rightarrow Pl_{5-10} \pm Musc$; $Or_{15-25} \rightarrow Mi_{10-15}$; $Bt \rightarrow Chl + Mgt$;
 $Bt \rightarrow Musc + Mgt$; $Am \rightarrow Chl + Mgt$;
 $Am \rightarrow Act \pm Ep$; устойчивая ассоциация - $Pl_{5-10} + Mi_{10-15} + Qu \pm Musc \pm Chl \pm Ep \pm Act$.

Эпидот-амфиболитовая фация - $Pl_{20-30} \xrightarrow{0.3-0.7} Pl_{10-25} + Ep_{20-26} \pm Musc \pm Bt_{25-35}$; $Or_{20-25} \xrightarrow{0.3-0.7} Or_{15}$; $Bt_{40-60} \xrightarrow{0.3-0.7} B_{30-80} + Mgt$; $Bt_{40-60} \rightarrow Musc \pm Gr \pm Bt_{30-40}$; $Am \rightarrow Bt \pm Ep_{25-30}$; $Mpy \rightarrow Am \rightarrow Bt \pm Ep$;
 $Am_{45-50} \rightarrow Am_{35-40}$;
 устойчивые ассоциации - $Pl_{10-25} + Qu + Or + Or_{15} \xrightarrow{0.3-0.7} Bt + Musc \pm Ep$;
 $Pl_{10-20} + Qu + Musc \pm Gr \pm Ep$.

* Цифры внизу около плагиоклаза (Pl_{20}) обозначают содержание анортита в нем, около ортоклаза (Or) или микроклина (Mi) - содержание в них альбита, около биотита (Bt), амфибола (Am), эпидота (Ep) - их железистость. Цифры около ортоклаза сверху обозначают рентгеновскую триклинность. Другие сокращения: магнетит - Mgt , мусковит - $Musc$, моноклинный пироксен - Mpy , кварц - Qu , хлорит - Chl , гранат - Gr , актинолит - Act .

Амфиболитовая фация — низкотемпературная субфация (до зоны ультраметаморфизма) — $Pl_{20-30} \rightarrow Pl_{20-30} \pm Ep$; $Or \rightarrow Or^{0.0-0.3}$; $Bt_{40-50} \rightarrow Bt_{40-50} \pm Musc \pm Gr$; $Am_{40-50} \rightarrow Am_{40-50} \rightarrow Bt \pm Ep$;
 устойчивые ассоциации — $Pl_{20-30} + Qu + Or^{0.0-0.3} + Bt + Am \pm Ep$;
 $Pl_{20-30} + Qu + Or^{0.0-0.3} + Bt$.

Высокотемпературная субфация (зона ультраметаморфизма). Здесь, как правило, не происходит изменения состава минералов, а только их перекристаллизация, так как ассоциации гранитоидов устойчивы в условиях этой субфации ($Pl_{18-30} + Qu + Or_{15-25} + Bt \pm Am \pm Gr$), возникают гнейсовые текстуры и гранобластические структуры; в некоторых случаях имеет место плавление с образованием нового мобильного гранитообразующего вещества, обычно более лейкократового и гомогенного по сравнению с исходным, причем характерно появление гипидиоморфных структур, текстур течения в отдельных участках секущих контактов наряду с постепенными переходами.

В целом могут быть отмечены следующие черты метаморфических преобразований гранитоидов. В условиях наложенного метаморфизма средних-низких степеней плагиоклазы гранитоидов, особенно с содержанием анортита более 20-25%, как правило, становятся более кислыми, биотиты — менее железистыми, в калиевых полевых шпатах возрастает значение триклинности и уменьшается содержание альбита. Минералы, устойчивые в новой термодинамической обстановке, перекристаллизуются без изменения своего состава. Это относится к кислым разновидностям гранитов, размещенным в условиях эпидот-амфиболитовой фации, и к гранитам-гранодиоритам в условиях амфиболитовой фации.

Количественные соотношения новообразованных минералов определяются степенью изменения породы и исходным ее составом. Так, по мере усиления изменения плагиоклаза в породе увеличивается количество эпидота. При метаморфизме кварцевых диоритов и лейкократовых гранитов (с образованием плагиоклаза одинакового состава) в последних количество новообразованного эпидота более низкое (2-3%), чем в первых (до 20-30%).

В условиях метаморфизма низких и средних ступеней раньше других минералов начинает изменяться обыкновенная роговая обманка, затем плагиоклаз и биотит. Дольше всех сохраняется неизменным К-полевой шпат. Интенсивная мусковитизация плагиоклаза или появление в нем биотита наблюдается только после замещения К-полевого шпата альбит-олигоклазом. При сильной мусковитизации в кислых разновидностях появляется гранат.

Состав новообразованных минералов в полностью измененных породах определяется (кроме условий метаморфизма) составом первичных минералов. Так, железистость биотита и эпидота, образующих-

ся по амфиболу и биотиту, выше, чем для тех же минералов, развивающихся по плагиоклазу.

Степень минеральных преобразований неодинакова, максимальна по зонам вторичного расщепления, где практически не сохраняются реликты первичных минералов, увеличивается количество гидроксилсодержащих минералов и снижается до минимального (для данных условий) содержание анортита в плагиоклазах.

Как видно из вышеприведенных ассоциаций, парагенезисы кислых гранитоидов устойчивы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, при их преобразовании возникают одинаковые минеральные ассоциации, по которым невозможно точно определить фацию наложенного метаморфизма. Наиболее благоприятны для оценки степени этого метаморфизма разновидности более основного состава (гранодиориты, кварцевые диориты и сиенито-диориты).

В целом изменения валового химического состава гранитоидов при наложенном метаморфизме (за исключением Fe^{3+} и H_2O) не происходит, но в ряде случаев фиксируется некоторое перераспределение вещества. Так, уменьшение Zr и Na в составе гранодиоритов, преобразованных в эпидот-амфиболитовой фации, компенсируется здесь же кварцевыми жилами и линзами, синхронными или несколько более поздними по отношению к метаморфизму, и появлением более кислых плагиоклазов по зонам интенсивного расщепления.

Отмеченные минеральные, структурные и текстурные регионально проявленные преобразования гранитоидов морфологически похожи на автометаморфические изменения, описанные для многих интрузивных комплексов, которые обычно связываются с постмагматическими растворами.

Главные особенности наложенного регионального метаморфизма гранитоидов состоят в следующем. По времени своего проявления процессы метаморфизма могут быть значительно оторваны от периода формирования и становления гранитоидов. Они проявлены не только в гранитоидах, но и во вмещающих породах, причем наблюдается полное соответствие минеральных ассоциаций гранитоидов и вмещающих пород близкого состава. Характер минеральных ассоциаций и структурных преобразований определяется прежде всего условиями температуры и давления, в которые попадают породы в связи с возобновлением тектонических движений. Вновь образованные ассоциации отвечают ассоциациям соответствующих фаций регионального метаморфизма.

В отличие от регионального наложенного метаморфизма в гранитах при автометаморфизме, как правило, нет обязательного соответствия по условиям образования новых парагенезисов и ассоциаций вмещающих пород. Характерна также стадийность преобразований в связи с последовательным падением температуры и изменением рН растворов. Автометаморфизм следует непосредственно за периодом кристаллизации гранитоидов и не может быть значительно

оторван от него во времени. Часто он проявляется в тектонически спокойных условиях, поэтому в гранитах отсутствуют вторичное расщепление и бластомилонитизация. Минеральные преобразования осуществляются обычно в плоскостях первичных текстур гранитоидов, причем в таких случаях обязательно совпадение плана новообразованных структур гранитов и вмещающих пород.

Следует подчеркнуть также отличия метаморфических преобразований гранитоидов „диафторированных“ и ранне- и складчатых. Диафторез накладывается как на граниты, так и на вмещающие их породы. В тех и других фиксируются бластомилонитовые структуры. Степень изменения в породах в различных местах неодинакова. В случаях ранне- и складчатых гранитоидов вмещающие породы не несут признаков наложенного метаморфизма. Граниты же при низкой и средней степени метаморфизма характеризуются бластомилонитовыми структурами. Степень изменения пород более равномерна.

Охарактеризованный методический подход к расчленению гранитоидов в полициклических и полиметаморфических областях на основе принципа изофациальности прогрессивного метаморфизма перекрывающих толщ (определенного возраста) и регрессивного метаморфизма комплексов основания был применен при выделении разновозрастных гранитоидных комплексов в раннедокембрийской Джугджуро-Становой складчатой области (Седова, 1964; Судовиков и др., 1965) и в западной части Борщовочного хребта в Восточном Забайкалье (Седова и др., 1967). Частично подобная же методика использовалась при изучении раннедокембрийских гранитоидов карелид Карелии (Геология и петрология..., 1969; Свириденко, 1974) и докембрийских гранитоидов Восточно-Саянской складчатой области и Сангиленской структуры (см. ниже).

Основы петрохимического анализа гранитоидных комплексов

В задачи петрохимического анализа настоящей работы входит характеристика составов сопоставляемых ассоциаций гранитоидов, установление их сходства или различия и выявление некоторых петрохимических особенностей сообществ этих пород как критериев их генезиса.

В современной петрохимии существует много способов характеристики составов — от классических методов пересчетов до сравнений по частным индексам, коэффициентам и даже по содержанию отдельных компонентов. Точность таких сопоставлений постоянно повышается благодаря совершенствованию методов математической статистики.

В приемах выявления петрохимических критериев генезиса можно выделить два главных направления. Первое — выявление закономерностей изменения состава гранитоидов в зависимости от их происхождения на природных моделях, т. е. собственно петрохимическое направление. В нем различаются два пути: исследование закономерностей изменения составов когенетических пород и поиски особенностей химизма гранитоидов, сравниваемых по признаку общности или различия одного или нескольких факторов формирования. Второе направление (петрологическое) заключается в установлении степени соответствия закономерностей изменения составов пород экспериментальным данным по изучению процессов гранитообразования. Такой анализ осуществляется посредством нанесения составов изучаемых ассоциаций пород на диаграммы физико-химических систем или путем сравнения термодинамических расчетов реакций.

Достоинством первого направления является возможность охарактеризовать процесс гранитообразования в его естественном проявлении. К недостаткам следует отнести сложность интерпретации выявленных закономерностей изменения составов в связи с большим числом независимых переменных, варьирующих в ходе гранитообразования, и трудность точного измерения интенсивности воздействия каждого фактора ввиду невозможности отыскания таких моделей, в которых изменялся бы только один параметр, влияющий на состав формирующихся пород.

Общеизвестными недостатками всех экспериментальных исследований следует считать значительное упрощение процесса, невозможность учета всех факторов, существующих в природе, особенно влияния геологического времени, искусственное разобщение взаимосвязанных условий. Однако представляется, что существенное преимущество этого направления заключается в определенности модели процесса и возможности произвольного изменения условий с точным учетом характера и интенсивности влияния одного или нескольких факторов на изменение химического состава гранитоидов. Сопоставление природных гранитных систем с экспериментально изученными в ряде случаев облегчает расшифровку причин, обуславливающих выявленную закономерность изменения составов гранитоидов, и, таким образом, помогает вскрыть генетическое содержание последней.

Процесс гранитообразования полнее всего воспроизводится при моделировании процессов плавления и кристаллизации. Общеизвестны экспериментальные работы с тройной системой $Ab-Or-Qz$ О. Таттла и Н. Боуэна (Tuttle, Bowen, 1958). Как показали эти исследователи, составы многих гранитоидов находятся в соответствии с экспериментально установленными полями наиболее вероятных кислых расплавов, что может свидетельствовать о магматогенной природе этих гранитоидов. Использование той же системы для гранитоидных и пегматитовых ассоциаций отдельных регионов (Полканов и др., 1963) подтвердило применимость такого

методического подхода. При этом было показано, что в отличие от магматогенных составы иных генетических типов гранитоидов в тройной системе попадают в области, которые не соответствуют установленным полям и направлениям кристаллизации из расплава. Ассоциации метасоматических гранитоидов, например, характеризуются невыдержанностью составов, естественной направленностью их изменения к уменьшению числа минеральных фаз, к обогащению одним из трех минеральных компонентов.

Однако тройная система, строго говоря, применима только к щелочным гранитам, в которых содержание CaO минимальное. Многочисленные эксперименты (Винклер, Платен, 1968; Платен, 1967; Винклер, 1969) выявили роль „анортитового эффекта“. Главное его значение заключается в том, что увеличение содержания CaO в системе ведет к обогащению остаточных (или инициальных) расплавов калиевым компонентом за счет альбитового. Эта направленность противоположна эффекту увеличения давления водяного пара в системе. В связи с этим при анализе наиболее распространенных гранитоидных ассоциаций тройная система $Ab-Or-Qz$ может иметь только качественное значение, и никаких определенных, и тем более количественных, петрологических выводов на ее основе делать нельзя.

Наиболее близкой к реальным гранитоидным породам является гранит-гранодиоритовая система $Ab-An-Or-Qz$. На ее основе сравнение составов гранитоидных пород и ассоциаций будет более полным, а установление степени их соответствия направленности экспериментально изученного магматического процесса может помочь выявлению определенных гранитообразующих процессов в ходе формирования той или иной гранитоидной ассоциации.

Прежде чем перейти к описанию этой довольно сложной системы и методики петрохимического анализа на ее основе, отметим, что в работе мы используем еще несколько дополнительных петрохимических характеристик. Коэффициент агпайтности и диаграммы К. Б. Зарянова (1960) позволяют сравнивать величину общей щелочности гранитоидных ассоциаций, что особенно важно при анализе изменения вещественного состава в пространственно-временных сериях, рядах и группах комплексов и формаций. Диаграммы В. А. Кутюлина (1964) представляют возможность сопоставить фемические характеристики и глиноземистость гранитоидов и определить, в какое из эмпирически выделенных автором полей попадают исследуемые породы: в область кислых производных, базальтоидных расплавов или в поле литогенных ассоциаций.

Строение системы $Ab-An-Or-Qz (H_2O)$ при $P_{H_2O} = 0 \div 10$ кб.
В основу построенных моделей, изображенных на рис. 13, 14, положены опубликованные экспериментальные данные по плавлению и кристаллизации в отдельных частях четверной системы при различных

P_{H_2O} (Tuttle, Bowen, 1958; Винклер, Платен, 1968; Платен, 1967; Винклер, 1969; Йодер и др., 1963; Weil, Kudo, 1968; Carmichael, 1963; James, Hamilton, 1969; Stewart, Roseboom, 1960). В этих моделях по возможности учтены результаты последних экспериментов и все реперные точки нанесены с максимально возможной точностью.

В каждом из тетраэдров, показанных на рис. 13, 14 в трех проекциях, выделяются три главных объема: кварца, плагиоклаза и ортоклаза. Объемы разделены поверхностями совместной кристаллизации двух твердых фаз, которые пересекаются по линии котектики EK_L (или EE_S при $P_{H_2O} \geq 4$ кб). Кроме того, в составленных нами моделях в отличие от ранее опубликованных (Винклер, 1969; Carmichael, 1963) различаются объемы несмесимости и полной смесимости полевошлатовых компонентов. Последний при $P_{H_2O} < 4$ кб делится на ортоклазовую и плагиоклазовую части продолжением котектической поверхности плагиоклаз-ортоклаз ($K_L \bar{K}_L c c$) и поверхностью кристаллизации самых низкотемпературных щелочных полевых шпатов $MN\bar{m}$ или поверхностью $M\bar{m}$ при $5 \text{ кб} > P_{H_2O} > 4 \text{ кб}$.

Объемы смесимости и несмесимости разделяются конусовидной поверхностью, проходящей через вершину Qu и кривую, которая ограничивает пределы смесимости полевых шлатов на котектической поверхности $Qu-Fsp$. Проекция последней кривой на основание $Ab-O\bar{r}-An$ не совпадает с кривой солидуса этой тройной полевошлатовой системы, так как добавка нормативного кварца в изобарических условиях расширяет область несмесимости. Вследствие этого и котектика EK_L по крайней мере для малых P_{H_2O} прижата к грани $Ab-O\bar{r}-Qu$ по сравнению с линией ликвидуса в системе $Ab-An-O\bar{r}$, а точка M обогащена ортоклазом по сравнению с точкой m .

С увеличением P_{H_2O} от 0 до 0,5 кб поверхность $Qu-Fsp$ приподнимается по направлению к вершине Qu , а при дальнейшем возрастании давления воды содержание кварца на поверхности $Qu-Fsp$ уменьшается, и она опускается опять ближе к основанию $Ab-An-O\bar{r}$. Поверхность одновременной кристаллизации плагиоклаза и ортоклаза при этом приближается к грани $Ab-O\bar{r}-Qu$, а точка M (и сменяющая ее при $P_{H_2O} = 3,6$ кб эвтектическая точка F_5) обогащается альбитом. Объем несмесимости расширяется так, что вначале (при $P_{H_2O} = 3,6$ кб) соприкасается с гранью $Ab-O\bar{r}-Qu$ у точки M , которая в этот момент превращается в эвтектическую точку F_5 ,* а при дальнейшем увеличении P_{H_2O} выше 4,5 кб „выходит”

* Только при условиях таких больших P_{H_2O} и существует эвтектическая кристаллизация в системе $Ab-O\bar{r}-Qu$. При меньших P_{H_2O} , например при $P_{H_2O} = 2$ кб (Платен, 1967, и др.), говорить об эвтектике неверно.

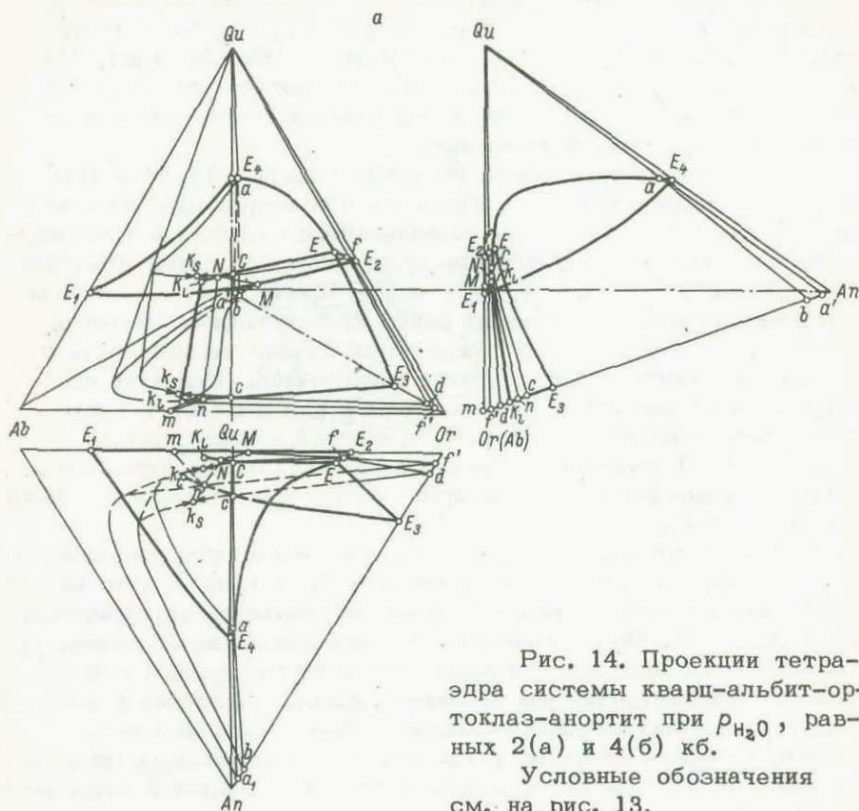


Рис. 14. Проекция тетраэдра системы кварц-альбит-ортоклаз-анортит при ρ_{H_2O} , равных 2(а) и 4(б) кб.

Условные обозначения см. на рис. 13.

на ребро $Ab-Or$ в области твердых растворов альбита в ортоклазе. Лишь при $\rho_{H_2O} > 5$ кб объем несмесимости у ребра $Ab-Or$ расширяется и на альбитовую часть твердых растворов, а точка m становится эвтектической — E_6 . В ходе этих превращений поверхность кристаллизации низкотемпературных полевых шпатов уменьшается, пока совсем не исчезнет у грани $Ab-Or-An$. Одновременно с этим она перемещается из поля кристаллизации щелочного полевого шпата, обогащенного по отношению к поверхности $Pl-Or$ ортоклазовым компонентом, в область относительно альбитового полевого шпата. Соответственно и часть объема смесимости полевых шпатов (область $Qu K_S CK_1, k_2 k_3 c$) перемещается из альбитового объема в ортоклазовый. Эту область предлагается называть „объемом кристаллизации с резорбцией“, поскольку на промежуточных этапах затвердевания расплавы из этой области перитектически сосуществуют с двумя полевыми шпатами.

вдоль нее. Те из них, которые лежат в объеме $\alpha'xfEK_L$ (при $\rho_{H_2O} > 4,5$ кб он разорван на две части), на своем пути к линии попадают вначале на поверхность $Pl-Or$. Остальные перемещаются сначала к поверхности $Qu-Fsp$, а затем по ней — к линии совместной кристаллизации кварца и двух полевых шпатов.

Продолжительность изменения жидкой фазы вдоль котектической линии зависит от близости к ней исходного расплава. Чем богаче расплав аортитом, тем больше содержание этого компонента в производных от него породах на котектике EK_L . Количество нормативного ортоклаза в этих расплавах также повышено. Этим объясняется важная связь: основной исходный расплав имеет обогащенную ортоклазом остаточную жидкость.

Расплавы из области полной смесимости изменяются по направлению к поверхности $Qu-Fsp$ и одновременно к поверхности $MNtn$. Они заканчивают кристаллизацию совместным выделением одного полевого шпата и кварца. Те из них, которые имеют составы, близкие таковым на поверхности $MNtn$, изменяются параллельно ей и, попав на поверхность $Qu-Fsp$, продолжают изменяться параллельно трогу MN к точке M , пока не закристаллизуются, не достигнув последней.

Большинство расплавов из области кристаллизации с резорбцией заканчивает кристаллизацию в объеме несмесимости. При этом часть из них изменяется к котектике EK_L по поверхности $Pl-Or$, другие — по поверхности $Qu-Fsp$. Лишь сравнительно небольшое число расплавов из верхней части объема кристаллизации с резорбцией не уходит из него на заключительных стадиях. Расплавы, попадающие в область, на которую проектируется поле кристаллизации с резорбцией с поверхности $Qu-Fsp$, также на заключительных этапах перитектически реагируют с полевым шпатом, начавшим выделяться первым. В результате образуется второй полевой шпат. Когда первый полевой шпат (при $\rho_{H_2O} \lesssim 2$ кб — плагиоклаз, а при $\rho_{H_2O} \gtrsim 2$ кб — ортоклаз) исчерпан, жидкая фаза покидает поверхность $Pl-Or$ и смещается по направлению к линии MN к точке M , как уже было описано выше. Сложность путей кристаллизации в системе, особенно из объема резорбции, и значительные изменения ее строения при различных ρ_{H_2O} могут служить причиной возникновения всевозможных зональностей полевых шпатов при процессах фракционирования.

Плавление — процесс обратный кристаллизации, и при равновесном ходе его изменение состава твердых и жидких фаз подчиняется тем же закономерностям, что и при кристаллизации (только в обратном порядке). Поэтому нет необходимости подробно останавливаться на его описании. Отметим только, что выплавки, соответствующие составам котектики EK_L , могут получиться лишь при плавлении тех пород, составы которых попадают в объем несмесимости полевых шпатов. Те породы, фигуративные точки сос-

тавов которых попадают в объем кристаллизации единого полевого шпата, не должны давать выплавок на котектике. Инициальные расплавы из подобных пород будут располагаться на поверхности кварц-полевой шпат в большем или меньшем приближении к трогу MN , тем дальше от точки M , чем больше отличается состав плавящегося материала от состава этой точки.

Следует подчеркнуть также, что породы, исходные составы которых характеризуются примерно одинаковыми отношениями Ab/An , дадут первые выплавки одного состава. При этом чем меньше отношение, тем богаче нормативным ортоклазом будут инициальные расплавы.

Методика анализа составов гранитоидов в четверной системе. При петрохимическом анализе в четверной системе предлагается пользоваться тремя взаимосвязанными проекциями тетраэдра на плоскость, так как только в этом случае наглядно устанавливается положение совокупности точек составов в объеме. Существует множество проекций тетраэдра, однако наиболее удобными являются те из них, на которых поверхности, разделяющие объемы кристаллизации различных минеральных фаз, проектируются на минимальную площадь. При таком условии площади участков, на которых положение точек составов относительно этих поверхностей не может быть установлено однозначно, сведены к минимуму. Как показала практика нанесения составов гранитоидов на диаграмму описываемой системы, именно этим требованиям отвечают проекции, изображенные на рис. 14.

Проекционными осями являются: 1) высота тетраэдра из вершины An , 2) ребро $Ab-Or$ и 3) высота из вершины Qu на ребро $Ab-Or$. На эти проекции наносятся нормативные составы гранитоидов, рассчитанные по системе $QJPW$. При этом сначала необходимо привести к 100% все четыре компонента, а затем три — Ab , Or и Qu .

На проекцию „вид прямо“ (рис. 15, а) в равносторонний треугольник $Ab-Or-Qu$ наносится состав породы, выраженный в нормах этих трех компонентов, приведенных к 100% (точка $1'$). Отрезок прямой, соединяющий полученную точку с вершиной An , делится в пропорции $Ab + Or + Qu$ к An . Найденная таким образом точка 1 соответствует составу породы в данной проекции. На проекцию „вид сбоку“ (рис. 15, б) состав породы (точка 1) наносится как в обычный треугольник, с той разницей, что из вершины, представляющей собой проекцию ребра $Ab-Or$, откладывается сумма этих двух компонентов, выраженная в процентах от всех четырех.

Контролем правильности нанесения состава породы является расположение точек в обеих проекциях на одной горизонтальной линии. Положение точки состава на третьей проекции — „вид сверху“ (рис. 15, в) определяется графически из двух предыдущих проекций.

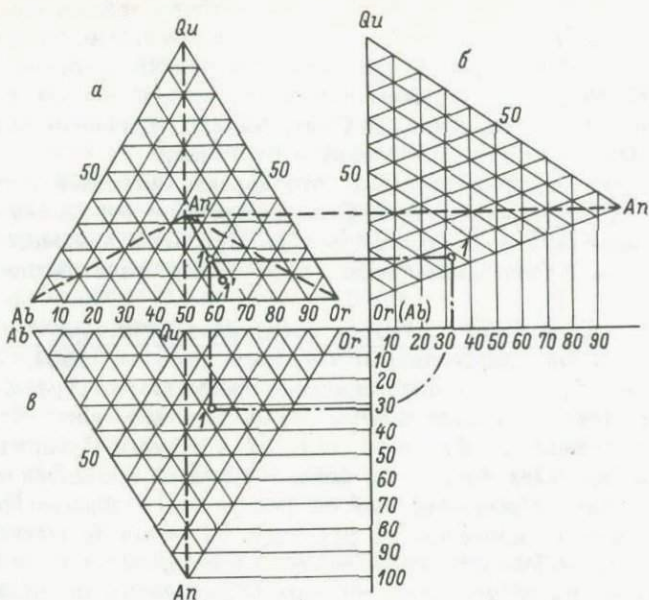


Рис. 15. Способ нанесения составов пород на проекции гранитной системы.

а - проекция „вид прямо” - перпендикулярно к высоте тетраэдра из вершины Ap ; б - проекция „вид сбоку” - перпендикулярно к ребру $Ab-Or$; в - проекция „вид сверху” - перпендикулярно к высоте из вершины Qu на ребро $Ab-Or$. Точка I соответствует составу породы, содержащей 24% нормативного Ab , 42% Or , 3% Qu и 31% At .

При исследовании петрохимии гранитоидных комплексов приходится иметь дело с многочисленными анализами. В описанных проекциях системы они образуют скопления различной формы, плотности и т.д. Если количество анализов отдельных разновидностей гранитоидов исследуемых комплексов приведено в соответствии со степенью распространенности этих пород, т. е. опробование достаточно представительное, имеет смысл использовать метод наведения изолиний плотностей точек, или изоденс.

Метод наведения изоденс. Для выявления закономерностей распределения точек на плоскостных диаграммах использован метод наведения изолиний плотностей (или изоденс). В данной работе проводились только те изоденсы, которые оконтуривают участки

с определенным процентным содержанием точек от общего их числа в комплексе - 95, 75 и 50%. Эти линии могут называться изовей-тами.

Техника проведения изоденс сводится к следующему. 1. Исходя из представительности комплексов в отношении N (числа анализов), с учетом тенденции распределения точек составов гранитоидов к концентрации подбирается такой размер элементарной площади S_3 , который обеспечивает необходимую детальность обрисовки сгустков точек на всех анализируемых диаграммах. Для этой цели можно использовать эмпирическую формулу, предлагаемую А.Куртисом и Р.Макинтошем (Curtis and McIntosh, 1950):

$$S = \frac{2S_3}{N_{\text{ср}}}$$
, где S - общая площадь, на которой рассматриваются закономерности распределения (площадь диаграммы), $N_{\text{ср}}$ - среднее число точек в комплексе, S_3 - элементарная площадь.

2. Расчерчивается шаблон-сетка опорных замеров плотности. С этой целью исследуемую площадь разбивают на элементарные площади. Практика показала, что наиболее удобной конфигурацией S_3 является правильный шестиугольник. 3. Подложив сетку под диаграмму с нанесенными точками составов, на светостоле подсчитывают число точек в каждой S_3 и результаты записывают в центрах соответствующих шестиугольников. 4. По полученным замерам проводят изоденсы, ограничивающие совокупности точек в целом. Для этого соединяют путем интерполяции пункты измерений с одинаковой плотностью. 5. Пользуясь подвижной S_3 , перемещаемой в пределах оковтуренной площади, детализируют ее очертания, и особенно центральную часть, в такой степени, в какой этого требуют цели исследования. 6. Определяют положение максимума. Для этого, перемещая S_3 , добиваются такого ее положения, чтобы в S_3 оказалось максимально возможное число точек. 7. Путем подсчета числа точек определяют изоденсы, ограничивающие 95, 75 и 50% всех точек (изовейты).

Таким образом были обработаны все нижеприведенные диаграммы, построенные по методам К. Б. Зарянова и В. А. Кутолина. Сторона шестиугольника S_3 для всех комплексов была равна 1 см.

В связи с тем что на плоскостных проекциях четверной системы $Ab-An-Or-Qt$ площадь, занимаемая точками составов гранитоидов, значительно меньше по сравнению с указанными двумя петрохимическими диаграммами, а различия в конфигурации сопоставляемых сгустков более тонкие, необходимо было обрисовать их с большей детальностью. С этой целью использовалась несколько иная техника обработки. Прежде всего размер S_3 на этих диаграммах был уменьшен до $0,8 \text{ см}^2$ (сторона шестиугольника 0,5 см). Во-вторых, густота замеров плотности была такая, что в интерполяции при проведении изоденс практически не было необходимости. Достигалось это следующим приемом. Подвижная S_3

перемещается по диаграмме таким образом, чтобы в S_3 все время находилось постоянное число точек. При этом необходимо следить за тем, чтобы точки внутри S_3 располагались всегда так, что малейшее ее смещение приводило бы к уменьшению их числа. Непрерывно отмечаемые центры передвигаемой S_3 прочерчивают линию равных плотностей.

При обработке плоскостных проекций четверной системы нередко возникают трудности в определении плотности точек на краю диаграммы, когда часть S_3 оказывается вне пределов рассматриваемой площади. Теоретически плотность при такой ситуации равна числу точек, попавших в ту часть S_3 , которая лежит в пределах диаграммы, умноженному на долю S_3 , расположенную за ее пределами. Однако такой расчет справедлив только в тех случаях, когда плотность точек не меняется к краю диаграммы. В противных случаях такой способ подсчета приводит к существенным искажениям, поскольку центр сгустка может оказаться искусственно перемещенным.

Положение центра может быть уточнено при выявлении градиента изменения плотности распределения точек, что осуществимо путем подсчета числа точек в половине S , центр которой помещен на край диаграммы, а затем в половине элементарного шестиугольника, уменьшенного в два раза S'_3 , центр которого расположен в той же точке. Действительную плотность в пункте изменения предлагается рассчитывать на основе уравнения $\rho = 4(2n_1 - \frac{1}{2}n_2)$ или $\rho = 2(4n_1 - n_2)$, где n_1 - число точек, попавших в половину шестиугольника (или круга) площадью $1/2 S'_3$, n_2 - число точек, попавших в половину шестиугольника (или круга) площадью S_3 . Использование этого уравнения возможно лишь при допущении, что в направлении, перпендикулярном краю диаграммы, плотность изменяется пропорционально расстоянию от края. В иных случаях лучше пользоваться первым способом обработки.

Выделенные таким образом „облака“ фигуративных точек составов гранитоидных комплексов сравниваются между собой по площади, плотности, конфигурации, месту максимумов, отношению к реперным линиям и точкам на рассматриваемых диаграммах. Определенные параметры или часть из них при необходимости могут сопоставляться с помощью математических методов.

ЧАСТЬ 2

ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Глава 3. ГРАНИТОИДЫ ВОСТОЧНО-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ*

На примере этой структуры, а также Байкальской складчатой области могут быть рассмотрены новые методические приемы, с помощью которых мы производили расчленение докембрийских гранитоидов в изученных нами регионах, а также проводили анализ раннедокембрийских магматогенных и ультраметагенных комплексов других докембрийских регионов СССР.

Основой для изучения гранитоидных комплексов любой складчатой области или системы можно считать палеотектонический анализ слагающих ее структурных элементов, т. е. установление характера слагающих ее структурно-фациальных зон. И только дальнейшее выделение комплексов в каждой из структурно-фациальных зон может быть произведено на основе их структурных и вещественных признаков.

Действительно, даже априорно можно утверждать, что без такого предварительного анализа не исключена вероятность объединения в один комплекс разновозрастных гранитоидных сообществ разных структурно-фациальных зон, особенно близких по структурному

* Петрохимический анализ гранитоидов этого региона и Байкальской складчатой области (глава 4) производился авторами глав при участии Е. И. Кравцовой.

и вещественному типу. И наоборот, только структурно-вещественные различия сравниваемых сообществ могут привести к ложному выводу об их одновременности, хотя на самом деле они могут быть членами одновременной серии комплексов, сформированных в разной структурно-фациальной обстановке. В первую очередь сказанное относится к докембрийским образованиям, возрастные характеристики которых обычно прямо не устанавливаются.

Кроме того, лишь палеотектонический анализ дает основу для выделения более крупных гранитоидных сообществ, таких, как серии, ряды и группы комплексов, которые позволяют подойти к вопросу гранитообразования в аспекте его развития в пространстве и во времени.

Палеотектонический анализ региона

Более подробно он произведен в других публикациях, подготовленных при непосредственном участии автора этой главы (Докембрий Восточного Саяна, 1964; Бузиков и др., 1964; Обручев и др., 1965; Фотиади и др., 1973; Тектоническая карта..., 1974). Здесь будут кратко изложены лишь основные выводы.

Восточно-Саянская складчатая область является частью юго-западного обрамления эписреднепротерозойской Сибирской платформы. При таком понимании платформы Присаянская складчатая система, включающая Шарыжалгайский горст и его грабены и отделенная Саяно-Байкальским глубинным разломом, должна рассматриваться в современной структуре как часть обнаженного фундамента плиты. Однако в своем раннем развитии Присаянская система была тесно связана со всей Восточно-Саянской областью, а потому палеотектонически их нужно рассматривать в составе единой подвижной области. Юго-западная граница этой области представлена Восточно-Саянским глубинным разломом, проходящим по южному фасу главного хребта и отделяющим байкалиды от раннекаледонских складчатых систем Алтае-Саянской области.

При составлении карты со снятыми платформенным и позднеорогенным „чехлами“ по методике и легенде, разработанным в ИГД АН СССР для специальной тектонической карты фундамента СССР (1974), уточняются и другие границы структур (рис. 16). На северо-востоке под платформенным чехлом Присаянская система средних протерозоид (акитканид) Онетского грабена пересекает структуры археид. На северо-западе под фундаментом Рыбинской впадины байкальские структуры Восточного Саяна непосредственно переходят в Енисейский краж. На юго-востоке они отделяются от забайкальских структур Хамардабанским срединным массивом.

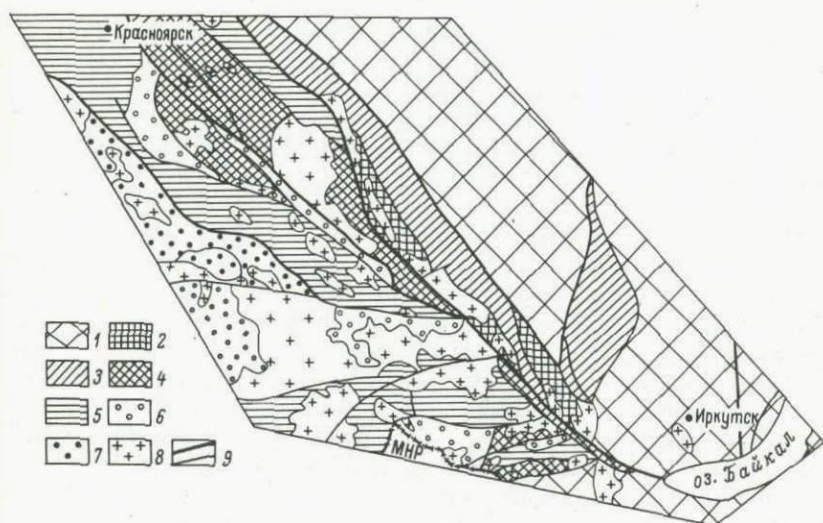


Рис. 16. Схематическая тектоническая карта юго-западной части фундамента Сибирской платформы и Восточного Саяна (со снятым платформенным и позднеорогенным чехлами). Составлена Ф. П. Митрофановым.

1 - архейды, переработанные в раннем докембри; 2 - архейды - комплекс основания средних протерозоид; 3 - средние протерозоиды (акитканиды, включая ранние протерозоиды); 4 - архейды - комплекс основания байкалид; 5 - ранние байкалиды; 6 - поздние байкалиды; 7 - ранние каледониды; 8 - гранитоиды; 9 - разломы.

В тектоническом отношении горный хребет Восточный Саян является разновозрастным сооружением. Присаянская складчатая система - это средние протерозоиды. Восточно-Саянская складчатая система представлена ранними и поздними байкалидами и ранними каледонидами. Последнее разделяется всеми исследователями (Обручев, 1949; Обручев и др., 1965; Павловский, 1956; Додин, 1956; Арсентьев, 1960; Зайцев, 1960; Сулоев и др., 1962; Смирнов и др., 1963; Бузиков и др., 1964; Мусатов, 1967; Межеловский, 1971). Что касается Присаянской складчатой системы, то до последнего времени ее также считали структурой байкалид, что изложено в работах А. Л. Додина (1956), А. Д. Смирнова с соавт.

(1963). Как самостоятельная среднепротерозойская (акитканская) складчатая система она выделяется нами впервые (Фотиади и др., 1973).

В строении Восточного Саяна участвуют метаморфизованные осадочные и вулканогенные, а также плутонические образования архейского и протерозойского возрастов, а также палеозойские и мезо-кайнозойские отложения и магматогенные породы.

Архейские образования (древнее 2500 млн лет) известны и в Присаянской, и в собственно Восточно-Саянской системах. Они в основном представлены изначально гранулитовыми метаморфидами осадочных (в том числе и мощных карбонатных) и вулканогенных толщ. В Присаянской системе ими сложен комплекс основания средних протерозоид, в Восточно-Саянской – отдельные глыбы комплекса основания байкалитид. В связи с таким их положением архейские породы почти повсеместно многократно преобразованы. Однако устанавливается, что некоторые архейские структурные блоки в разные этапы развития протерозойской подвижной области обладали чертами и самостоятельных структурно-фациальных зон типа внутренних геантиклинальных поднятий (Бузиков и др., 1964).

Некоторые исследователи вслед за С. М. Замараевым (1964) разделяют архей Восточного Саяна на два структурно-вещественных комплекса – шарыжалгайский и слюдянский. Основанием для этого является разница в простирации их структур. Однако это устанавливается лишь в двух сопряженных блоках у южного окончания оз. Байкал. Во всех остальных структурах шарыжалгайская и слюдянская серии слагают единый архейский структурно-метаморфический комплекс (Докембрий Восточного Саяна, 1964; Обручев и др., 1965).

Присаянская складчатая система средних протерозоид. Раннепротерозойский ярус представлен метаморфитами амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации низкого давления вулканогенно-терригенных, железисто-кремнистых и терригенных образований (свиты Соснового байца, камчадальская, белореченская с возрастом более 1880–1790 млн лет), метаморфитами ультраосновных и основных пород, а также гранитоидами онотского комплекса (с возрастом 2020 млн лет) и окинского комплекса (с возрастом 1800 млн лет – Абрамович и др., 1971). В современной структуре супракрустальные образования этого возраста сохранились лишь в Онотском и Урикско-Ийском грабене и в ряде мелких тектонических клиньев. Они слагают серию линейных складчатых структур, обычно гармоничных с архейскими структурами комплекса основания. Эта гармоничность связана со складчатой переработкой структур фундамента в условиях раннепротерозойского глубинного метаморфизма. Там, где эта переработка была локальной (например, в районе побережья оз. Байкал), фиксируется автономность пологих архейских структур и линейных наложенных раннепротерозойских структур (Крылов, 1970).

На основе палеотектонического анализа нами и раньше (Докембрий Восточного Саяна, 1964) делалось предположение, что раннепротерозойские образования отлагались регионально на архейском фундаменте. „Снятие” платформенного чехла в значительной степени подтверждает это. Так, например, установлено, что образования Охотского грабена протягиваются на север вплоть до железнодорожной магистрали, в глубь Ангаро-Тунгусской системы (рис. 16). Таким образом, появляется еще больше оснований считать, что ранний протерозой Присаянской системы характеризовался условиями развития протогеосинклинальных прогибов. Эти структуры сходны с ранними протерозоидами Карелии и могут быть отнесены к образованиям ранних стадий развития протогеосинклинального этапа.

Совсем иную характеристику имеет среднепротерозойский ярус этой системы, представленный терригенными и карбонатными породами урикской свиты, кислыми вулканитами сублукской свиты, саянским послескладчатым (раннеорогенным) многофазным комплексом аллохтонных гранитов, гранодиоритов, граносиенитов, аплитов, пегматитов с возрастом около 1800 млн лет и послескладчатыми диабазами. В основании этого яруса фиксируются перерыв и угловое несогласие. Супракрустальные породы распространены только в пределах грабенов, границы которых совпадают с палеогеографическими границами прогибов. Породы представлены гравелитами и конгломератами, песчаниками и сланцами, известняками, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Лицевые складчатые структуры сочетаются с многочисленными разрывными нарушениями. Последние в сопровождении зеленосланцевых диафоритов только локально развиты в образованиях более нижних ярусов. В целом же Присаянская система в этот период обладала геосинклинальным (раннеорогенным) режимом, а ее наложенные прогибы второго порядка характеризовались чертами остаточных (приразломных) прогибов.

Верхнепротерозойский ярус Присаянской системы — это молассовые образования межгорных впадин орогенной стадии (ермосохинская свита). С конца же позднего протерозоя все геологические образования Присаянской системы имеют ярко выраженный платформенный характер.

Восточно-Саянская складчатая система байкалид. В отличие от Присаянской системы во внутренней части Восточного Саяна нижний и средний протерозой слагают единый структурно-метаморфический ярус главного протогеосинклинального комплекса. Нижний протерозой (вулканогенно-терригенный алыгджерской, хонголдской свит) не отделен от среднего (существенно карбонатного дербинской, толтинской, иркутской свит) ни угловым несогласием, ни перерывом, ни метаморфизмом, ни кислым плутонизмом. Раннеинверсионная стадия конца среднего протерозоя завершила относительную консолидацию и формирование линейных складчатых

структур только Бирюсинской геантиклинали, осевой части Дербинского антиклинория и Хамардабанского срединного массива (самые ранние байкалиды). Метаморфиты среднего протерозоя представлены образованиями амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, гранитоиды – складчатými комплексами (бирюсинский, дербинский, саганшулутский) в основном аллохтонных гранитоидов и позднекладчатým комплексом (хонголкойским) аллохтонных гранитов. Во время раннего-среднего протерозоя глубокую складчато-метаморфическую переработку в условиях мезозоны испытали породы архейского фундамента, что устанавливается в образованиях Бирюсинской, Канской, Гарганской и Хамардабанской глыб (Бузиков и др., 1964).

Верхнепротерозойский ярус Восточно-Саянской складчатой системы представлен двумя типами структурных форм. Первый – это изоклиналильные линейные складчатые структуры геосинклиналильного типа, запрокинутые в сторону геантиклинальных упоров. Они сложены метаморфитами зеленосланцевой, реже эпидот-амфиболитовой фации по вулканогенно-терригенным, карбонатным и терригенным породам геосинклиналильного типа и интродированы послескладчатыми многофазными гранитоидами амбартагольского (араошойского, сыдвинского) комплекса. Вероятно, к позднему протерозою (или среднему?) относится формирование секущих линейных зонально метаморфизованных поясов с характерными ультраметаморфитами катазоны (Шутхулайский регион – Хильтова, Крылов, 1965). Второй тип структур – это брахиформные складчатые структуры пород карбонатно-терригенных фаций сокращенной мощности, трансгрессивно залегающих на геантиклинальных поднятиях.

Поздний протерозой Восточно-Саянской геосинклиналильной системы отличался наличием многих структурно-фациальных зон геосинклиналильного и геантиклинального режима. Наши данные об их распространении и характеристике, так же как и о палеотектонических зонах среднего протерозоя и раннего кембрия, изложены в ряде опубликованных работ (Докембрий Восточного Саяна, 1964; Бузиков и др., 1964; Обручев и др., 1965).

Нижнекембрийский ярус венчает строение геосинклиналильных структур собственно Восточно-Саянской складчатой системы байкалид. В ограниченных глубинными разломами Сархой-Сагансарском, Бийхем-Утхумском и Манском синклиналиниях здесь распространены фациально изменчивые терригенно-вулканогенные, карбонатные и терригенные эо- и нижнекембрийские толщи, слагающие брахисинклиналии, мульды, сводообразные складки и сопряженные с ними узкие изоклиналильные (приразломные) складки. Все это структуры остаточных геосинклиналильных прогибов. Они интродированы гипербазитами и базитами, а также крупнейшими многофазными массивами послескладчатых (раннеорогенных) гранитоидов ольховского и сархойского комплексов.

Верхний кембрий (?) или ордовик (?) Восточного Саяна — это время отложения красноцветной молассовой формации. С этого времени Восточно-Саянская система стала областью завершённой складчатости (Бузиков и др., 1964).

Что касается раннекаледонских складчатых систем Алтае-Саянской области, занимающих и юго-западный склон Восточного Саяна (Кизир-Казырскую зону), то нижний кембрий в них представлен типичными эвгеосинклинальными формациями осадочных и магматогенных пород. Это позволяет отделять Восточно-Саянским глубинным разломом собственно Восточно-Саянскую складчатую систему поздних байкалид от Алтае-Саянских систем ранних каледонид. В палеотектоническом отношении первая система по отношению ко вторым являлась периферической геосинклиналью первого порядка.

Таким образом, в Восточно-Саянской складчатой области выделяются структурные зоны разного типа и разного времени завершения геосинклинального и раннеорогенного развития (табл. 2). В Присаянской системе протогеосинклинальная стадия была завершена в раннем протерозое, раннеорогенная стадия — в среднем протерозое, платформенная стадия началась в позднем протерозое. В ранних байкалидах протогеосинклинальная стадия продолжалась до конца среднего протерозоя, а платформенная началась с палеозоя. В поздних байкалидах выделяется протогеосинклинальная стадия, которая после частичной инверсии в конце среднего протерозоя в позднем протерозое сменилась вторичной геосинклинальной стадией. Последняя продолжалась до конца позднего протерозоя. Раннеорогенная стадия байкалид захватывала, по-видимому, эокембрий и кембрий, а собственно орогенная стадия начиналась, вероятно, с ордовика. Наконец, ранние каледониды имели геосинклинальный характер развития и в раннем палеозое.

Что касается архейских протогеосинклинальных образований, то они выделяются во всех докембридах Восточного Саяна, везде слагающая самый ранний комплекс основания. Следует только отметить уменьшение в современном эрозионном срезе архейских глыб по мере удаления от края Сибирской платформы.

Имея палеотектоническую основу, теперь можно кратко охарактеризовать гранитоиды Восточного Саяна на уровне не только отдельных комплексов, но и сообществ более крупных порядков, таких, как серии, ряды и группы.

Таблица 2

Плутонические комплексы и ассоциации основных структур Восточно-Саянской складчатой области



Этап	Присаянская система	Восточно-Саянская система		
	средние протерозойды (ажитканиды)	ранние байкалиды	байкалиды	ранние келедониды
	Шарыжалгайский горст вместе с грабенами; центральная часть Ха- мардабанской глыбы	Бирюсинский горст; северная часть Тункинско-Хамардаба- нской глыбы; центральная часть Дербинского антиклин- ория	краевые части Дер- бинского и Окинско- го антиклинориев; Китойский синкли- норий	Кизир-Казырский, Ман- ский, Бийхем-Утхумский, Сархойский синклинории
$Pz_3 - Mz$ 300		Траппы и кимберлиты		-
$Pz_2 - Pz_3$	Зиминский комплекс пи- роксенитов, мельтейги- тов, ийолитов, уртитов, нефелиновых сиенитов, карбонатитов	Ирбинский (бuedжульский) комплекс щелочноземельных и щелочных гранитов и сиен- итов Агул-Туманшетский комп- лекс перидотитов	-	Сайбарский комплекс щелочных пород Ирбинский (бuedжульский, сютольский) комплекс щелочноземельных и щелочных гранитов и сиенитов Казырский комплекс габбро, сиенитов, ще- лочных сиенитов
420 Pz_1	-	Огнитский (сархойский) послескладчатый много- фазный „комплекс“ (серия комплексов) щелочно- земельных и щелочных гранитов и сиенитов (включая ? ботогольские нефелиновые сиениты, ийолиты, уртиты)	Ольховский (таннуоль- ский, сумсуурский, хой- тоокинский) „комплекс“ плагиигранитоидов (се- рия комплексов)

550-800 Pt_3	Игнок- ский комплекс малых интрузий микрокли- нитрузий плагнокла- зовых гранитоид- ов и до- диоритов	Нерсинский комплекс диабазов	Ильчирский (джебский, ийский, слизневский) комплекс гипербазитов и боксовский комплекс базитов
1700±100	Достоверно не выделяются	Амбартагальский (араошойский, сыдинский) послескладчатый многофазный комплекс алло- хтонных плагимикролиновых гранитоидов Лысанский комплекс дифференцированных основных-ультраосновных
2000±100 Pt_2	Саянский послескладча- тый многофазный комп- лекс аллохтонных пла- гиомикролиновых гра- нитов, гранодиоритов, граносиенитов, аплитов, пегматитов (Зимовнин- ский, Урикский, Хаэр- тэ-Жалгивский, Ермин- ский массивы)	Хойгондойский поздне- кладчатый комплекс аллохтонных микрокли- новых гранитов и амаеллитов	Саганшулутский (дербинский) соскладчатый комплекс аллохтонных плагио- и микрокли- ноплагноклазовых гранитов и гранодиоритов (в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях)
	Окинский поздне- кладчатый комплекс алло- хтонных плагимикро- клиновых гранитов и пегматитов (Окинский и Аларский массивы)

Таблица 2 (продолжение)

Этап	Присаянская система	Восточно-Саянская система
Pt_1	Соскладчатые мигматит-граниты (в реоморфидах амфиболитовой фации архейского фундамента; часть китойского „комплекса“). Онотский раннескладчатый комплекс аллохтонных плагиоклазовых гранитов, гранодиоритов, диоритов	— — —
2600±100	Урдаокинский (агульский) комплекс раннескладчатых ультраосновных и основных пород	
	Позднескладчатые аллохтонные аляскиты китойского (тукшинского) „комплекса“	
A	Соскладчатый комплекс чарнокит-мигматитов (в образованиях гранулитовой фации Шарыжалгайского горста и в реликтовых структурах других архейских глыб)	Соскладчатые мигматит-граниты (в амфиболитовой фации архея глыб; часть китойского и тукшинского „комплексов“)
	Бельский раннескладчатый комплекс ультраосновных, основных и средних пород	

Условные обозначения:

-  — граница геосинклинальных и орогенных комплексов (по подошве остаточных прогибов);
 — нижняя граница комплексов областей завершённой складчатости (по верхней молассе);

Архейские и раннепротерозойские гранитоиды Шарыжалгайского горста

До последнего времени во всех структурах архейского фундамента Восточно-Саянской складчатой области выделялись лишь мигматит-граниты, гнейсо-граниты и аляскитовые граниты. Они описывались как архейские мигматиты и гранитоиды китойского комплекса (или тукшинского, или шарыжалгайского).

Согласно описаниям этих пород (Крылов и др., 1962; Смирнов, Булдаков, 1962, и др.), мигматиты и гнейсо-граниты тесно связаны с метаморфитами амфиболитовой фации. Они слагают мигматитовые поля и зоны (с содержанием лейкосомы, достигающим до 50%), согласные и гармоничные пластовые тела (мощностью от 1 до сотен метров), иногда более изометричные тела с распылчатыми контактами (площадь в несколько квадратных километров), еще реже маломощные дискордантные жилы.

По составу это биотитовые и амфибол-биотитовые гранитоиды и, реже, аляскитовые граниты. Существуют все взаимопереходы от андезитовых гнейсо-гранодиоритов до существенно микроклиновых гнейсо-гранитов, аляскитов и граносиенитов. При этом П. И. Шамес первый заметил, что лейкократовые разновидности в основном слагают дискордантные тела. Биотитовые гранитоиды разного состава и мигматиты он отнес к ранней группе, а лейкократовые (аляскитовые) граниты — к поздней, дискордантной группе. С этим комплексом, кроме того, обычно связывают редкие жилы аплитов и орто-тектитовых пегматитов.

Как уже было отмечено, породы комплекса связаны с метаморфитами амфиболитовой фации архейских серий и свит. В настоящее время имеются все основания считать, что многие из этих метаморфитов в Шарыжалгайском горсте и в Гарганской глыбе, а вероятно, и в Бирюсинском горсте, и в Канской, и Арзыбейской глыбах являются вторичными диафорическими метаморфитами по гранулитам. Образование их происходило в изофациальных условиях с прогрессивным метаморфизмом нижнепротерозойских (и среднепротерозойских?) толщ. Поэтому там, где это устанавливается определенно (Крылов, 1968, 1970; Крылова и др., 1972), следует считать образования так называемого китойского комплекса более поздними, чем архейские. Но остаются еще структуры, например Хамардабанская, в которой метаморфиты амфиболитовой фации описываются как первичные (Докембрий Восточного Саяна, 1964). Кроме того, позволительно предположить, что и в других архейских структурах (например, Бирюсинской) амфиболитовая фация могла быть первичной. В этом случае справедливо выделение в составе архейских образований складчатых и позднескладчатых мигматитов и гранитоидов, изофациальных с метаморфитами амфиболитовой фации.

Но в настоящее время определенно можно считать характерным комплексом древнейших гранитоидов Восточного Саяна только чарнокит-мигматитовый комплекс Шарыжалгайского горста, наиболее подробно описанный в последние годы И. Н. Крыловым (1968, 1970) и др.

В пологих складчатых структурах, сложенных полосчатыми метаморфитами роговообманково-гранулитовой субфации (двуспироксеновыми сланцами, гранат-гиперстен-кордиеритовыми, гранат-биотит-гиперстеновыми гнейсами, форстеритовыми мраморами и кальцифирами), чарнокиты представлены различными формами проявления. Наиболее часто это жильный материал агматитов, слагающих полосы шириной в десятки и сотни метров. Чарнокиты — чаще с гнейсовидными текстурами, подчеркивающими облекание блоков агматитов чарнокитовым жильным материалом, реже массивные. Агматитовые полосы сочетаются со сложной сетью чарнокитовых жил, пятен и обособлений (дециметровых размеров), а также с пластовыми телами чарнокитов мощностью до десятков метров.

По составу выделяются эндербиты (с антипертитовым андезитом) и собственно чарнокиты (как ортоклазовые, так и микроклиновые). Темноцветные минералы представлены гиперстеном, биотитом и граватом. Количественные соотношения минералов очень различные, отвечающие составам пород от „кварцевых диоритов“ до „лейкократовых гранитов“.

На основе детальных геолого-петрографических наблюдений И. Н. Крылов рассматривает процесс чарнокитообразования как метасоматическое преобразование пород субстрата в условиях гранулитовой фации с привнесением щелочей и кремния и выносом магния, кальция и железа. При этом им изучались главным образом контрастные породы — основные кристаллические сланцы и эндербиты-чарнокиты. Анализ минеральных ассоциаций и составов минералов позволяет И. Н. Крылову сделать вывод о том, что процессы такой чарнокитизации пород происходили в заключительные этапы регионального метаморфизма и складчатости в условиях температуры более 710–720°C и общего давления менее 10 кб. Он специально подчеркивает приуроченность чарнокитовых образований к зонам агматитов, к зонам пониженного давления.

Имеющиеся химические анализы всех типов чарнокитов дают возможность сопоставить составы описываемых чарнокитов с элементами магматической гранитной модели. Считая, что для чарнокитов $\rho_{H_2O} \leq 0.3 \rho_{общ}$ (Добрецов и др., 1969), сравним состав чарнокитов с котектическими линиями в широком диапазоне давления паров воды (рис. 17) и убедимся, что они являются некотектическими. Четыре анализа лежат в плагиоклазовом объеме и лишь два ближе к поверхности кварц-плагиоклаз. Это гиперстеновый и гранатовый чарнокиты, содержащие кварца 30, калиевого полевого шпата 20, плагиоклаза соответственно 40 и 25%.

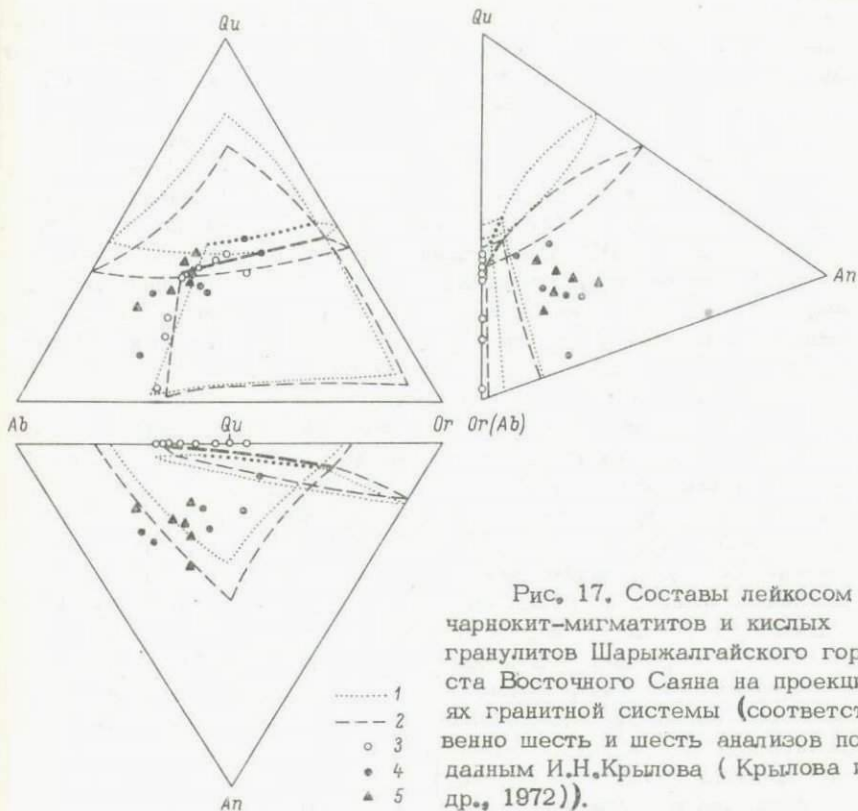


Рис. 17. Составы лейкосом чарнокит-мигматитов и кислых гранулитов Шарыжалгайского горста Восточного Саяна на проекциях гранитной системы (соответственно шесть и шесть анализов по данным И.Н. Крылова (Крылова и др., 1972)).

Элементы системы на этом и других рисунках: поверхности кристаллизации и линия „тройной“ котектики при $p_{H_2O} = 0,5$ (1) и 3 кб (2); 3 – точки минимума системы M или точки совместной кристаллизации кварца и самых низкотемпературных щелочных полевых шпатов в условиях солидуса при $p_{H_2O} = 0,5$ кб; 4 – составы лейкосом; 5 – составы кислых гранулитов.

При анатектическом процессе такое положение составов неомсомы может быть только при достаточно полном расплавлении материала палеосомы, при диатексисе (Менерт, 1971). Тогда можно сравнить составы чарнокитов и кислых гранулитов (плагиногнейсов) района, условно считая последние за исходный материал (субстрат) для образования расплава. Видно, что точки гранулитов частично

перекрывают точки чарнокитов, но в основном они „продолжают“ последние в плагиоклазовый объем. Относительно двух выше отмеченных точек можно допустить, что они находятся на анатектитовом тренде и могут являться диатектитами (см. подробнее в главах 9, 10). О чарноките, точка состава которого ближе всех расположена к ребру альбит (ортоклаз)–анортит (эндербит кварц–диоритового состава), можно сказать, что он не является продуктом анатексиса.

Такой вывод о некоторой роли процессов анатексиса в формировании присаянских чарнокитов можно сделать лишь при условии, что приводимые И.Н.Крыловым данные по температуре (710–720°C) являются заниженными, отвечающими температуре упорядочения минералов чарнокитов, так как даже инициальный анатексис в условиях гранулитовой фации требует более высоких температур (порядка 800°C, по Н.Л.Добрецову и др. (1969)).

Используя эти во многом недостаточные и предварительные заключения, следует, видимо, пока остановиться на признании общей ультраметагенной природы присаянских чарнокит–мигматитов, понимая ее как совокупность многих процессов, в том числе метаморфической перекристаллизации (и дифференциации), анатексиса и метасоматоза. В.С.Шкодзинский (1969, 1970) на основе изучения минеральных парагенезисов пришел к выводу, что чарнокиты Прибайкалья во многих случаях являются продуктами анатексиса, происходящего в условиях инертного поведения воды. Этот вывод очень интересен, однако, по нашему мнению, требует подтверждения на основе систематического изучения химизма сосуществующих в чарнокит–мигматитах пар – лейкосомы и меланосомы. Принципиальная возможность такого анализа была только что показана и будет подробнее рассмотрена в главе 10.

Здесь же в архейских гранулитах шарыжалгайской серии И. Н. Крыловым установлены линейные секущие зоны диафторитов кордиерит–альмандиновой субфации амфиболитовой фации (приблизительные оценки температуры 650–550°C, общего давления 5–8 кб), изофациальных с прогрессивным метаморфизмом раннепротерозойских образований Оюнского грабена. В этих зонах шириной от десятков метров до нескольких километров развиты гнейсо–диафториты биотитового, биотит–гранатового, биотит–гранат–кордиеритового, биотит–амфиболового состава, а также амфиболиты, чередующиеся с реликтовыми участками гранулитов и вновь образованными мигматитами и гранитоидами.

В структурном отношении эти зоны складчато–метаморфической переработки автономны и отличны от гранулитовых образований, по которым они развиваются. На пологих, относительно простых складчатых структурах гранулитов образуются линейные дисгармоничные складки иного простираения с характерными мелкоскладчатыми формами, структурами будинажа и зонами агматитов. С этими структурами связаны раннепротерозойская мигматизация и гранитообразование амфиболитовой фации.

Представлены следующие формы мигматито- и гранитопроявления: мигматиты с преобладающим агматитовым типом, шластовые тела гранитоидов с распычатыми контактами мощностью до сотен метров, амебовидные гармоничные тела, маломощные секущие жилы. Переходы от гнейсов к мигматитам и гранитоидам обычно постепенные.

Гранитоиды представлены биотитовыми и биотит-амфиболовыми микроклин-плаггиоклазовыми и плаггиоклазовыми гранитами, гранодиоритами, плаггиомикроклиновыми лейкократовыми и пегматоидными гранитами. Многие из них содержат гранат (до 3%), в отдельных случаях наблюдаются биотиты двух генераций: реликтовый, сходный с биотитами гранулитов, и вновь образованный. Все разновидности гранитоидов имеют постепенные взаимопереходы. Лейкократовые и пегматоидные граниты слагают в основном секущие жилы. Они являются субавтохтонными, позднекладчатыми (секут зоны бластомилонитизации), состоят из микроклина (30-50), кварца (25-35), олигоклаза (25-35) и биотита (1-5%). Структуры всех пород бластические, порфиробластические, иногда участками гранофировые. Текстуры - гнейсовидные, полосчатые, в центральных частях почти массивные.

Из этого краткого описания видно, что раннепротерозойские диафориты мигматит-гранитного состава (реоморфиты) очень сходны с другими породами так называемого китойского „комплекса“. В данном случае эти породы изучались в районе локального проявления повторного метаморфизма фундамента. Понятно, что в участках более интенсивной переработки такие ультраметаморфиты могут приниматься за первичные. На этом мы и основывали свое предположение о необходимости значительного сокращения объема архейского китойского комплекса мигматитов и гранитоидов амфиболитовой фации.

В петрологических выводах И. Н. Крылова (1968) по вопросу генезиса подобных образований мигматит-гранитного состава много внимания уделяется характеристике признаков метаморфической перекристаллизации и последующей метасоматической гранитизации основных пород в гранитопроявлениях агматитового типа. Для части автохтонных мигматит-гранитов и для субавтохтонных жильных лейкократовых и пегматоидных гранитов им допускается анатектическое образование.

Постархейские гранитоиды
Присянской складчатой системы
средних протерозоид

Кроме только что охарактеризованных чарнокитов, мигматитов и гнейсо-гранитов, расположенных в архейском комплексе основания, в Присянской системе имеются комплексы гранитоидов, размещенные в протогеосинклинальной и орогенной раме (табл. 2).

Онотский раннескладчатый комплекс аллохтонных существенно плагиоклазовых гранитов, гранодиоритов, диоритов (ранний протерозой). Как самостоятельный этот комплекс пород был выделен в 1936 г., но до сих пор объем его является недостаточно определенным. В этой работе мы используем наши материалы (Докембрий Восточного Саяна, 1964; Геохронология..., 1968), дополняя их последними результатами геологосъемочных, поисковых и тематических работ (Абрамович и др., 1971; Абрамович, Шамес, 1974).

Массивы этого комплекса имеют размеры до 300 км². Наиболее достоверные и крупные из них картируются в бассейне р. Белой (см. карту в книге „Докембрий Восточного Саяна“, 1964). В основном они залегают среди архейских гранулитовых образований, регионально диафторированных в условиях низкотемпературных субфаций амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Но известны и примеры их размещения среди пород нижнего протерозоя Онотского грабена, прогрессивно метаморфизованных в таких же условиях. И диафториты, и прогрессивные метаморфиды не ультраметаморфизованы.

Во всей случаях массивы согласные, хотя в деталях контакты тел могут быть и секущими. Контакты четкие, хотя зоны экзоконтактов и представляют собой согласное чередование протяженных апофиз гранитоидов и гнейсовых пачек. Отмечается факолитовый характер отдельных мелких тел.

Все гранитоиды гнейсовидные, нередко полосчатые. Гнейсовидность всегда конформна и в целом гармонична со структурами рамы. Комплекс однофазный и довольно однородный. В основном он сложен существенно плагиоклазовыми гранодиоритами, гранитами, диоритами, жильными ортотектитами. Из темновесных минералов преобладает биотит, нередко встречаются амфиболовые разности.

Г. Я. Абрамович (1974) приводит средний химический состав комплекса, рассчитанный по семи пробам с учетом площадей, занимаемых каждой разновидностью пород. Используя этот средний состав, нужно иметь в виду, что его „основность“ представляется несколько завышенной. По нашим данным, в составе комплекса отчетливо преобладают породы плагиогранитного и гранодиоритового составов. Из диаграммы (рис. 18) видно, что онотский комплекс

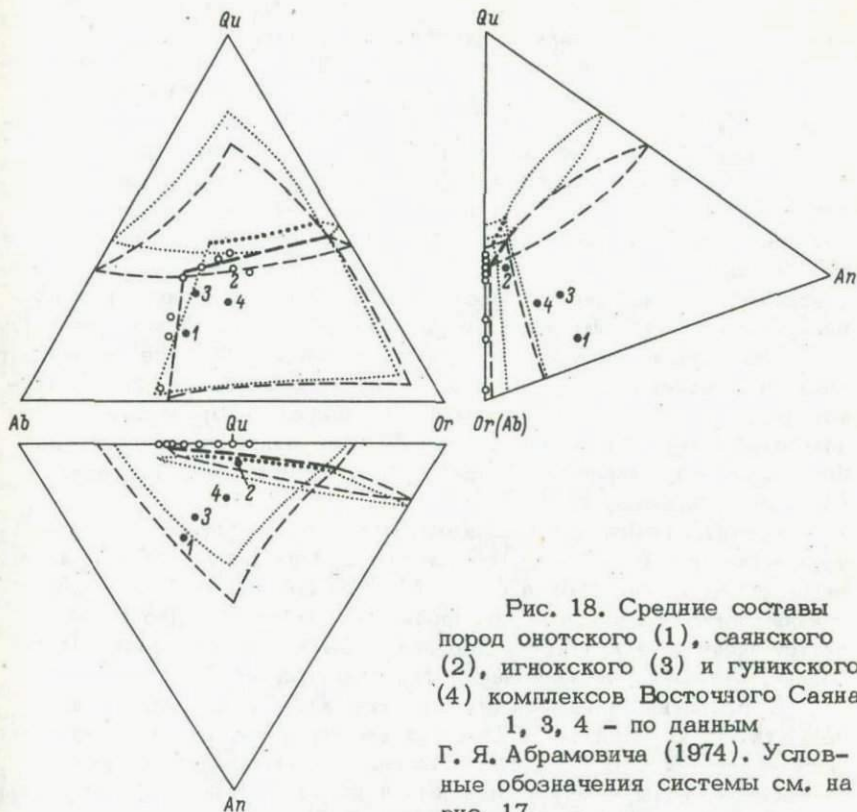


Рис. 18. Средние составы пород онотского (1), саянского (2), игнюкского (3) и гуникского (4) комплексов Восточного Саяна.

1, 3, 4 - по данным Г. Я. Абрамовича (1974). Условные обозначения системы см. на рис. 17.

относится к щелочноземельному, недосыщенному глиноземом типу явно плагиоклазового (некотектического) состава.

Для комплекса характерна слабая рудная минерализация. Г. Я. Абрамович на основе детальных поисковых работ отмечает повышенную концентрацию меди и мышьяка в скарнированных карбонатных породах экзоконтактов.

Окинский позднекладчатый комплекс аллохтонных плагиомикроклиновых гранитов и ортотектитовых пегматитов (ранний протерозой). Комплекс выделен нами на основе геолого-радиологических данных (Геохронология..., 1968). В настоящее время к этому

комплексу могут быть отнесены гранитоиды Аларского массива, Окинского массива, южного массива из группы Урикских.

Аларский массив (площадью около 150 км²) целиком располагается в архейской раме, дискордантно пересекая крыло крупной синклинали структуры. В плане он имеет вытянутую в субмеридиональном направлении форму. Два других массива с площадями выхода 50 и 30 км² имеют межформационный характер залегания, дискордантно интродуцируя как архейские породы комплекса основания, так и нижнепротерозойские толщи, включая белореченскую свиту. Сопровождающие изометричный Окинский массив мелкие дискордантные тела размером от нескольких до 10–15 км² имеют амёбовидную и округлую формы. Они сопряжены с Хульцайским разломом.

Отчетливое прогрессивное контактное воздействие оказывают лишь гранитоиды, расположенные в гранат-биотитовых, кварц-мусковитовых и мусковит-андалузитовых гнейсах белореченской свиты эпидот-амфиболитовой фазии. В узкой зоне контакта образуются более высокотемпературные ассоциации, содержащие силлиманит (Хильтова, Крылов, 1965).

Граниты комплекса плагиомикроклиновые, примерно с равным содержанием олигоклаза и микроклина, преимущественно биотитовые, реже двуслюдяные, иногда с повышенным содержанием турмалина. Преобладают средне- и крупнозернистые разновидности с переходами к пегматоидным; в контактах нередко порфиоровидные граниты (микроклин, ортоклаз) с мелкозернистой основной массой.

С гранитными телами ассоциируют жилы гранит-аплитов и пегматитов. В бассейне р. Оки они являются частью Окинского пегматитового поля. В Аларском массиве это кварц-микроклиновые с альбитом жилы, бестурмалиновые и редкометалльные, мощностью 0,5–1,0 м (Смирнов, Булдаков, 1962). В Окинском пегматитовом поле – это кварц-микроклин-плагиоклазовые пегматиты с биотитом, мусковитом, турмалином и редкоземельной минерализацией (Хильтова, Крылов, 1965).

В одной из работ (Геохронология..., 1968) нами было высказано предположение, что раннепротерозойскими являются лишь сами ортотектит-пегматитовые простые тела (пегматиты первого этапа А. Д. Смирнова и др. (1963)), а их альбитизация, процессы замещения и минерализация (второй этап) связаны с рудообразующими процессами, сопровождающими становление среднепротерозойского саянского комплекса.

Саянский послескладчатый (раннеорогенный) многофазный комплекс аллохтонных плагиомикроклиновых гранитов, гранодиоритов, граносиенитов, ашитов, пегматитов (средний протерозой). Гранитоиды и пегматиты этого комплекса приурочены в основном к структуре Урикско-Ийского грабена, к зеленосланцевым метаморфидам приразломных прогибов. Геологически и радиологически доказывается (Геохронология..., 1968) среднепротерозойский возраст

комплекса, его формирование в раннеорогенную стадию развития структуры, его эрозия в позднем протерозое — в стадию накопления межгорных моласс.

Комплекс представлен интрузивными телами с эрозивной площадью выхода в сотни или десятки квадратных километров. Наиболее известными гранитоидными телами являются Зимовинское, Урикское, Хаэртэ-Жалгинское, Ерминское. Но более мелкие штокообразные и жильные тела, приуроченные к разломам ограничения и к внутренним разрывам Урикско-Ийского грабена, распространены повсеместно. Во многих случаях устанавливается, что мелкие тела представляют собой части более крупных массивов, лишь частично вскрытых эрозией. Между гранитоидными телами развиты пегматитовые жилы и целые поля последних. В целом они слагают Саянский редкометальный пегматитовый пояс.

Все гранитоидные тела дискордантные, с четкими извилистыми контактами, в большинстве крутопадающими. Их расположение и форма обусловлены направлениями разломов разного порядка. Многие тела содержат обильные ксенолиты вмещающих пород. Гранитоиды часто гибридизированы и сопровождаются зонами прогрессивного контактового метаморфизма, в которых метаморфиды зеленосланцевой фации преобразуются в роговики и уловатые сланцы с силлиманитом, андалузитом, гранатом, биотитом.

Г. Я. Абрамович и др. (1971) на основе подсчета мощностей кровли определяют глубины становления гранитоидов саянского комплекса в 3,5–8 км. При этом в юго-восточной части грабена глубину становления они определяют в 3,5–5,5, в центральной части — 4,5–6,5, в северо-западной — 6–8 км. По их данным, в зависимости от глубины становления гранитоидов находится минерализация генетически связанных с ними пегматитовых жил. По мере увеличения глубины происходит смена редкометальных пегматитовых жил безрудными, а затем редкоземельными. Несколько меняется и характер гранитоидных массивов. В наиболее глубинных намечается конкордантность гранитоидных тел и проявление гнейсо-гранитных структурных фаций. С глубиной понижается количество калиевого полевого шпата и увеличивается содержание слюды. Гранитоиды меньшей глубинности обогащены иттрием, рубидием, бериллием, ураном, оловом, таллием.

Нужно отметить и следующее. В северо-западной части Урикско-Ийского грабена (в бассейне р. Ии), в грабене р. Тойсука, а также в скважинах южной части Сибирской платформы, достигших среднепротерозойских образований Приангарского краевого прогиба, широко представлены кислые эффузивы сублукской свиты среднего протерозоя (Геохронология..., 1968). Они хорошо сопоставляются с вулканитами вулcano-плутонического ирельского комплекса Прибайкалья, в котором устанавливается тесная связь вулканитов и гранитоидов. Не исключено, что и в северной, необнаженной, части

Присянской зоны такой комплекс (серия) может быть выделен. Тогда намечаемая вертикальная зональность среднепротерозойского гранитопроявления будет дополнена гиабиссальными, субвулканическими и вулканическими фациями.

Породы саянского комплекса очень пестрые по составу. По последним данным, они были сформированы в две главные интрузивные фазы: первая – существенно гранодиоритовая, вторая – гранитовая. Пегматиты генетически связываются со второй фазой. Пестрота минералогического состава пород и разнообразие их структур обуславливаются разным уровнем эрозионного среза массивов, явлениями дифференциации и гибридизма, а главное – неравномерным и широким проявлением автометаморфических процессов, которые накладывались как на породы самих массивов и жильных тел, так и на вмещающие породы.

В составе комплекса описываются (Сулоев и др., 1962; Смирнов, Булдаков, 1962) роговообманково–биотитовые диориты, гранодиориты, граниты, лейкократовые граниты, граносиениты, редко сиениты, слагающие основную массу массивов и мелких тел; автометаморфические производные гранитоидов, представленные грейзенизированными двуслюдяными, мусковитовыми и турмалиновыми разновидностями и интенсивно альбитизированными породами; жильные породы пегматитового, аплитового, гранит–порфиорового и лампрофиорового состава. Соотношения кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата, естественно, меняются, но в гранитах, граносиенитах и аплитах второй преобладает.

Особое значение имеют пегматиты комплекса, особенно их редкометалльные типы. Обычно это мощные, зонально дифференцированные жильные проявления с характерными замещающими кварцево–мусковитовыми и альбитовыми образованиями, несущими редкометалльную минерализацию. Пегматитовые жилы тяготеют к экзоконтактам гранитных тел, слагая пегматитовые поля.

Гранитоиды саянского комплекса (особенно второй фазы) и пегматиты имеют сходный характерный набор акцессорных минералов и элементов–примесей (данные Караевой, Плешанова (1956), Смирнова, Булдакова (1962), Абрамовича и др. (1971)), что позволяет устанавливать их генетическое родство. Из характерных акцессорных минералов нужно выделить флюорит, турмалин, монацит, ксенотим, перовскит, из элементов–примесей – литий, рубидий, бериллий, галлий, олово, ниобий, цезий, торий и редкие земли.

Особенности химического состава наименее измененных пород саянского комплекса отражены на рис. 18 и 19. Диаграммы имеют два выраженных максимума, соответствующих породам двух фаз комплекса: первая фаза – щелочноземельная, вторая – субщелочная, пересыщенная глиноземом. Отчетливо видна явная дифференцированность комплекса, причем совокупность пород имеет направленный

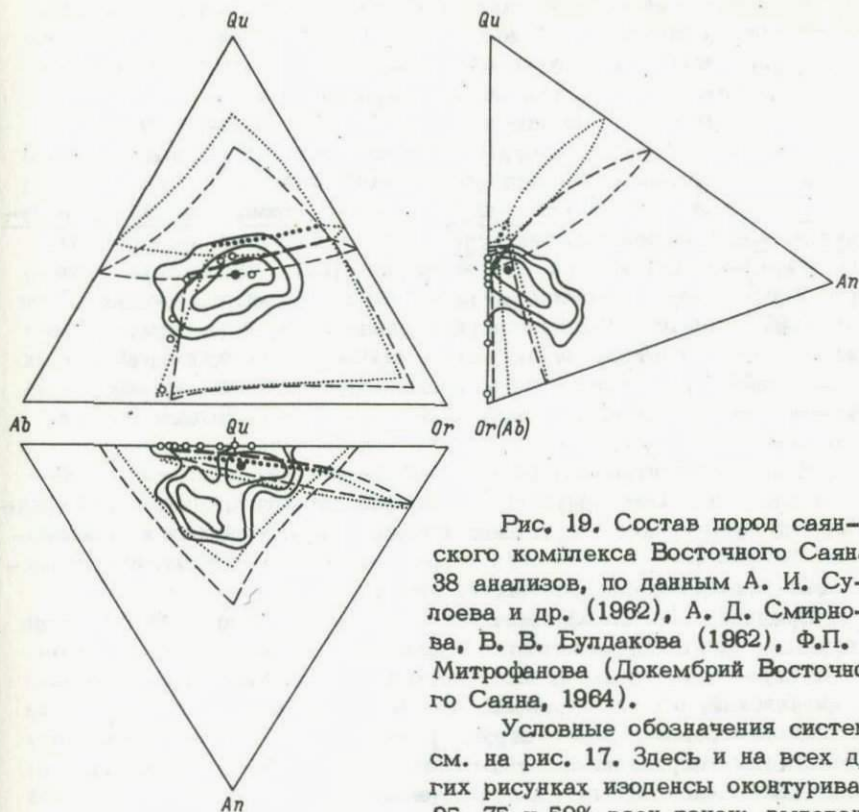


Рис. 19. Состав пород саянского комплекса Восточного Саяна, 38 анализов, по данным А. И. Сулоева и др. (1962), А. Д. Смирнова, В. В. Булдакова (1962), Ф.П. Митрофанова (Докембрий Восточного Саяна, 1964).

Условные обозначения системы см. на рис. 17. Здесь и на всех других рисунках изоденсы околонтуривают 95, 75 и 50% всех точек; выделены максимумы.

характер. Вторая фаза комплекса близка к котектической линии (при $p_{H_2O} = 3$ кб) и к точкам минимума (М) при малых p_{H_2O} .

Игнокский послескладчатый (орогенный) комплекс малых интрузий гранодиоритов и диоритов (верхний протерозой), согласно данным Г. Я. Абрамовича (1974), приурочен к разлому осевой части Урикско-Ийского грабена. Породы комплекса, радиометрически датированные от 1260 до 750 млн лет, прорывают верхнемолассовые образования и относятся к магматогенным породам орогенной стадии развития структуры. Мелкие штоки площадью 1-15 км² сложены биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами с зональными плагиоклазами. Дайки и краевые зоны штоков состоят из гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов.

Расчитанный средний состав комплекса (по данным 86 проб) приводится на диаграмме (рис. 18). Щелочоземельный, существенно плагиоклазовый гранитоидный комплекс является отчетливо некотектическим при всех возможных P_{H_2O} .

По данным Г.Я. Абрамовича и др. (1971), с игнокским комплексом связаны кварцево-сульфидные золотоносные жилы и скарны с шеелитом, пиритом, пирротином и арсенопиритом.

Гуникский послескладчатый (ороженный) комплекс малых интрузий микроклин-плагиоклазовых гранитоидов (верхний протерозой), по материалам тех же авторов, имеет близкий к предыдущему возраст формирования. Радиометрически возраст комплекса определен в 1160-970 млн лет. Геологически верхняя граница не определена, так как все изометричные дискордантные массивы этого комплекса площадью 20-60 км² размещены среди пород раннего докембрия. Размещение массивов контролируется пересечениями двух систем разломов.

Комплекс двухфазный. Главная, первая, фаза представлена гигапопфиroidными биотитовыми, амфибол-биотитовыми и пироксен-амфиболовыми гранитами, адамеллитами, гранодиоритами и монцонитами. Вторая фаза - это дайки и мелкие штоки мелкозернистых биотитовых и амфибол-биотитовых гранитов.

Средний химический состав комплекса (по данным 65 проб) на диаграмме (рис. 18) отвечает составу слабо недосыщенных глиноземом пород, значительной железистости и щелочности. Состав некотектический, обогащенный избыточным плагиоклазом.

В пространственной и структурной связи с этим комплексом установлены гидротермальные рудопроявления молибдена, свинца, меди, вольфрама, ниобия и редких земель.

Гранитоиды Восточно-Саянской складчатой системы байкалид

В этом разделе мы приведем лишь краткую характеристику гранитоидных комплексов, поскольку основные данные об их объеме, структурных типах массивов, вещественном составе и возрасте уже опубликованы, в том числе и в наших работах (Докембрий Восточного Саяна, 1964; Геохронология..., 1968; Магматические и метаморфические образования Сибири, 1966; Шелковников, 1962; Дибров, 1964, и др.).

Саганшудутский и дербинский соскладчатые комплексы аллохтонных плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых гранитов и гранодиоритов (средний протерозой). Под такими наименованиями

выделяются два сходных комплекса, расположенных в палеотектонически однотипных, но пространственно разобщенных структурных зонах: в Китойском синклиории и Окинском антиклинории, с одной стороны, и в Дербинском антиклинории — с другой.

К саганшулутскому комплексу в юго-восточной части Восточного Саяна относятся Саганшулутский, Эхэ-Булнайский, Харимтинский массивы и мелкие тела гранитоидов бассейнов рек Китоа, Урика, Даялыка, Оки.

Массивы площадью 30–50 км² приурочены либо к региональным разломам, отделяющим архейские образования фундамента (межформационные тела), либо к ядрам антиклинальных структур. Форма их неправильная, в плане с очень извилистыми очертаниями, иногда куполообразная, пластинообразная, вытянутая в направлении простирания складчатых структур рамы. В зонах контактов шириной 200–500 м наблюдаются явления мигматизации вмещающих гнейсов. Контакты массивов всегда согласные со структурами вмещающей рамы и обычно круто наклоненные. Гранитоиды обладают первичной гнейсо-гранитной структурной фацией, причем гнейсовидность всегда конформна с контактами и гармонична со структурами вмещающей рамы (рис. 6, 20).

Согласные и гармоничные взаимоотношения массивов саганшулутского комплекса со складчатыми структурами вмещающей ниже-среднепротерозойской рамы, наличие в гранитоидах всех массивов только гнейсо-гранитной структурной фации свидетельствуют об одновременности основных складкообразовательных движений рамы и становлении комплекса. Характер структурных взаимоотношений массивов комплекса и архейских вмещающих пород двоякий. С одной стороны, в архейских породах северной части Тункинско-Хамардабанской глыбы установлен согласный, конформный и гармоничный характер массивов этого комплекса (рис. 6). С другой стороны, Харимтинский массив является несогласным и дисгармоничным образованием по отношению к архейским складчатым структурам краевой части Присяянской геоантиклинали (Докембрий Восточного Саяна, 1964). Эта разница следующим образом объясняется данными по палеотектонике и палеометаморфизму. Северная краевая часть Тункинско-Хамардабанской архейской структуры в период складчатости и метаморфизма среднепротерозойского возраста представляла собой раму, динамически сходную с образованиями более верхнего яруса, и подвергалась значительной структурной перестройке в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Породы архейского метаморфического комплекса основания, так же как и перекрывающего ниже-среднепротерозойского, были способны к пластическим деформациям и образованию соскладчатых плутонов. Краевая же часть Присяянской геоантиклинали в это время реагировала на складкообразовательные движения как жесткая структура, соответственно и гранитоидные массивы ее обладают послескладчатыми структурными характеристиками.

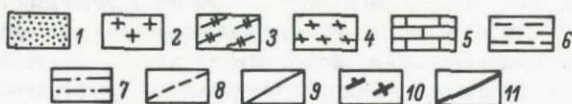
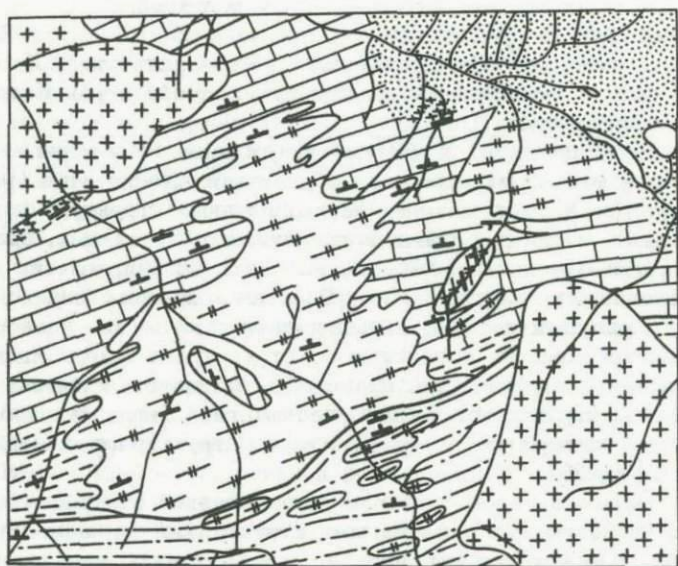


Рис. 20. Саганшулутский массив гранитоидов Восточного Саяна. Площадь массива около 30 км².

1 - четвертичные отложения; 2 - поздние массивные гранитоиды (сархойский комплекс раннего палеозоя); 3 - гнейсоидные гранитоиды массива (саганшулутский комплекс среднего протерозоя); 4 - уртагольская свита сланцев среднего протерозоя; 5 - толтинская свита мраморов среднего протерозоя; 6 - хонголдойская свита гнейсов нижнего протерозоя; 7 - слюдянская серия гнейсов и мраморов архея; 8 - границы свит; 9 - границы массивов; 10 - гнейсовидность в гранитоидах, слоистость в мраморах, сланцеватость гнейсов и сланцев; 11 - дизъюнктивные нарушения.

Приуроченность большинства массивов комплекса к зоне контакта архейского и ранне-среднепротерозойского ярусов свидетельствует о том, что эта механически ослабленная зона была особенно благоприятной для размещения гранитообразующего материала. Такими же благоприятными структурами являлись и формировавшиеся антиклинальные складки с их пониженным давлением в сводовых частях.

Перемещение исходного гранитообразующего материала происходило в условиях интенсивных движений метаморфизующейся рамы. Интрузирующий материал и рама обладали большой и близкой способностью к пластическим деформациям, что находит свое отражение в сквозном рисунке внутренней структуры массивов и складчатой структуры рамы. Однако интрузия в какой-то мере сопровождалась и глыбовым обрушением кровли, о чем говорит наличие неориентированных крупных провесов кровли, например в Саганшулутском массиве.

Формирование саганшулутского комплекса происходило в одну фазу. Все разновидности гранитоидов (биотитовые, редко двуслюдяные) связаны взаимными переходами и образуют единый сингенетический ряд гранодиорит-плагиогранит-гранит, причем преобладающая масса пород относится к существенно плагиоклазовым. Жильная фаза представлена маломощными жилами лейкократовых гранитов, апшитов, плагиопегматитов и безрудными кварцевыми жилами.

В контактах вмещающие породы, регионально метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной субфаций амфиболитовой фации, мигматизируются, перекристаллизовываются, местами испытывают контактово-метасоматические преобразования. Образуются породы, соответствующие по минеральным ассоциациям роговообманково-роговиковой фации.

Сходными характеристиками обладают гранитоиды дербинского комплекса. Они слагают пояс массивов, приуроченный к центральной части Дербинского антиклинория и вытянутый в согласии со структурой последнего в северо-западном направлении на несколько сотен километров. Видимо, к этому комплексу должны быть отнесены все согласные и гармоничные массивы и тела, описанные И. Н. Крыловым (Докембрий Восточного Саяна, 1964).

Массивы комплекса имеют размеры от нескольких сотен (Додский, Иденский) до десятков квадратных километров. Мелкие пластовые тела обладают мощностью от нескольких до сотен метров.

Гранитоиды массивов характеризуются гнейсо-гранитной и гранитной структурными фациями. Первая лучше проявлена вблизи контактов и ксенолитов. Плоскостные текстурные элементы, ксенолиты и контакты массивов согласные и гармоничные со слоистостью и сланцеватостью среднепротерозойских карбонатно-гнейсовых пород рамы, регионально метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Массивы

комплекса — это полого наклонные тела, согласные и гармоничные со структурами вмещающей рамы, падающие под углами 20–50°. Протяженные апофизы массивов и пластовые тела часто чередуются с пластами и пачками вмещающих пород. Наблюдаются случаи будинирования пластовых тел. В наиболее изученных массивах устанавливается, что их форма даже в деталях зависит от особенностей складчатых структур рамы. Микроструктурный анализ гранитоидов и вмещающих пород показал идентичность их тектонитовых узоров и сходную ориентировку движений.

По составу среди гранитоидов дербинского комплекса выделяются взаимосвязанные биотитовые гранодиориты, биотит-роговообманковые и биотитовые плагиограниты, биотитовые микроклин-плагиоклазовые грациты. Последние являются преобладающими. В них содержание олигоклаза в 2–3 раза выше содержания пертитового решетчатого микроклина. Из характерных особенностей этого однофазного комплекса следует еще отметить отсутствие пород жильной фазы и очень слабую проявленность автометаморфических преобразований.

На петрохимической диаграмме (рис. 21) совокупность точек составов однотипных саганшутского и дербинского комплексов располагается в поле образований щелочноземельного типа. На рис. 21 очень характерна компактность совокупности точек, изометричность проекций ее объема и наличие только одного максимума, что подчеркивает слабую дифференцированность комплекса, его гомогенность и однофазность. Большинство составов пород комплекса располагается в объеме слабо избыточного плагиоклаза, некоторые — на поверхностях совместной кристаллизации двух минеральных фаз, отдельные точки близки к котектике. Отсутствуют породы самых низких температур кристаллизации — породы области М.

Относительно условий образования гранитообразующего вещества в рамках анатектической модели первое свидетельствует о том, что процесс плавления субстрата достигал лишь стадии метатексиса (Менерт, 1971). Все вместе это говорит о равновесной кристаллизации расплавов в изобарических условиях.

Бирюсинская складчатая ассоциация мигматитов, гранитоидов и пегматитов (средний протерозой). В Бирюсинском горсте (складчатой зоне раннебайкальской консолидации) и в Канской глыбе, сложенных архейскими супракrustальными образованиями, широко проявлены ультраметагенные процессы амфиболитовой фации, часть которых можно связывать с наложенной среднепротерозойской эпохой диастрофизма (Докембрий Восточного Саяна, 1964; Бузиков и др., 1964). В метаморфитах амфиболитовой фации здесь регионально развиты разнообразные мигматиты, имеющие постепенные переходы к согласным и гармоничным телам гранитоидов и пегматитов.

К среднепротерозойским реоморфизованным образованиям следует, по-видимому, относить метаморфиты и ультраметаморфиты

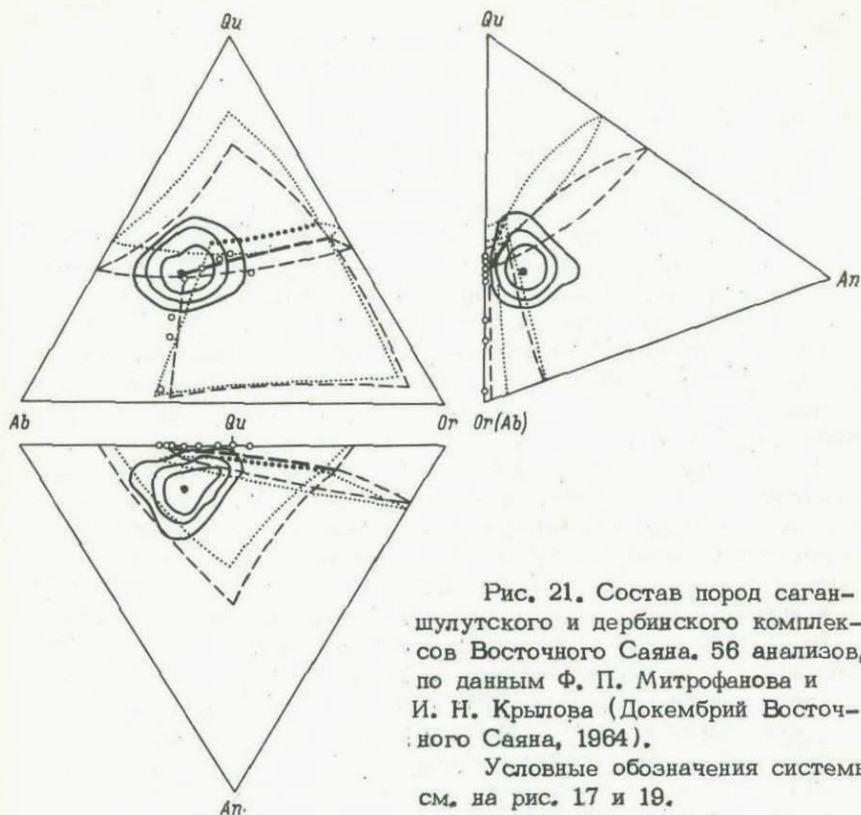


Рис. 21. Состав пород саган-шулутского и дербинского комплексов Восточного Саяна. 56 анализов, по данным Ф. П. Митрофанова и И. Н. Крылова (Докембрий Восточного Саяна, 1964).

Условные обозначения системы см. на рис. 17 и 19.

амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой серии, для которых намечается пространственная связь с полями слюдоносных бирюсинских пегматитов (Соколов, 1970), которые В. Е. Дибров (1964) считает представителями поздней «формации». Тогда ранняя ассоциация мигматитов и гранитов амфиболитовой фации ареального распространения может быть оставлена в составе архейского тукшинского комплекса.

Ограничив таким образом объем собственно бирюсинской среднепротерозойской ассоциации, приведем ее краткую характеристику, по данным В. Е. Диброва (1964) и В. Я. Хильтовой (Докембрий Восточного Саяна, 1964).

Мигматиты представлены послойными, очковыми и агматитовыми типами. Степень мигматизации в послойных разностях достигает 50–70%. Состав лейкосомы послойных и агматитовых мигматитов отвечает плагиограниту и плагиогранодиориту; в очковых мигматитах обособления представлены кварц–плагиоклазовыми агрегатами и микроклин–плагиоклазовыми сростаниями.

В полях интенсивной мигматизации имеются небольшие согласные и гармоничные тела гранитоидов с постепенными переходами к мигматитам, с лейкосомами которых они имеют одинаковый состав. Как мигматиты, так и эти гранитоиды участвуют в строении складчатых структур разных порядков, вплоть до мелкоскладчатых. Выделяются и более обособленные тела двуслюдяных и лейкократовых (пегматоидных) микроклин–плагиоклазовых гранитов и гранодиоритов размерами от 10 до 100 км². Все они сопровождаются мигматитовыми ореолами, хотя некоторые обладают чертами интрузивных плутонов.

Не приводя здесь характеристики бирюсинских слюдоносных пегматитов (Дибров, 1964), отметим только, что они являются характерным членом рассматриваемой ассоциации, приурочены к конкордантной с общей структурой полосе пород бирюсинской серии шириной 10–20 км, формируют насыщенные поля – узлы в участках флексурных изгибов, зон смятия и дробления бирюсинской серии, тесно связаны через ортотектитовые, пегматоидные и аллитовидные гранитоиды с ультраметагенными мигматит–гранитами и метаморфитами амфиболитовой фации кианит–силлиманитовой серии.

Хонголдойский позднекладчатый комплекс аллохтонных микроклин–плагиоклазовых гранитов и адамеллитов (средний протерозой). До сих пор этот комплекс выделялся только на основе изучения нескольких массивов юго–восточной части Восточного Саяна (Митрофанов, 1959; Докембрий Восточного Саяна, 1964). Представляется, что к позднекладчатым гранитоидам этого типа следует относить и большинство мелких тел пегматоидных и лейкократовых гранитов, изученных И. Н. Крыловым в Дербинском антиклинории, и огромное количество жильных тел, так называемых существенно „микроклинных гранитов дербинского комплекса“ западного окончания этой структуры (например, в районе Крольского участка трассы Абакан–Тайшет). Но и при таком расширении объема комплекса масштабность проявления его по сравнению с предыдущими представляется незначительной. Наиболее крупный Хонголдойский массив (рис. 8–10) имеет площадь всего около 60 км². Несколько большее значение имеют районы концентрации жильных тел этого комплекса в некоторых участках дербинской серии (рис. 11 и 37, 38 I части монографии „Докембрий Восточного Саяна“, 1964).

На примере Хонголдойского массива устанавливается удлиненно–куполовидная форма интрузивных тел этого комплекса. Они

могут быть в целом несогласными с региональным простираением структур рамы, но обычно имеют согласные непосредственные контакты. Вблизи тел породы рамы меняют залегание, приспособляются в ориентировке к контактам. В гнейсовой кровле (она хорошо видна в Хонголдойском массиве) породы выколаживаются, становятся согласными и гармоничными со структурами апикальной части тел. Крутопадающие боковые контакты четкие, но иногда сопровождаются узкой зоной контактовых инъекционных мигматитов, жильный материал которых мелкокладчатый. В краевых частях гранитоидных тел имеются краевые гнейсо-граниты, которые в центральной части сменяются породами нормальной гранитной структурной фации.

Эти структурные особенности говорят о том, что становление массивов происходило в то время, когда породы вмещающей рамы были еще способны к деформациям без разрыва сплошности. Автономная куполовидная форма тел, отличная от регионально развитых линейных структур рамы, активное механическое воздействие интрузий на структуры рамы с образованием локальных конкордантных соотношений, преобладающее развитие автономных текстур течения (трахитоидности, ориентированных ксенолитов и штиров) — все это позволяет считать, что механическая активность интрузии была значительной. На рисунках видно, что восточный контакт Хонголдойского массива пересекает внутреннюю структуру Эхэ-Булнайского складчатого массива саганшulutского комплекса. Это говорит о том, что ко времени становления первого массива второй был уже консолидирован. Механизм формирования магматической камеры Хонголдойского массива заключался, видимо, в глыбово-кальдерном опускании вмещающих пород и обмене места их с активно интрузирующей снизу магмой (Митрофанов, 1959).

Особую структурную характеристику имеют гранитоиды Уртагольского массива (Докембрий Восточного Саяна, 1964). Он занимает площадь 25 км², обладает неправильной в плане формой, приурочен к ядру синклинали структуры, сложенной мраморами и сланцами среднего протерозоя, метаморфизованными в альбит-эпидот-амфиболитовой фации.

По отношению к общей структуре вмещающих пород массив является несогласным телом. Лишь иногда наблюдается приспособляемость вмещающих сланцев к направлению контактовых поверхностей его. Контакты массива четкие, с крутым наклоном (70–80°) в сторону вмещающей рамы. Эти наблюдения и замеры трахитоидности позволяют говорить о штокообразной форме тела. Контактный метаморфизм массива проявлен очень незначительно в образовании эпидот-олигоклаз-роговообманковых роговиков и в скарнировании мраморов.

Уртагольский массив по этим характеристикам, казалось бы, соответствует послескладчатому структурному типу плутонов. Но

его связь с активной стадией тектонических движений рамы и с процессами регионального метаморфизма устанавливается на основе сравнения минеральных ассоциаций гранитоидов массива и вмещающих пород. Гранитоиды относятся к „гельсинкитам“ П. Эскола или к „плеропородам“ В.Н. Лодочникова с характерной минеральной ассоциацией альбит-эпидот-мусковит-кварц + микроклин. Эта магматическая ассоциация, возникшая при неустойчивости кристаллизующегося из расплава олигоклаза (в условиях повышенного давления и пониженной температуры), изофациальна с региональными альбит-эпидот-актинолитовыми метаморфитами рамы, что позволяет говорить о возрастной близости их образования и о возможности отнесения этого массива к типу позднескладчатых.

Породы массивов хонголдского комплекса представлены порфировидными (вкрапленники олигоклаза и микроклина), трахитоидными биотитовыми, реже двуслюдяными гранитами, постепенно переходящими в адамеллиты и гранодиориты. Граниты характеризуются примерно равными количествами олигоклаза и микроклина. Жильные породы массивов имеют составы двуслюдяных и лейкократовых гранитов, ортотектитовых пегматитов и кварцевых жил.

Другая форма проявления гранитоидов комплекса – это жильные поля, состоящие из множества пластовых, обычно секущих инъекционных жил. Отдельные жилы приурочены к межпластовым и флексурным разрывам, к ослабленным зонам осевых поверхностей складок разных порядков (рис. 11). Эти жильные инъекции размещены в мраморах, кальцифирах и разнообразных гнейсах дербинской серии. Контакты их очень четкие, иногда с экзоконтактовыми скарнами.

Гранитоиды жильных тел представлены в различной степени гнейсовидными биотитовыми, двуслюдяными, аплитовидными, пегматоидными, плагиомикроклиновыми гранитами. Даже в одном жильном теле может присутствовать несколько из этих разновидностей пород, но обычно каждая жила, особенно маломощная, сложена одной или максимум двумя породами. Замечено, что биотитовые и двуслюдяные гнейсовидные граниты слагают более конкордантные и гармоничные жильные тела, нередко будинированные, а лейкократовые, более массивные разности присутствуют чаще в виде отчетливо секущих жил.

На петрохимической диаграмме (рис. 22) породы хонголдского комплекса представлены 20 анализами. В целом на проекциях они образуют вытянутое поле дифференциации, согласное с основным трендом (направлением) экспериментального выплавления-кристаллизации. Ряд дифференциации этих интрузивных гранитоидов, перемещенных на разные уровни глубинности и формирующих разнообразные интрузивные тела, более широкий, чем у когенетичных с ними гранитоидов саганшулутского комплекса, менее перемещенных. Часть

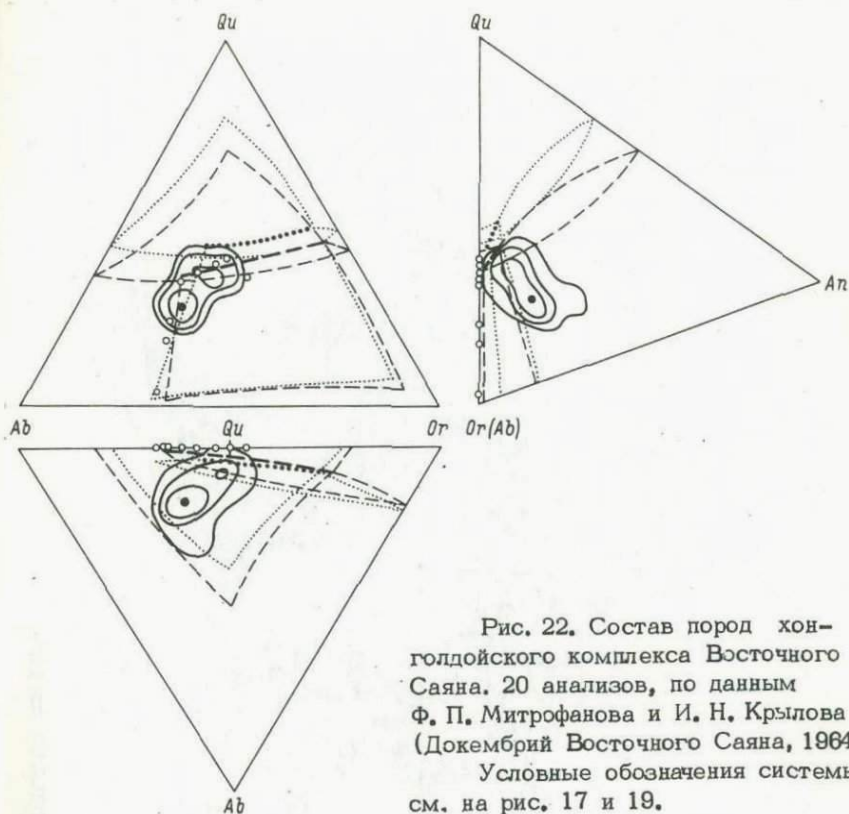


Рис. 22. Состав пород хонголдойского комплекса Восточного Саяна. 20 анализов, по данным Ф. П. Митрофанова и И. Н. Крылова (Докембрий Восточного Саяна, 1964).

Условные обозначения системы см. на рис. 17 и 19.

пород попадает даже в область M , свидетельствуя об отсутствии равновесных изобарических условий кристаллизации расплава на последней ее стадии. Особенно характерен большой диапазон ряда для пород массива, перемещенного на самый верхний уровень (Уртагалский массив). Породы жильных тел и Хонголдойского массива более котектические и располагаются в основном на поверхности плагиоклаз-кальневый полевои шпат.

Амбартагольский (араошойский, сыдинский) послескладчатый многофазный комплекс аллохтонных плагиомикроклиновых гранитоидов (верхний протерозой). К этому комплексу мы относим массивы гранитоидов, дискордантно прорывающие все метаморфические

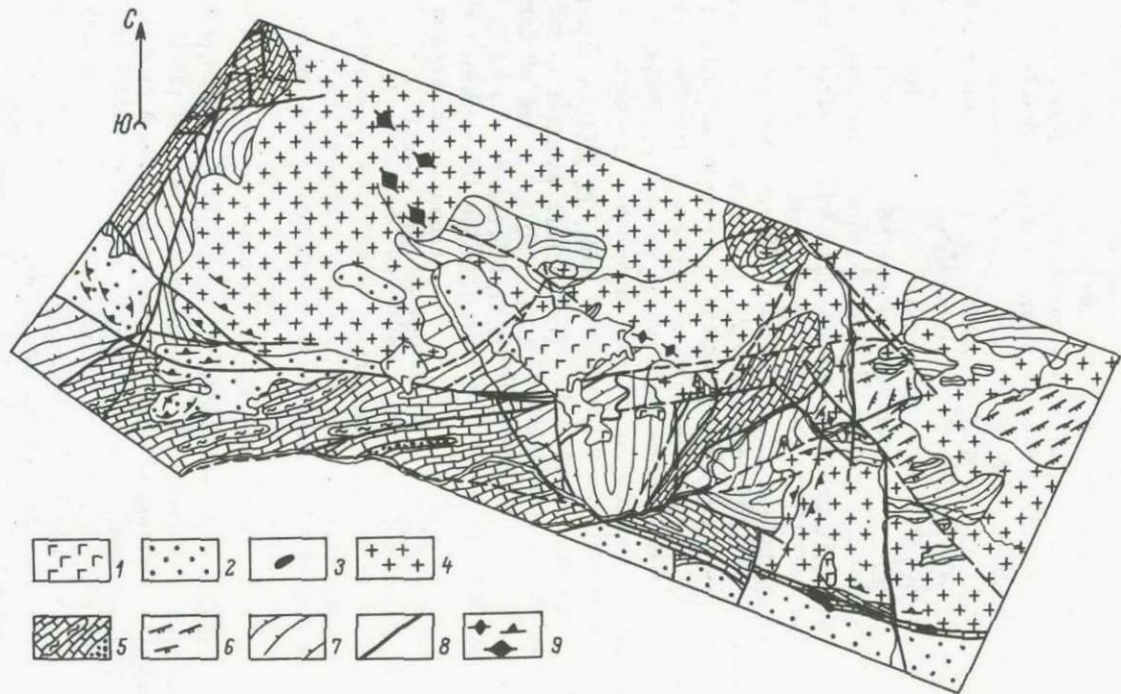


Рис. 23. Геологическая карта западного окончания Амбартагольского массива (верховья р. Урика, Восточный Саян).

1 - кайнозойские плетобазальты; 2 - палеозойские гранитоиды и щелочные породы (сумсунурского, огчитского и боготольского комплексов); 3 - нижнекембрийские ультрабазиты ильчирского комплекса; 4 - послескладчатые гранитоиды многофазного амбартагольского комплекса (верхний протерозой); 5 - верхнепротерозойские известняки, сланцы, метанесчанники; 6 - складчатые гранитоиды саганшудутского комплекса (средний протерозой); 7 - гнейсы, мраморы и сланцы нижнего и среднего протерозоя; 8 - разломы; 9 - вертикальная, наклонная и горизонтальная трахитоидность.

образования докембрия Восточного Саяна, включая слабо метаморфизованные образования известных его верхов (Митрофанов, 1962, 1965; Шелковников, 1962а; Докембрий Восточного Саяна, 1964, и др.): Галька этих гранитоидов находится в нижнекембрийских базальных конгломератах (в ранних молассах).

Массивы комплекса достоверно выделяются в эпизональных метаморфидах позднепротерозойской геосинклинальной стадии развития - в краевых частях Дербинского и Окинского антиклинориев, в Китойском синклинории. Это крупный Амбартагольский массив площадью до 1000 км², массивы зоны Жомболжского разлома, северного склона Тункинских гольцов, „сыдинские“ гранитоиды.

В верховьях р. Урика нами закартирована западная часть Амбартагольского массива (приложение 1 к монографии „Докембрий Восточного Саяна“, 1964, и рис. 23). Он очень сложный по форме и строению, относится к типу батолитовых дискордантных плутонов. Весь массив расположен между двумя архейскими блоками - Оюотско-Бельской и Гарганской глыбами. Со всеми вмещающими породами рамы - от архейских до верхнепротерозойских - гранитоиды массива имеют четкие интрузивные контакты. В кровле, сложенной породами монгошинской свиты верхнего протерозоя, например, картируются апофизы гранитоидов. Вблизи этой кровли гранитоиды характеризуются апикальными фациями. И наоборот, в глубинных срезах массива, в контактах с архейскими и среднепротерозойскими породами гранитоиды гнейсовидные, а в экзоконтактах наблюдаются интенсивные процессы порфиробластеза и мигматизации.

В Амбартагольском массиве, который является сложным плутоном, устанавливаются взаимоотношения верхнепротерозойских гранитоидов с породами среднепротерозойского саганшудутского комплекса. Последние слагают разобщенные блоки - глыбы размерами до десятка квадратных километров. Они

пересекаются жильными телами базитовых порфиритов (бильчирского комплекса) и вместе с последними интрузируются гранитоидами амбартагольского комплекса. Такое разделение двух глубинных гранитоидных комплексов гипабиссальными жильными телами базитов является показателем значительной разобщенности во времени двух этапов-стадий гранитообразования.

Породы Амбартагольского массива разнообразны по составу и по структуре. Они сформированы в две фазы. Ранняя представлена порфировидными и порфиробластическими биотит-роговообманковыми и биотитовыми крупнозернистыми существенно микроклиновыми гранитами, в которых вкрапленники микроклина достигают размеров 2-3 см. Поздняя, главная, фаза - это средне-мелкозернистые, нередко аллитовидные, биотитовые и двуслюдяные граниты с переменным, но обычно преобладающим количеством микроклина над плагиоклазом, реже адамеллиты и гранодиориты, иногда кварцевые диориты и граносиениты. Разнообразие пород обусловлено, кроме прочего, широко проявленными гибридными и автометаморфическими процессами. Нужно отметить обилие в контактовых зонах массива пегматитовых и кварцевых сопровождающих жил.

Сыдинский массив южного крыла Дербинского антиклинория и другие аналогичные тела этого района, по данным А. Д. Шелковникова (1962) и нашим наблюдениям, сложены лейкократовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, нередко пегматоидными. В краевой фации широкое развитие имеют гранодиориты и кварцевые диориты, в жильной - диоритовые порфириты.

Более подробно нами были ранее охарактеризованы (Докембрий Восточного Саяна, 1964) плутоны (площадью выхода в десятки квадратных километров), секущие жилы и дайки (мощностью до 100 м) гранитоидов этого комплекса в Тункинских гольцах Восточного Саяна. Основная масса их представлена поперечно секущими телами. Некоторые из них имеют штокообразную форму, кровля их куполовидная, контакты четкие, прямолинейные, эруптивного характера. В эндоконтактах появляется мелкозернистая краевая фация. Строение интрузивных тел комплекса изотропное. Приуроченности интрузий к складчатым структурным элементам рамы не устанавливается. Характерно более позднее образование интрузий по сравнению со временем проявления складкообразовательных и главнейших разрывных движений рамы.

Амбартагольский комплекс в этом районе сложен двуслюдяными и биотитовыми породами ряда гранодиорит-плагиогранит-гранит. Жильные породы относительно обильны и представлены пегматоидными гранитами, пегматитами (с биотитом, мусковитом, турмалином), аллитами и жилами молочно-белого кварца, содержащими следы серебра, меди, золота, висмута, никеля, свинца и цинка. В контактах с гранитоидами и в ксенолитах карбонатные породы среднего

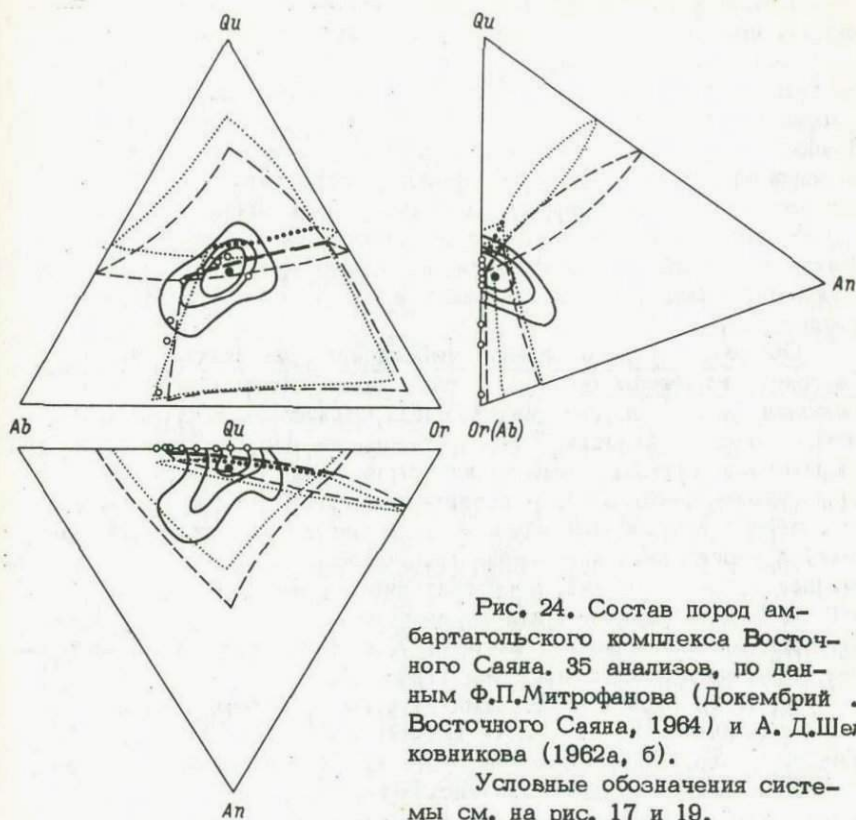


Рис. 24. Состав пород амбартагольского комплекса Восточного Саяна. 35 анализов, по данным Ф.П.Митрофанова (Докембрий Восточного Саяна, 1964) и А. Д.Шелковникова (1962а, б).

Условные обозначения системы см. на рис. 17 и 19.

и верхнего протерозоя, регионально метаморфизованные в условиях соответственно эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, испытывают прогрессивный контактовый метаморфизм роговообманково-роговиковой фации.

По химизму сообщество пород комплекса (рис. 24) должно быть отнесено к щелочноземельному и субщелочному типу. Нужно отметить „литогенный“, глиноземистый характер гранитоидов. На фоне большого числа анхикотектических составов определенная дифференцированность комплекса отражается в расположении точек составов на поверхностях двойной кристаллизации, на линии котектики и в низкотемпературной области М. Последнее характерно для подобного рода

гранитоидов и указывает на неравновесность процессов формирования их, происходящих в условиях понижения давления летучей фазы.

Все сказанное позволяет отнести амбартагольский комплекс геосинклинальных байкалитид Восточно-Саянской складчатой области к формационному типу гранитных батолитов Ю. А. Кузнецова (1964). Наибольшее значение гранитоиды этого комплекса имеют в позднепротерозойских структурах геосинклинального типа развития. В раннеинверсионных геантиклинальных структурах раннего докембрия и в фундаменте прогибов ранних каледонид они имеют подчиненное значение, уступая по значимости, по объему проявления соответственно гранитоидам саганшулутского и ольховского — огнитского комплексов.

Общие сведения о последокембрийских гранитоидах Восточно-Саянской складчатой области. Гранитоидные образования раннего палеозоя завершают геосинклинальный магматизм Восточно-Саянской складчатой области. Здесь установлены две приблизительно одновременные сложные кембрийские серии гранитоидных комплексов (Митрофанов, 1962, 1965) — гранит-сиенитовая субщелочная-щелочная (сархойский и огнитский комплексы, возможно, ботокольский комплекс) и плагиогранитная крайне щелочноземельная (ольховский, тануольский, сумсуурский, хойтоокинский комплексы). Породы первой серии расположены среди докембрийских структур геантиклинального режима в раннем кембрии, а второй — в различно мобильных зонах кембрийских прогибов (табл. 2).

Из пород первой серии нами изучены гранитоиды сархойского комплекса юго-восточной части Восточного Саяна (Докембрий Восточного Саяна, 1964). Массивы этого комплекса занимают площади в сотни и тысячи квадратных километров и для района являются главнейшими гранитоидными образованиями. Все они расположены вне или по периферии Сархой-Сагансарского кембрийского наложенного прогиба, среди пород докембрийского структурного этажа. Лишь некоторые из них (межформационные образования) своей апикальной частью прорывают базальные свиты кембрия. Массивы приурочены к линиям широтных региональных разломов, протягивающимся из восточной Тувы. Картирование показало, что они обладают неправильными формами (крупные штоки, акмолитоподобные тела), вытянуты в широтном направлении (согласно с направлением региональных разломов) и относятся к несогласным и дисгармоничным телам послескладчатого (раннеорогенного) типа.

Сархойский комплекс сложен разнообразными по составу породами, сформировавшимися в три интрузивные фазы: 1) диориты, кварцевые диориты, плагиогранодиориты, плагиограниты; 2) микроклин-плагиоклазовые граниты; 3) существенно микроклинитовые граниты, граносиениты, кварцевые сиениты, сиениты, субщелочные и щелочные граниты и сиениты. В породах второй и третьей фаз

повсеместно проявлены автометаморфические процессы, главнейшие из которых — грейзенизация, альбитизация и хлоритизация.

Установлено, что наибольшее значение щелочноземельные породы первых двух фаз имеют в массивах межформационного типа, расположенных вблизи кембрийских мобильных зон. Здесь они по многим особенностям сходны с породами „ольховско-сумсунурского типа“ (Докембрий Восточного Саяна, 1964). По мере удаления от раннекаледонских (салаирских) структур в глубь Восточно-Саянского докембрийского геоантиклинального массива значение щелочноземельных пород в составе комплекса падает до полного отсутствия пород первой фазы и начинают преобладать субщелочные и щелочные гранитоиды и сиениты. Последние особо характерны для массивов собственно огнитского комплекса, расположенных в структурах раннедокембрийской консолидации. Больше того, в последнее время ставится вопрос (Костюк, Базарова, 1964) и о том, что к огнитскому комплексу должны быть отнесены нефелиновые сиениты, ийолиты и уртиты „ботогольского типа“. Это еще более подчеркнет щелочную направленность серии.

Особенности химизма серии видны на рис. 25. Породы „ботогольского“ типа в рассмотрение не включены. Отчетливо видны интенсивная и прерывистая дифференцированность серии, наличие щелочноземельных, субщелочных и щелочных разностей и достаточно постоянная повышенная общая железистость пород. На проекциях тетраэдра разнообразие пород серии также отчетливо, характерно наличие максимумов, соответствующих анхикотектическим составам и щелочным сиенитоидам. Заметное количество пород попадает в низкотемпературную область М в широком диапазоне давления паров воды. Основная масса пород обеднена нормативным кремнеземом.

Одновременные с салаирской складчатостью ольховский (Поляков и др., 1965; Шелковников, 1964), таннуольский (Пинус, 1955, 1961; Иванова, 1957, 1959), сумсунурский (Докембрий Восточного Саяна, 1964), хойтоокийский (Митрофанов, Кольцова, 1965) комплексы отличаются от только что охарактеризованных и состоят из габбро, диоритов, кварцевых диоритов, граодиоритов, плагиогранитов и гранитов. Отсутствует другая ветвь дифференциации пород — от нормальных гранитов через существенно микроклиновые граниты к граносиенитам и сиенитам, не говоря уже о щелочных гранитах и сиенитах. Породы этой серии мобильных зон по химизму принадлежат крайнему щелочноземельному типу натриевого ряда (Докембрий Восточного Саяна, 1964).

Геохимически породы этой серии близки породам первой фазы и отличны от пород второй и третьей фаз сархойского комплекса. В них постоянно обнаруживаются (в количествах выше кларковых) Co , Ni , Ti , Cr , которые нехарактерны для типичных пород

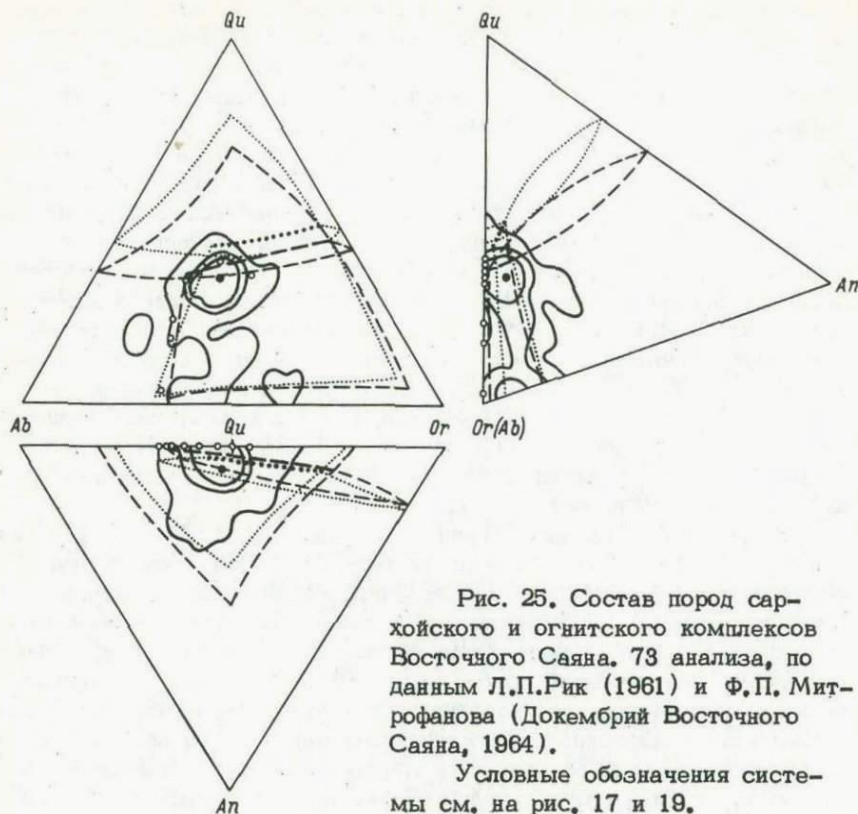


Рис. 25. Состав пород сархойского и огнитского комплексов Восточного Саяна. 73 анализа, по данным Л.П.Рик (1961) и Ф.П. Митрофанова (Докембрий Восточного Саяна, 1964).

Условные обозначения системы см. на рис. 17 и 19.

предыдущей серии. В последней же часто устанавливаются Be , Nb , Sn , Li , Y , Yb .

Эти особенности накладывают свой отпечаток на металлогеническую специализацию комплексов. С интрузиями щелочноземельной серии связывается образование главным образом золота и железа. С гранитоидами же субщелочной серии установлена связь разнообразных проявлений редких элементов.

Не останавливаясь подробнее на характеристике этих постдокембрийских гранитоидов, подчеркнем главное. Близкие по возрасту кембрийские (550-480 млн лет - Митрофанов, Кольцова (1965)) гранитоиды слагают две резко различные серии пород (комплексов),

приуроченные к двум качественно различным структурно-фациальным зонам восточной окраины Алтае-Саянской палеозойской подвижной области. Гранит-сиенитовая субщелочная-щелочная серия в целом завершает магматизм Восточно-Саянской докембрийской складчатой области.* Плагиогранитная щелочноземельная серия в основном характеризует геосинклинальную стадию ранних каледонид.

Если же сравнить первую серию с близкими по тектоническому положению, но отличными по возрасту орогенными комплексами Присаянской системы (более древними) и Тувинской раннекаледонской области (более молодыми, среднепалеозойскими, гранитоидами съютхольского комплекса - Иванова, 1959), то намечается сходство их структурных, вещественных и металлогенических характеристик (Докембрий Восточного Саяна, 1964).

Серии, ряды и группы гранитоидных комплексов Присаянской складчатой системы средних протерозоид (акитканид) и Восточно-Саянской складчатой системы байкалид (в целом Восточно-Саянской докембрийской складчатой области)

Одновременные серии гранитоидов устанавливаются почти в каждый тектоно-магматический этап формирования структур (табл. 2). Так, в архейский этап, вероятно, могут быть выделены ультраметагенные чарнокит-мигматиты и мигматит-граниты соответственно гранулитового и амфиболитового уровней формирования. В настоящее время можно лишь предполагать, что гранулит-чарнокитовые метаморфиты более характерны для Присаянского прогеосинклинального фундамента платформы, а архейские мигматит-граниты и соответствующие им метаморфиты свойственны глыбам фундамента Восточно-Саянской складчатой области обрамления платформы.

Сопряженные с раннепротерозойской складчатостью гранитоиды развиты только в Присаянской системе. Они представлены ультраметагенными автохтонными и субавтохтонными разнообразными по составу мигматитами, мигматит-гранитами и гранитоидами катазоны

* Более молодые субщелочные и щелочные комплексы (табл.2) относятся к послекембрийской стадии развития „Восточно-Саянской молодой платформы“. Они в работе не рассматриваются.

(в реоморфизованном комплексе основания) и аллохтонными плагиоклазовыми гранитоидами факолитовых массивов низов мезозоны (в комплексе основания и в главном протогеосинклинальном комплексе).^x

Эти две ассоциации отличаются друг от друга не только масштабами и формами проявления, но и вещественным составом. Последнее особенно заметно при сравнении субавтохтонных-аллохтонных образований. В катазоне они представлены жилами лейкократовых существенно микроклиновых гранитов, а в крупных батолитовых по размерам массивах оютского комплекса мезозоны — плагиоклазовыми гранитами, гранодиоритами и диоритами. Кроме того, и более крупные автохтонные мигматит-гранитные поля катазоны сложены породами, многие из которых содержат микроклин. В связи с этим более высокотемпературные плагиогранитоиды оютского комплекса, видимо, нельзя связывать генетически с ультраметагенными процессами формирования гранитообразующего вещества на известном нам уровне катазоны. Г. Я. Абрамович (1974) считает оютский комплекс представителем габбро-плагиогранитной формации. Нам представляется более определенным отнесение его к раннескладчатому плагиогранитному формационному типу.

Среднепротерозойские раннеорогенные гранитоиды Присяянской системы характеризуются разной глубиной становления интрузивных массивов (на уровне мезозоны). По оценкам Г. Я. Абрамовича, это величины от 3,5 до 8 км. В рамках этой вертикальной серии гранитоиды структурно и вещественно различаются. В настоящее время эти различия особо подчеркиваются в пегматитовых проявлениях. Так, устанавливается смена полей редкометалльных пегматитов (в верхах мезозоны) полями, редкоземельных пегматитов (в низах мезозоны). Не исключено, что в эту зональность могут быть включены и слюдоносные пегматиты Бирусинского горста, расположенные в ультраметаморфидах амфиболитовой фации. Вполне возможно также, что в северо-восточной части Присяянской системы имеются и кислые образования этого возраста, намечающие переход к вулкано-плутоническим ассоциациям (в эпизоне).

Эта вертикальная серия, соответствующая фациальной зональности гранитопроявления, отражает условия становления интрузирующих магм. Что касается их зарождения, то для разнофациальных среднепротерозойских гранитоидных массивов и сопровождающих их

^x Здесь и далее понятия катазоны, мезозоны и эпизоны, характеризующие уровни формирования гранитоидов, принимаются почти по А. Баддингтону (1963). Первое соответствует „уровню“ ультраметаморфитов гранулитовой и амфиболитовой фации, второе — метаморфитам амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, третье — „уровню“ неметаморфизованных пород.

пегматитов (кроме плодоносных бирюсинских) выявлен определенный геохимический спектр (Абрамович и др., 1971), позволяющий отличать эти породы от других и, видимо, свидетельствующий о генетическом родстве формирующих их магм.

Среднепротерозойские гранитоиды внутренней системы Восточно-Саянской складчатой области по своему типу резко отличаются от близких к ним по возрасту гранитоидов Присаянской системы. Это позволяет для среднепротерозойского этапа развития всей структуры выделить первомасштабную латеральную серию гранитоидных комплексов, включающую как протогеосинклинальные, так и раннеорогенные (геоантиклинальные) гранитоиды. Отчетливая разница их видна из описаний и на соответствующих рисунках.

Что касается химизма, то первые — щелочноземельные, пересыщенные глиноземом („литогенные“), некотектические, обогащенные кварцем и плагиоклазом, слабо дифференцированные и однофазные, вторые — двухфазные, при этом первая фаза щелочноземельная, недосыщенная глиноземом („базальтоидная“), некотектическая, обогащенная плагиоклазом; а вторая фаза субщелочная, пересыщенная глиноземом, анхикотектическая, интенсивно дифференцированная.

На основе всех характеристик образование гранитообразующего материала протогеосинклинальных гранитоидов можно связывать с региональными процессами глубинного ультраметагенеза, завершающегося достаточно полным анатексисом (метатексисом). Формирование магм раннеорогенных гранитоидов, видимо, происходило в иных условиях. Петрохимические данные и изучение изотопии первичного стронция для сходного аkitканско-ирельского комплекса Прибайкалья (глава 17) позволяют принять для саянского комплекса известную модель распространения магматического очага из гранулитобазитового в гранито-гнейсовый слой земной коры.

Геохимические различия среднепротерозойских гранитоидов Восточно-Саянской и Присаянской систем также значительны и заключаются в обогащенности первых барием, стронцием, ванадием, иттрием, галлием, свинцом, медью, никелем, кобальтом, лантаном, скандием, иттербием, а вторых — литием, рубидием, бериллием, таллием, оловом, ниобием, цезием, торием и редкими землями. В промышленном отношении первые неперспективные (не считая мусковита пегматитов бирюсинского типа), а со вторыми связаны редкометальные месторождения.

Если приведенные выше данные об одновозрастности пород игнокского и гуникского комплексов верны, то эти комплексы составляют также латеральную серию позднепротерозойской орогенной стадии развития Присаянской системы. Гранитоиды комплексов развиты в разных вмещающих рамах, резко различны и структурно, и вещественно, и металлогенически. Но эти два комплекса отличаются от позднепротерозойского амбартагольского батолитового комплекса геосинклинальных байкалитов, составляя вместе еще более

крупную латеральную серию. В то же время позднепротерозойские орогенные малые интрузии Присаянья по рудной специализации напоминают раннепалеозойские орогенные комплексы остальной части Восточного Саяна.

Последние, как уже было показано, дают пример наиболее контрастной первомасштабной латеральной серии гранитоидных комплексов. При этом, если для плагιοгранитоидов мобильных зон ранних каледонид характерно вхождение в сложные габбро-диорит-гранитные ассоциации (Поляков, 1971), то для гранитов-сиенитов геоантиклинального режима такая ассоциативность с базитами на обнаженных уровнях среза отсутствует.

Таким образом, в Восточно-Саянской складчатой области могут быть выделены и латеральные серии гранитоидов разного объема и масштаба, для которых следует считать разными и условия рождения гранитообразующего материала, и условия его становления, и вертикальные фациальные серии (например, среднепротерозойская Присаянская системы), для которых, видимо, разными были лишь условия становления, кристаллизации гранитообразующего вещества.

Ряды гранитоидных комплексов. Архейский прогеосинклиналиный ряд в настоящее время может быть намечен только в Присаянской структуре. Наиболее достоверно, что ультраметагенные соскладчатые очень разнообразные по составу чарнокит-мигматиты гранулитовой фации сменяются во времени жильными позднескладчатыми лейкократовыми гранитами аляскинского типа. Как будет показано ниже, такой ряд очень характерен для всех прогеосинклиналиных гранулитовых ассоциаций.

Протогеосинклиналиные ряды, видимо, являются разновременными в двух выделяемых складчатых системах. В Присаянской системе они раннепротерозойские, в Восточно-Саянской — среднепротерозойские.

В Восточно-Саянской складчатой системе протогеосинклиналиный ряд гранитоидов двухчленный: соскладчатые плагιοгранитоиды во времени сменяются позднескладчатыми микроклин-плагιοклазовыми гранитами. Устанавливается петрохимическое и геохимическое родство гранитоидов ряда (Докамбий Восточного Саяна, 1964). С позиций петрохимии развитие гранитоидов щелочноземельного типа идет от существенно натриевых к калиево-натриевым. Поздние граниты хонголдского комплекса в целом ближе к котектическим, а потому могут считаться низкотемпературными производными ранних. Отсутствие или малое количество гранитоидов состава М говорит о глубинности и равновесности кристаллизации в обоих этих комплексах.

Для протогеосинклиналиных комплексов гранитоидов Восточно-Саянской системы характерно отсутствие связей с базитами.

Еще интересно отметить, что и на диаграммах В.А.Кутюлина эти гранитоиды — вероятные производные ультраметагенных процессов — лежат в поле литогенных образований.

В протогеосинклинальных рядах обеих систем не происходит смены во времени существенно натриевых щелочноземельных гранитоидов на существенно калиевые гранитоиды субщелочного и щелочного типа. Можно попытаться это связать с неполной завершенностью в это время мобильного развития всей области, с отсутствием орогенного режима.

Действительно, большинство структур внутренней системы в позднем протерозое испытывало вторичное геосинклинальное развитие. Вторично геосинклинальный позднепротерозойский ряд отделен от протогеосинклинальных стадий ранней инверсии и консолидации, которая отмечается, кроме прочего, жильными диабазами и порфиритами бильчирского комплекса. Это позволяет рассматривать поздний протерозой структурно-фациальных зон внутренней системы как относительно самостоятельный тектономагматический цикл. Он начинался с формирования вулканогенного диабазового комплекса (кувайская свита и ее аналоги) и субвулканического комплекса дифференцированных основных-ультраосновных пород (лысанский комплекс, по А.Д.Шелковникову (1962а, 1962б)). Завершался этот ряд многофазным амбартагольским гранитоидным комплексом, в целом более щелочным и более калиевым, чем предыдущие. Не имеется оснований связывать образование его гранитообразующего материала с региональными процессами ультраметаморфизма на глубине. Региональный метаморфизм этого возраста соответствовал в основном зеленосланцевой фации. Больше того, установлено, что и все наложенные метаморфические явления в фундаменте геосинклинальных прогибов разного уровня среза отвечали той же низкотемпературной фации. В связи с этим причину образования гранитной магмы данного комплекса предпочтительно связывать с иными процессами, в основном внекорового происхождения. Очень характерно, что этот глубинно палингенный комплекс является анхикотектическим (рис. 24) и, следовательно, относительно низкотемпературным. Геохимическое родство этих гранитоидов с аллохтонными протогеосинклинальными комплексами (Докембрий Восточного Саяна, 1964) позволяет предполагать вещественную близость их уровней магнообразования.

Орогенные гранитоидные ряды представлены средние и позднепротерозойскими гранитоидами Присаянской системы и постдокембрийскими породами Восточно-Саянской системы. По структурно-вещественным и генетическим особенностям эти орогенные гранитоиды отличны от протогеросинклинальных и во многом сходны со вторично геосинклинальными.

Орогенный магматизм Присаянской системы начинается с ранней саянской серии, представленной крупными батолитовыми по

размерам массивами гранитоидов пестрого состава и разнообразными и обильными пегматитами. Позднеорогенные гранитоиды — это малые интрузии, пестрые по составу. Такая пестрота состава орогенных комплексов обусловлена, по-видимому, как разным составом исходных магм, так и различными условиями их кристаллизации.

Имеются характеристики средних химических составов орогенных комплексов Присаянской системы, полученные Г. Я. Абрамовичем (1974) и нами на основе большого числа проб и с учетом площадей, занятых отдельными разновидностями пород. На диаграммах (рис. 18, 19) видно, что среди раннеорогенных пород имеются близкие к котектическим, а составы позднеорогенных гранитоидов отличны от котектик и тяготеют к „базальтоидным“ ассоциациям.

Все особенности геологического развития Присаянской геосинклинальной системы этого времени отрицают возможность регионального проявления глубинных метаморфид и ультраметаморфид. Образование комплексов следует связывать с локальными глубинными магматическими очагами, — видимо, с обширным единым очагом для пород саянской фациальной серии (ввиду их геохимического родства) и с разными очагами для разобленных массивов игнокского и гуникского комплексов.

Обильный раннеорогенный гранитоидный магматизм Восточно-Саянской складчатой системы байкалитид и ранних каледонид представлен кембрийской серией комплексов. Во всех структурах разных уровней эрозии этот магматизм также не связан с региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом. Плагиигранитоиды щелочноземельной и натриевой составляющих серии ассоциируют с габбро и диоритами и позволяют связывать их появление с миграцией вверх глубинных очагов магнообразования в мобильных зонах фемического типа (Поляков, 1971). Геосинклинальные многофазные гранит-сиениты субщелочной и щелочной составляющих серии связаны, видимо, с очагами, расположенными в пределах зрелого гранито-гнейсового слоя. Их вещественные особенности обусловлены как анхикотектическим исходным составом, так и неравновесными условиями кристаллизации, способствующими дифференциации.

Из этого краткого описания видно, что ряды гранитоидных комплексов разных стадий развития докембрид Восточного Саяна генетически, видимо, различаются. Особенно это заметно при сравнении ультраметагенных гранитоидов прогеосинклинальной стадии, ультраметагенных и когенетически связанных с ультраметагенезом интрузивных гранитоидов протогеосинклинальных стадий, неультраметагенных (глубинно палингенных) гранитоидов вторично геосинклинальной и орогенных стадий и габбро-плагиигранитных ассоциаций наложенных мобильных зон фемического профиля.

Группы гранитоидных комплексов. Обе тектонически различные складчатые системы Восточного Саяна характеризуются разными группами плутонических комплексов (табл. 2). В Присаянской

системе незавершенная протгеосинклиальная (архейская) группа сменяется полной протгеосинклиальной (протерозойской) и затем сразу платформенной (эпипротерозойской). Гранитоиды отсутствуют только в последней группе. Как увидим дальше, такая последовательность характерна для всех окраинных структур юга Сибирской платформы. Она отлична от последовательности плутонических событий протгеосинклиальных систем материкового типа Русской платформы своим обильным гранитоидным магматизмом не только в собственно протгеосинклиальную, но и в орогенную стадию.

Еще более заметны различия магматизма периферической При-Саянской и внутренней Восточно-Саянской системы. В некоторых зонах последней собственно протгеосинклиальный режим не завершается орогенным, а сменяется вторично геосинклиальными.

В подобных системах и областях складчатого обрамления древних платформ на общий ход изменения характера магматизма подвижной области, являющегося отражением общего поступательного развития ее, накладываются усложнения; связанные с полициклическостью развития и сложной, разновременной структурно-фациальной зональностью.

Гранитоиды относительно стабилизированных геоантиклинальных структур отличны от одновременных с ними гранитоидов геосинклиальных прогибов. Для первых характерны породы, относительно более щелочные и с большим содержанием калия, более анхикотектические и дифференцированные (например, можно сравнить соответствующие саянский и саганшутский комплексы, огнитский и тануоуский комплексы). При этом намечается ступенчатость: породы большей щелочности и обогащенные калием относительно натрия появляются в геоантиклиналях в более ранние этапы развития подвижной области, чем в геосинклиальных прогибах (Докембрий Восточного Саяна, 1964). Эти особенности магматизма в различных структурно-фациальных зонах подвижной области (в пространстве), накладывающие свой отпечаток на особенности его в различные этапы развития (во времени), не нашли еще достаточного отражения в литературе.

Процессы, происходящие в смежных областях, переживающих собственно геосинклиальную стадию развития в то время, когда рассматриваемый регион представляет собой относительно стабилизированную структуру (типа „области завершенной складчатости“), оказывают особенно большое влияние на характер магматизма последнего. Выражение этого мы видим в обильном орогенном кислотном магматизме обеих складчатых систем Восточно-Саянской складчатой области.

Глава 4. ГРАНИТОИДЫ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

По времени завершения основной складчатости (раннему орогенезу) в Байкальской области выделяются пять зон: ранние протерозойды (2000 ± 100), средние протерозойды (1600 ± 50), ранние байкалиды (600 ± 50), поздние байкалиды (450 ± 50) и каледониды (350 ± 30 млн лет).

Ранние протерозойды, включающие юго-западный выступ Алданского щита (Чарскую глыбу), Кодаро-Удоканскую структуру, восточную часть Лонгдорского антиклинория и северо-восточную часть фундамента Ангаро-Ленского краевого прогиба, сложены четырьмя структурно-метаморфическими ярусами: нижнеархейским (прогеосинклинальным), верхнеархейским (протогеосинклинальным), нижнепротерозойским (орогенным) и верхнепротерозойским (платформенным).

К структурам средних протерозойд (акитканид) относится территория фундамента современного Ангаро-Ленского прогиба и северо-западная часть Чуйского антиклинория. В строении этих структур участвуют архейский и нижнепротерозойский ярусы, орогенный среднепротерозойский ярус (акитканская серия) и платформенный верхнепротерозойский ярус (телторгинская, анайская серии по Головенку (1967)).

Ранние байкалиды включают Верхнемамский антиклинорий и западное обрамление Байкальской глыбы. Здесь могут быть выделены нижнепротерозойский геосинклинальный (муйская и сарминская серии) и верхнепротерозойский орогенный (олокитская и довыренская серии) ярусы, перекрытые нижнекембрийской молассой (холоднинская свита).

Поздние байкалиды охватывают Мамско-Бодайбинский синклинорий, центральную часть Байкальской глыбы, Тонодский антиклинорий и южные части Чуйского антиклинория. В поздних байкалидах архейский ярус обнажен в Байкальской глыбе и частично в Чуйском антиклинории, нижнепротерозойский — в Чуйском и Тонодском антиклинориях, позднепротерозойский — в Мамско-Бодайбинском синклинории и в наложенных прогибах в Тонодском и Чуйском антиклинориях.

Каледониды по времени завершения геосинклинального развития близки к поздним байкалидам и отличаются от них лишь временем заложения последнего геосинклинального структурного яруса: в поздних байкалидах это поздний протерозой, в каледонидах — ранний кембрий. Каледониды включают Баргузинский синклинорий и Верхне-Витимский антиклинорий, а также Каларскую, Муйскую, Амалатскую и Гаргинскую глыбы.

В пределах выделенных ярусов шугонические породы по отношению к складчатости и региональному метаморфизму делятся на доскладчатые (дометаморфические), соскладчатые (синметаморфические), поздние- и послескладчатые (постметаморфические). Корреляция комплексов в разновозрастных зонах приведена в табл. 3.

Соскладчатые и позднескладчатые чарнокит-мигматиты и чарнокиты, возможно, гранит-мигматиты и плагиограниты, синметаморфические с гранулитовой фазией метаморфизма, вероятно, были присущи всем архейским комплексам Байкальской области. Однако эти породы сохранились лишь в реликтах, так как были переработаны более молодыми складчатыми и метаморфическими процессами и превращены в гнейсо-граниты и гранит-мигматиты, „равновесные“ с поздними преобразованиями.

Чарнокит-мигматиты представляют собой автохтонные образования и возникли вследствие ультраметагенеза гранулитовой фазии. Массивы перемещенных чарнокитов, встречающиеся среди гранулитовых комплексов верхней р. Калара, по данным И. С. Седовой (Крылова и др., 1972), своим происхождением обязаны процессам ультраметаморфизма в гранулитовой фазии, которые завершились региональным анатексисом. К типичным позднескладчатым аллохтонным образованиям раннего архея относятся также аляскитовые граниты.

Плагиогнейсо-граниты и гранит-мигматиты (яблоновый, олекминский, ставовой комплексы) в верхнеархейском структурном ярусе образуют соскладчатые автохтонные тела, синметаморфические с амфиболитовой фазией метаморфизма. В нижнеархейском ярусе подобные гранит-мигматиты в значительной части возникали вследствие ремобилизации раннеархейских пород во время наложенного метаморфизма амфиболитовой фазии. Последний проявлялся неоднократно, но разделить разновозрастные ремобилизованные гранит-мигматиты и гнейсо-граниты трудно.

Одновременные с раннепротерозойской складчатостью гранитоидные комплексы образуют латеральную серию. Некоторые из них (куандинский, амадракский, уголиканский комплексы) характерны для структур внешнего структурно-фациального пояса с режимом преимущественно орогенным, другие (муйский и кочериковский комплексы) присущи внутреннему поясу с типично геосинклинальным типом развития.

Первые распространены наиболее широко и представлены двумя типами. Региональное развитие имеют ультраметагенные плагиогнейсо-граниты в реоморфизованном комплексе архейского основания, где они образуют поля и линейно вытянутые „валы“ (Глуховский, 1969), нередко приуроченные к „корням“ троговых раннепротерозойских прогибов. Это преимущественно автохтонные образования, возникшие в результате раннепротерозойского глубинного ретроморфизма. Подобные же плагиогранитные ассоциации характерны

Таблица 3

Плутонические комплексы Байкальской складчатой области

Этап	Ранние протерозоиды	Средние протерозоиды			Байкалиды				Каледониды (фундамент)	
					ранние		поздние			
	Кодаро-Удоканская (юго-западный выступ Алданского шита)	Прилейская (Ангаро-Лейский краевой прогиб)	Северо-западная часть Чуйского антиклинория	Юго-западное обрамление Байкальской глыбы	Северо-западное обрамление Байкальской глыбы	Верхнемамский антиклинорий, Северо-Байкальский грабен	Товодский, южные части Чуйского и Логдорский антиклинорий, Байкальская глыба	Мамско-Бодайбинский синклинорий	Муйская глыба	Северо-западное обрамление Муйской глыбы
	Сакурский (ингомакитский) комплекс моцзонитов, кварцевых диоритов, граносиенитов, сиенит-порфиры	Траппы				Сыннырский (ковкудеро-мамаканский) комплекс нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, граносиенитов, гранитов	Тажеранский комплекс габбро, щелочных и нефелиновых сиенитов		Витимский комплекс гранитов, моцзонитов, сиенитов	Оронский комплекс гнейсо-гранитов, гранитов, пегматитов

575±25	Дайковый комплекс основных пород, лампрофиры	Дайковый комплекс диабазов, порфиритов				Баргузинский комплекс со- и поздне-складчатых гранитов и гранодиоритов			Комплекс габбро-диабазов, диабазовых и диоритовых порфиритов
1600±50		Лейкокра- товые граниты, гранофи- ры, гра- нит-пор- фиры Граниты, граноси- ениты Сиениты, граноди- ориты и их порфи- ровые аналоги	Чуйский комплекс длагио- микрокли- новых гранитов, граноси- енитов	Приморский комплекс гранитов рапакиви, лейкокра- товых гра- нитов и аплитов		Чуйский комплекс гранитов, граносиени- тов		Витимский (па- доринский) комплекс мно- гофазный: гра- нофировые гра- ниты, гранит- порфиры (III фа- за); граносиени- ты, граниты, гранодиориты (II фаза); габ- бро-диабазы, дибазы, диори- ты (I фаза)	
2000±100	Кодарский поздне-складчатый комплекс гранодиоритов, граносиенитов, гранитов	Татарниковский комплекс двупироксеновых гранитоидов				Кодарский (?) поздне-складчатый комплекс гранитов			

и для тех частей протерозойских толщ, которые были прогрессивно метаморфизованы в амфиболитовой фации.

Гранитоиды второго типа, представленные двуслюдяными, биотитовыми, мусковитовыми и пегматоидными гранитами, гранодиоритами, реже диоритами, приурочены к зонам относительно низкого метаморфизма (эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации), где они образуют небольшие массивы, конкордантные и гармоничные со структурами вмещающих пород. Это главным образом аллохтонные образования, магма которых была насыщена летучими, что способствовало, с одной стороны, развитию явлений гибридизма, с другой — образованию пегматоидных разновидностей с мусковитом и турмалином. В породах архейского фундамента и в толщах нижнепротерозойского возраста, метаморфизованных в амфиболитовой фации, аллохтонные гранитоиды образуют жилы различной мощности, часто пегматоидного состава.

В связи с складчатými гранитоидными комплексами внешнего пояса устанавливается мусковитовая, редкометальная и редкоземельная минерализация. При этом мусковит связывается с пегматитами и пегматоидными гранитами, расположенными в нижнепротерозойском ярусе, а редкометальная и редкоземельная минерализация — с пегматитами, преимущественно находящимися в архейском структурном ярусе.

Муйский и кочериковский „комплексы“ внутреннего структурно-фациального пояса, одновременные с раннепротерозойской складчатостью, отличаются от близких им по возрасту комплексов внешнего пояса. Главное отличие — это тесная пространственная и, по-видимому, временная связь гранитоидов с основными породами. И те и другие тяготеют к зонам глубинных разломов, отделяющих раннепротерозойский геосинклинальный прогиб от внутреннего поднятия (срединного массива), сложенного архейскими породами.

В муйском „комплексе“ преобладают плагиогнейсо-гранитные ассоциации, в тесной пространственной связи с которыми находятся диориты и кварцевые габбро-диабазы. Плагиоклаз-микроклиновые граниты и гнейсо-граниты составляют вторую ассоциацию. Плагиогранитные и диоритовые породы наблюдаются в муйском „комплексе“ не только в виде самостоятельных массивов, иногда они образуют в габбро пятна и неправильной формы участки. Это, возможно, свидетельствует о правомерности объединения гранитоидов и габброидов в единую раннепротерозойскую габбро-плагиогранитную формацию (Салоп, 1967).

Проявления раннепротерозойского позднекладчатого магматизма известны только во внешнем поясе, где они представлены интрузиями гранитоидов кодарского и татарниковского комплексов. Эти интрузии, будучи приуроченными к зонам глубинных разломов, отделяющих Улоканский прогиб от смежных поднятий, размещаются как в архейском,

так и в нижнепротерозойском структурных ярусах. При этом состав гранитов и внутреннее строение массивов одинаковые.

В строении массивов наблюдается вертикальная зональность от биотитовых гранитов в глубинных частях массивов до амфибол-биотитовых гранитов, гранодиоритов, иногда граносиенитов в апикальных частях. В глубинных частях проявлена гнейсо-гранитная структурная фация с широким развитием в экзоконтакте метасоматических процессов, особенно фельдшпатизации. В более верхних частях массивов граниты изотропные, а в апикальных — мелкозернистые, гранит-порфировые, гранофировые (Мануйлова, 1960).

Однородный состав гранитоидов комплекса на больших площадях, интрузивные соотношения с вмещающими породами, экзо- и эндоконтактовые изменения доказывают магматическую природу гранитов. Процессы дифференциации, скорее всего, обусловлены различной способностью магмы к явлениям ассимиляции и гибридизма, которая уменьшается от ранней к поздней фазам магматической деятельности (Мануйлова, 1960).

Крупные размеры многих массивов, особенности их геологического строения позволяют сравнивать комплекс в целом с формацией гранитных батолитов, по классификации Ю. А. Кузнецова (1964). Геотектоническая позиция комплекса, фиксирующая переход подвижной области в платформу, высокожелезистый валовый состав гранитоидов, роговых обманок и биотитов, появление в гранитоидах некоторых массивов маргинационных структур дают основание для предположения о принадлежности кодарского комплекса к формации рапакиви (Свириденко, 1971).

Металлогеническая специализация гранитов кодарского комплекса проявлена в рудопроявлениях свинца и цинка, молибдена, золота, флюорита и некоторых других металлов.

Среднепротерозойские гранитоидные комплексы также слагают латеральную серию. Одни из них характерны для внешнего пояса Байкальской области (ирельский, чуйский, приморский комплексы гранитоидов и аkitканская серия вулканогенных пород), другие — для внутреннего пояса (витимский комплекс и падринская серия). Эти комплексы заметно отличаются: во внешнем поясе в Байкальской области породы относятся к калиевому ряду вулканогенных и интрузивных образований, во внутреннем — преимущественно к натриевому ряду.

Специфика магматизма в раннем и среднем протерозое во внешнем и внутреннем структурно-фациальных поясах, по-видимому, обусловлена различиями геотектонических режимов в этих структурах. Судя по особенностям литологического состава толщ, метаморфизма, тектоники, магматизма, структуры внешнего пояса уже с раннего протерозоя находились в переходной от геосинклинальной к орогенной стадии развития и формировались, по-видимому, на сиалическом фундаменте. Структуры же внутреннего пояса этого времени были сходными с эвгеосинклиналиями.

В различных структурных зонах внешнего пояса также наблюдаются отличия магматизма. В пределах Ангаро-Ленского краевого прогиба преимущественное развитие имеют многофазные вулканиты; многофазные гранитоидные интрузии приурочены к зоне сочленения этого прогиба и смежного поднятия и собственно к поднятию.

Вулкано-плутониты в пределах прогиба развиваются во времени от трахиандезитовой и сиенит-диоритовой к трахилипаритовой и граносиенит-гранитной и до липаритовой и гранит-гранофировой формаций. В пределах поднятия различия менее четкие (граносиенит-гранитная и гранит-гранофировая формации).

На основе изучения химизма и первичного изотопного отношения стронция (Ященко и др., 1972) в вулкано-плутонитах Ангаро-Ленского прогиба устанавливается перемещение со временем уровней образования расплавов из базальтового слоя в гранитный и прогрессивное разрастание магматического очага. При этом со временем происходит большая гомогенизация расплавов. Наиболее гомогенны магмы поздних фаз.

Излившиеся породы являются более гетерогенными, чем интрузивные. В них устанавливаются продукты не только глубинной дифференциации, но и дифференциации в пределах камер. Здесь заметна вертикальная зональность, которая выражается главным образом в текстурно-структурных особенностях пород. В верхних частях тел (камер) проявлены субвулканические порфиновые фации, которые на глубине сменяются полнокристаллическими равномернозернистыми или порфиroidными фациями.

Кислые магмы, сформировавшие интрузивные массивы в пределах поднятий Байкальской области, были более гомогенными. Магматические очаги, вероятно, были изолированными, на что указывает наряду с общностью некоторая специфика каждого из массивов чуждского и приморского комплексов. Их особенностью является высокая общая железиность и щелочность при постоянном преобладании калия над натрием.

Металлогеническая специализация среднепротерозойских магматических комплексов наиболее четко выражена в пределах Ангаро-Ленского краевого прогиба. Здесь с эффузивами акитканской серии и гранитоидами ирельского комплекса пространственно связаны рудопроявления полиметаллов, меди, золота, редких металлов и редких земель (Бухаров, 1970). В пределах поднятия в парагенетической связи со среднепротерозойским магматизмом отмечаются рудопроявления редких металлов.

Учитывая особенности палеотектонического развития и магматизма внешнего пояса Байкальской области в среднем протерозое, существенно калиевый ряд вулканогенных и интрузивных образований Ангаро-Ленского краевого прогиба можно сопоставлять с частью субсеквентного магматизма в понимании Г. Штилле (1964) и с вулканогенными и интрузивными рядами орогенной стадии

развития подвижных зон Ю. А. Кузнецова (1964). Интрузивные гранитоиды в пределах Чуйского поднятия (чуйский комплекс) больше соответствуют ряду батолитовых гранитоидных формаций, а в пределах западного обрамления Байкальской глыбы (приморский комплекс) они определенно относятся к формации рапакиви.

В целом же эти комплексы относятся к латеральной серии вулканоплутонических формаций раннедокембрийских краевых прогибов и геосинклинальных поднятий (Шуркин, Митрофанов, 1968). Структурно-вещественные особенности конкретных комплексов этой серии определяются условиями геологического развития соответствующей структурной зоны.

Позднепротерозойский кислый плутонизм, представленный баргузинским комплексом, проявлен в байкалидах и в фундаменте каледонид. Этот комплекс еще плохо изучен, не расчленен, и о его особенностях судить трудно. По химизму он более всего напоминает породы складчатого куандинского комплекса раннего протерозоя, отличаясь от него несколько более высоким отношением калия к натрию.

Раннепалеозойский (раннекембрийский) мамский комплекс в отличие от докембрийских складчатых куандинского, уголиканского и баргузинского комплексов характеризуется значительно большим разнообразием составов, в целом меньшей величиной отношения калия к натрию, обогащенностью кварцем.

Характерна зональность в распределении различных гранитоидов, пегматитов и связанных с ними мусковита и редких металлов. Эта зональность гармонична с метаморфической зональностью. Автохтонные ультраметагенные образования имеют мигматитовый облик. На более высоких уровнях и граниты, и пегматиты перемещены и образуют небольшие неправильные тела и жилы. Калиевый и более поздний натриевый метасоматоз проявлен как в автохтонных, так и в аллохтонных телах. Месторождения мусковита связаны с пегматитами средних зон; рудопроявления редких металлов находятся в образованиях „малой глубинности“ в пределах юго-западной части Чуйского антиклинория (Соколов и др., 1964).

Более поздний комплекс гранитоидов раннего палеозоя (тельмамский) расположен в центральной части Байкальской области, в зоне разломов, отделяющих поздние байкалиды от ранних каледонид. Этот комплекс, по-видимому, знаменует собой переход Байкальской подвижной области в структуру завершенной складчатости. Судя по огромным размерам массивов, их составу и особенностям формирования, этот комплекс гранитоидов следует относить к формации гранитных батолитов по Ю. А. Кузнецову (1964).

Более молодые комплексы Байкальской горной области (конкудеро-мамаканский, витимканский, сыннырский), представленные интрузиями щелочных и нефелиновых сиенитов и гранитов центрального

типа, относятся к магматическим формациям устойчивых областей.

Таким образом, различные складчатые зоны (системы) Байкальской области характеризуются разными группами гранитоидных комплексов (табл. 3).

Наиболее полно и четко эволюция гранитоидного магматизма устанавливается в структурах ранних протерозоид. Здесь раннеархейский (прогеосинклинальный) ряд сменился позднеархейским (прогеосинклинальным) и раннепротерозойским (орогенным) гранитоидными рядами, после чего структура консолидировалась и в средне-позднепротерозойское время приобрела режим структур завершеной складчатости. С платформенным этапом развития этой структуры связываются проявления гранитоидного магматизма раннего палеозоя (сакунский комплекс) и мезозоя.

В типичных средних протерозоидах (акитканидах) геосинклинальные комплексы на современном эрозионном уровне не обнажены. Интенсивными проявлениями орогенного среднепротерозойского кислого магматизма заканчивается здесь формирование складчатой системы.

В собственно байкалидах наиболее интенсивно гранитоидный магматизм проявлен в структурах фундамента (в глыбах). Здесь известны ранние геосинклинальные и раннеорогенный гранитоидные ряды соответственно архея, раннего и среднего протерозоя, а также вторичный геосинклинальный гранитоидный ряд позднего протерозоя — раннего палеозоя.

Структуры каледонид Байкальской области характеризуются наиболее обильным гранитоидным магматизмом. Однако вследствие сложного строения каледонид и относительно слабой изученности их магматизма соотношения различных гранитоидов в этих структурах еще не установлены.

Глава 5. РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ РЯДА СТРУКТУР СССР И ВОПРОСЫ ИХ КОРРЕЛЯЦИЙ

В предыдущих двух главах были показаны возможности выделения раннедокембрийских гранитоидных комплексов в складчатых областях обрамления древней платформы, т. е. в структурах разнообразного многоэтапного развития, где древнейшие плутонические образования обычно замаскированы более поздними тектоническими и магматическими процессами и где их выделение вызывает особые трудности. Известно, что в этих условиях и важнейший метод возрастного расчленения древнейших горных пород —

радиологический метод — не дает надежных результатов и датирует преимущественно разнообразные процессы омоложения (Геохронология..., 1968).

В связи с этим выделение и расчленение наиболее ранних гранитоидных образований в подобных структурах возможно было только на основе палеотектонических, палеоструктурных и палеометаморфических исследований, взаимосвязанных друг с другом и с данными традиционных геологических методов, включая установление реликтовых радиометрических датировок. Таким путем определялись место и время гранитообразующих процессов в общей последовательности геологических событий.

Нужно сказать, что применение такого комплексного методического подхода к изучению глубинных образований земной коры привело в последнее время к обнаружению древнейших гранитоидных образований, включая чарнокит-мигматитовые, не только в структурах обрамления древних платформ, но и в структурах фундамента фанерозойских складчатых областей. Приведенный ниже пример Сангиленского срединного массива в каледонидах Алтае-Саянской складчатой области не является единственным. Появились доказательные сообщения о наличии разновозрастных раннедокембрийских чарнокитов, мигматитов и гранитоидов в Южно-Памирском массиве альпид (Седова и др., 1974), древнейших чарнокит-мигматитов в Центральном французском массиве варисцид (Forestier, 1972), архейских гранитоидов в Армориканском массиве каледонид (Leutwein et al., 1973).

Все это свидетельствует о том, что характерные комплексы ранних этапов развития структур щитов и фундаментов древних платформ имеются (хотя часто и в реликтах) и в иных структурах континентальной земной коры. Попытка корреляции этих древнейших гранитоидных образований СССР в щитах, в фундаменте Русской плиты, в некоторых складчатых областях и в Сангиленском срединном массиве произведена нами в табл. 4-13.

Что касается определения последовательностей гранитообразования в щитах и в других выступах фундаментов древних платформ, здесь мы использовали тот огромный фактический материал, включая радиометрический, который обобщен в крупнейших работах по докембрию этих структур (Полканов, 1935; Полканов, Герлинг, 1961; Геохронологические рубежи..., 1972; Геохронология..., 1968; Тугаринов, Войткевич, 1971; Салоп, 1970; Семенов, 1969, и др.).

Конечно, приведенная корреляция, как и всякая другая, не лишена субъективизма, что необходимо сразу же оговорить. Он заключен не в определении последовательностей гранитоидных комплексов и даже не в их датировке, а в основном в определении их геотектонических позиций. Там, где это было возможно, мы старались отдавать предпочтение и комплексно использовать результаты последних палеоструктурных и палеометаморфических исследований. Последние, однако, проведены далеко не во всех регионах.

Таблица 4

Магматогенные и ультраметагенные комплексы раннего докембрия Беломоро-Карельской

БЕЛОМОРО-КАРЕЛЬСКАЯ ЧАСТЬ ФЕННО-САРМАТСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ = ПРОТЕРОЗОЙ

Комплекс дайковых и силловых габбро-диабазов
 Комплекс рапакиви и рапакивиобразных субвулканов
 Комплекс многофазных щелочно-базитовых интрузий
 Комплекс дифференцированных гипербазит-норит-
 Основной-ультрасосновой антидромный вулкано-

КАРЕЛЬСКАЯ МАТЕРИКОВАЯ ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СИСТЕМА - РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Реоморфизованный комплекс основания и глубинные зоны главного протогеосинклиналичного комплекса в условиях гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации (Фенно-Карельская, Центральная-Карельская антиклинальные подзоны)

Прогибы со структурно-фациальными подзонами в условиях регионально-зонального метаморфизма (Западно-Карельская, Восточно-Финляндская синклиналичные подзоны)

Послескладчатые габбро-диабазы

Послескладчатый комплекс аллохтонных существенно микроклиновых и плагиомикроклиновых гранитов и порфиров (Карташи, Нуорууен, Корманка и др.)

Позднескладчатый комплекс плагиомикроклиновых гранитоидов и мигматитов

Доскладчатая вулканоплутоическая ассоциация основных и средних, реже кислых пород (сумий)

Соскладчатый комплекс (равнеинверсионный - ребольский) автохтонных плагиоклазовых гранитоидов и мигматит-гранитов в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях, в гранулитовой фации - чарнокит-мигматитов

Раннескладчатый комплекс аллохтонных плагиоклазовых гранитов и гранодиоритов

Раннескладчатая ассоциация гипербазитов и габброидов

Доскладчатая серия комплексов; лептитового и кератофироспидитового (лопий)

КАРЕЛЬСКАЯ ЧАСТЬ ПРОГЕОСИНКЛИНАЛИ - АРХЕЙ

В нерееоморфизованных архейских образованиях вся группа комплексов смежных беломорид. В реоморфизованных - реликты в основном базитовых пород

части Балтийского щита* (По К. А. Шуркину, Ф. П. Митрофанову (1971))

ОБЛАСТИ ЗАВЕРШЕННОЙ СКЛАДЧАТОСТИ = „СУБПЛАТФОРМЫ“ - СРЕДНИЙ

чешских гранитов,** Комплекс щелочных гранитов***
 (Елеть-озеро, Гремяха-Вырмес)
 габбро-лабрадоритовых интрузий
 плутоический комплекс

БЕЛОМОРСКИЙ ПЕРВИЧНЫЙ („ПРОТО“)СРЕДИННЫЙ МАССИВ - РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Крайняя зона	Центральная часть
Раннескладчатый (селенкий) комплекс аллохтонных гиперстеновых гранитоидов (Топозерский, Вицанский и другие массивы****)	Жильные тела аллохтонных плагио-микроклиновых гранитоидов, пегматитов и аспитов
В разных участках вся группа комплексов смежных карелид	Жильные тела и штоки базитов и ультрабазитов

БЕЛОМОРСКАЯ ЧАСТЬ ПРОГЕОСИНКЛИНАЛИ - АРХЕЙ

Поздне- и послескладчатые аллохтонные и субавтохтонные микроклин-плагиоклазовые гранитоиды и мигматиты	Поздне- и послескладчатые базиты (поздние друзиты)
Соскладчатый комплекс мигматит-гранитов (в амфиболитовой фации)	Соскладчатый комплекс чарнокит-мигматитов (в гранулитовой фации порьегубской толщи)
Раннескладчатый антидромный ряд (ассоциация) гиперстеновых диоритов (эндербитов)-авортозитов-базитов-гипербазитов („друзитов“)	
Доскладчатая ассоциация основных и средних вулканоплутоитов	

северо-востока, кроме отмеченных в примечаниях особенностей, аналогична группе

для Кольской системы карелид (граниты Ара-губы, Бол. Ура-губы и др.).

близкий по времени к этому комплекс габбро-авортозитов (Кейвы, Главный хребет).

* Группа комплексов Кольской системы, обрамляющей Беломорский массив с Карельской системы.

** Рапакивиобразные порфиридные существенно калиевые граниты характерны

*** Этот комплекс развит в основном в Кольской системе карелид.

**** В Кольской протогеосинклиналичной системе к зонам разломов приурочен

Таблица 5

Плутонические образования раннего докембрия Украинского щита
По схеме, составленной К. А. Шуркиным, В. Г. Кушевым и др.
(1971 г.)

УКРАИНСКАЯ ЧАСТЬ ФЕННО-САРМАТСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ - СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Дайковые диабазы
Щелочные и нефелиновые сиениты (интрузии центрального типа)
(Приазовье, Приднепровье)
Ассоциация гранитов рапакиви с анортозитами и габброидами (Коростеньские, Корсунь-Новомиргородские)
Существенно микроклиновые граниты (Екатериновка, Каменные Могилы)
Щелочноземельные сиениты и субщелочные граниты (Приазовье)

УКРАИНСКАЯ МАТЕРИКОВАЯ ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СИСТЕМА - РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (БЕЗ ВЫДЕЛЕНИЯ ЗОН)

Послескладчатые существенно микроклиновые граниты (осницкие)	
Позднескладчатые микроклин-плагиоклазовые (уманские, антоновские) и плагиомикроклиновые граниты (житомирские, кировоградские, новоукраинские, анадольские, боковеньские и др.)	
Соскладчатые мигматит-граниты, аplitовидные и пегматоидные граниты	Метавулканиты в составе западно-ингулецких гнейсов

Соскладчатые ассоциации разнообразных, преимущественно плагиоклазовых, гранитоидов и мигматитов (бердичевские, собские, звенигородские, обиточенские и др.)

Метабазиты и метагипербазиты (Криворожье, Приазовье, Одесско-Брусилловская зона)

Разнообразные метавулканиты в ассоциации с железистыми кварцитами (Криворожье и др.)

УКРАИНСКАЯ ОБЛАСТЬ ПРОГЕОСИНКЛИНАЛИ - АРХЕЙ

Послескладчатые аplitовидные и пегматоидные граниты (токовские)	Дайки диабазов
Позднескладчатые плагиомикроклиновые граниты и мигматиты (Приднепровье)	
Соскладчатые чарнокит-мигматиты (Побужье, Приазовье)	Соскладчатые гранитоиды, гнейсо-граниты и мигматит-граниты (росинские, днепро-ские, саксаганские)

Метагабброиды и метагипербазиты (Побужье, Приднепровье и др.)
Доскладчатые андезит-базальтовые метавулканиты (конкско-верховцевская „серия“, гранулиты Побужья и Волыно-Подолли)

Таблица 6

Магматогенные и ультраметагенные формации раннего докембрия фундамента Русской платформы по К.А.Шуркину (1972), включая районы Карелии и Кольского полуострова, Украины, Прибалтики, Белоруссии, Воронежского массива, Приазовья, Центральной и Волго-Уральской областей.

ЧАСТЬ ФЕННО-САРМАТСКОЙ ПРОТООРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ - СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Формация долерито-диабазов

Ассоциация рапакиви и порфиroidных калиевых гранитов, габбро-норит-анортозитов, риолитовых и базитовых вулканитов

Формация щелочных гранитоидов

Формация многофазных гипербазито-щелочных пород

Формация дифференцированных гипербазит-базит-анортозитовых пород

Формация (антидромный ряд) вулкано-плутонических базит-гипербазитов

МАТЕРИКОВЫЕ ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ КАРЕЛИД - РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Формация послескладчатых калиевых гранитов

Серия позднекладчатых интрузивных и метасоматических плагио-микроклиновых гранитоидов и мигматитов

Формация интрузивных | Формация габбро- | Ассоциация диоритов-
чарнокитов | анортозитов | плагиогранитов

Ассоциация вулкано-плутонических основных, средних и кислых пород

Ассоциация мигматит-гранодиорит-плагиогранитная

Формация габбро-гипербазитовая

Серия (доскладчатая) лептито-порфиров и спилито-кератофиров

ПРОГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ - АРХЕЙ

Серия позднекладчатых ассоциаций аляскитов и микроклин-плагиокла-зовых гранитоидов

Серия соскладчатых формаций чарнокит-мигматитов и мигматит-гранитов

Ассоциация ранних основных и средних вулкано-плутонитов.

Гранитоидные образования раннего докембрия Алданского шита По В. Л. Дуку (1974) с учетом данных М. Д. Крыловой и др. (1972), Д. А. Михайлова (1973), В. А. Рудника (1967), Г. М. Друговой и др. (1959) и др.

АЛДАНСКАЯ ЧАСТЬ АНГАРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА РАННЕЙ СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ

В Учуро-Майском районе – кислая вулкано-плутоническая ассоциация (улканский „комплекс“ и уаянская „серия“)

АЛДАНСКАЯ ЧАСТЬ ПРОТОПЛАТФОРМЫ – ПОЗДНИЙ АРХЕЙ (КОНЕЦ РАННЕГО АРХЕЯ?)

В регрессивных или наложенных метаморфизмах условий роговообманково-гранулитовой субфации с последующим снижением до амфиболитовой фации (II деформационный „цикл“ по В. Л. Дуку)

„Поздние“ гранитоиды и пегматиты, одновременные с зонами расщепления (F_{n+7}), сопровождаемыми ретроморфитами амфиболитовой фации

„Ранние“ (до магнезиально-кальциевого метасоматоза) гранитоиды (включая аляскиты поздней группы), связанные с мигматитами и приуроченные к зонам расщепления (F_{n+6}), сопровождаемые ретроморфитами роговообманково-гранулитовой субфации

АЛДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ ПРОГЕОСИНКЛИНАЛИ ДВУХЭТАПНОГО РАЗВИТИЯ В РАННЕМ АРХЕЕ

II. Тимптово-желтулинский структурно-метаморфический комплекс раннего архея (в гранулитовой фации) (I деформационный „цикл“ по В. Л. Дуку)

Аляскиты (в Нимырском блоке), одновременные с блоковыми движениями (F_{n+4})
 Мигматит-граниты и гранитоиды Нимырского блока, одновременные с куполообразующими деформациями (F_{n+2})
 Чарнокит-мигматиты, складчатые с изоклиналиными структурами общего смятия (F_{n+1})
 Чарнокит-мигматиты и аляскиты (F_n), доскладчатые по отношению к следующему деформационному „циклу“

I Иенгрский (верхнеалданский) структурно-метаморфический комплекс катархея (в гранулитовой фации) (древнейший деформационный „цикл“ по В. Л. Дуку)

Таблица 8

Плутонические образования раннего докембрия Анабарского щита

По данным А. Н. Вишневого, Б. Г. Лопатина, А. А. Каденского, М. И. Рабкина

АНАБАРСКАЯ ЧАСТЬ ПРОТОПЛАТФОРМЫ - ПОЗДНИЙ АРХЕЙ (?) - РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Ассоциация диорито-сиенитов, гравосиенитов, гранитов
малых интрузий в Халтасыннахской тектонической
зонеАссоциация плагиомикроклиновых гранитов,
мигматитов, пегматитов в зонах наложенного
метаморфизма амфиболитовой фации (Биллях-
ский, Краевой массивы и др.)Анортозиты, габбро-анортозиты, габбро-нориты (в Котуйкан-Монхолинской зоне глубинного разлома)
Гипербазиты зон глубинных разломов

АНАБАРСКАЯ ОБЛАСТЬ ПРОГЕОСИНКЛИНАЛИ - АРХЕЙ

Позднескладчатые аляскиты

Чарнокитовые и эндербитовые мигматитовые ассоциации

Раннескладчатые средние, основные и ультраосновные породы

Доскладчатые вулканоплутониты основного-среднего состава

Таблица 9

Магматогенные и ультраметагенные комплексы Енисейской складчатой области (только архей и ранний протерозой, по данным Ю. А. Кузнецова, М. И. Волобуева, Д. И. Мусатова)

ЕНИСЕЙСКАЯ ОКРАИННАЯ ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ - РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ
(внешняя - восточная зона)

(повторно метаморфизованный комплекс основания и глубинная часть главного протогеосинклинального комплекса в условиях амфиболитовой фации)

Позднескладчатый комплекс аллохтонных плагиомикроклиновых гранитов и артеритовых мигматитов (таракский комплекс)

Соскладчатый (раннеинверсионный) комплекс автохтонных существенно плагиоклазовых гранитов, гранодиоритов и мигматитов (киликейский комплекс)

Доскладчатые вулканиты основного, среднего и кислого состава (веснинская, енисейская серии)

ЕНИСЕЙСКАЯ (КАНСКАЯ) ОБЛАСТЬ ПРОГЕОСИНКЛИНАЛИ - АРХЕЙ

Соскладчатый комплекс чарнокит-мигматитов (в гранулитовой фации) (богунаевский комплекс)

Раннескладчатая ассоциация анортозитов-габбро-габбро-норитов-пироксенитов (кимбирский комплекс)

Доскладчатые основные вулканиты (кузеевская свита)

Таблица 10

Магматогенные и ультраметагенные комплексы раннего докембрия Восточно-Саянской складчатой области
По Ф. П. Митрофанову

ВОСТОЧНО-САЯНСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ (СТАДИЯ РАННЕЙ ИНВЕРСИИ) – СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

<p>Присаянское краевое поднятие (с наложенными прогибами) и Приангарский краевой прогиб</p>	<p>Внутренние геоантиклинальные поднятия (Хамардабанское)</p>	<p>Протогеосинклинальные прогибы</p>	
<p>Послескладчатый комплекс диабазов и порфиритов (бильчирский „комплекс“)</p>			
		<p>Позднескладчатый комплекс аллохтонных микроклин-плагиоклазовых гранитов и адалеллитов (хонголдайский комплекс)</p>	
<p>Послескладчатый (раннеорогенный) многофазный комплекс аллохтонных плагиомикроклиновых гранитов, гранодиоритов, граносиенитов, аплитов, пегматитов (саянский комплекс – фациальная серия)</p>	<p>Кислые вулканы (суб-луцкая свита)</p>	<p>Послескладчатый многофазный комплекс аллохтонных плагиомикроклиновых гранитов, гранодиоритов, граносиенитов, аплитов, пегматитов (саянский комплекс)</p>	<p>Соскладчатый комплекс аллохтонных плагиогранитов и гранодиоритов (в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях) (дербинский, саганшулутский комплексы) Доскладчатые эффузивы среднего и основного состава (уртагольская свита)</p>

Таблица 10 (продолжение)

ВОСТОЧНО-САЯНСКАЯ ОКРАИННАЯ ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ - РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Внешняя система (Присаянская)		Внутренняя система (южнее Главного Саянского разлома)
Реоморфизованный комплекс основания в условиях ультраметаморфизма амфиболитовой фации	Прогибы и комплекс основания	
Позднескладчатый комплекс аллохтонных плагиомикроклиновых гранитов и пегматитов (окинский комплекс)		Региональные складчатость, метаморфизм и кислый магматизм не проявлены
Соскладчатые автохтонные мигматит-граниты и гранитоиды (в реоморфитах амфиболитовой фации)	Раннескладчатый комплекс аллохтонных плагиоклазовых гранитов, гранодиоритов, диоритов (оюотский комплекс)	
Раннескладчатый комплекс ультраосновных и основных пород (урдаокинский „комплекс“)		
Доскладчатые вулканиты разного состава (свиты: камчадалская, соснового байца, хонголдойская, алыгджерская)		

ВОСТОЧНО-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ ПРОГЕОСИНКЛИНАЛИ - АРХЕЙ

Поздне- и послескладчатые аллохтонные аляскисты (часть китойского „комплекса“)	
Соскладчатый комплекс чарнокит-мигматитов (в гранулитовой фации)	Соскладчатые мигматит-граниты (в амфиболитовой фации) (часть китойского „комплекса“)
Раннескладчатая ассоциация ультраосновных, основных и средних пород (бельский „комплекс“)	
Доскладчатые основные и средние вулканиты (шарыжалгайская „серия“)	

Таблица 11

Магматогенные и ультраметагенные комплексы раннего докембрия Становой складчатой области (без среднего протерозоя)

По данным Н. Г. Судовикова и др. (1965)

СЕВЕРНЫЙ КРАЙ МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ -
РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Становое краевое поднятие	Зона внешнего прогиба (Джелтулакская)	Зона внутреннего прогиба (Янканская)
Ассоциация гранитов и граносиенитов малых интрузий (джелтулакский „комплекс“ - „чульманские“, „джелтулакские“, „бурпалинские“ гранитоиды)		Ассоциация диоритов и гранодиоритов малых интрузий („ольдогойские“, „тыукитские“, „тындинские“)
		Равнскладчатая ассоциация гипербазитов и габброидов
	Доскладчатые вулканиты основного, среднего и кислого состава (подчиненные в желтулакской серии)	Доскладчатые вулканиты основного состава (определяющие янканскую серию)

СТАНОВАЯ ОКРАИННАЯ ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ ГЛУБОКОГО УРОВНЯ СРЕЗА -
ВЕРХНИЙ АРХЕЙ

Внешняя зона (к северу от Желтулакского разлома)	Внутренняя зона (в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций)	
Реоморфизованный комплекс основания (в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций)	Глубинные зоны прогибов (в условиях амфиболитовой фации)	

Таблица 11 (продолжение)

Послескладчатые габбро-диабазы

Позднескладчатые аллохтонные и субавтохтонные микроклин-плаггиоклазовые гранитоиды и аллохтонные плаггиомикроклиновые лейкократовые граниты (позднестановой „комплекс“)

Соскладчатая серия комплексов:

II. Автохтонных микроклин-плаггиоклазовых и плаггиоклазовых гранитоидов и мигматит-гранитов (в амфиболитовой фации, становой комплекс)

Ia. Чарнокит-мигматитов
(в гранулитовой фации)

1б. Чарнокит-мигматитов (в гранулитовой фации)

Раннескладчатый комплекс
анортоситов и габбро-анортоситов (джугджурский комплекс)

Раннескладчатая ассоциация ультраосновных, основных и средних пород
Доскладчатые вулканиты основного состава (урканская серия)

СТАНОВАЯ СИСТЕМА „ЗРЕЛОЙ“ ПРОГЕОСИНКЛИНАЛИ * - РАННИЙ АРХЕЙ

Соскладчатые чарнокит-мигматиты (в гранулитовой фации)

Раннескладчатая ассоциация ультраосновных, основных и средних пород

Доскладчатые основные вулканиты (серия Зверева)

* „Зрелость“ Становой системы прогеосинклинали определяется наличием в раннем архее („алданидах“) Алдано-Станового региона, согласно данным А. Н. Неелова (1968), определенной структурно-фациальной зональности: терригенным характером раннеархейских супракрустальных пород алданских разрезов и вулканогенным - в основании становых разрезов.

Таблица 12

Гранитоидные комплексы раннего докембрия Байкальской складчатой области
По данным Л. И. Салопа, М. М. Мануйловой, А. Н. Неелова и др.

**БАЙКАЛЬСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ - СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ
(СТАДИЯ ИНВЕРСИИ)**

Область перехода к внутренней Баргузинской системе	Байкало-Витимское поднятие	Байкало-Патомский краевой прогиб
Послескладчатый комплекс малых интрузий „пестрого“ гранитоидного состава (витимский комплекс) Ассоциация порфиров, кератофиров, диабазов (падринская серия)	Послескладчатые (раннеорогенные) комплексы аллохтонных плаггиомикроклиновых гранитов (чуйский комплекс) и гранитов рапакиви (приморский комплекс)	Кислый вулcano-плутонический многофазный комплекс (акитканская „серия“, ирельский „комплекс“) Ш. Липарит - гранит-гранофировая фаза II. Трахилипарит - граносиенит-гранитная фаза I. Трахиандезит - сиенито-диоритовая фаза
БАЙКАЛЬСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ - РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ		Кодаро-Удоканский остаточный прогиб (вместе с фундаментом) - ранний протерозой
Внутренняя система (Муйская)	Внешние системы	

Таблица 12 (продолжение)

Равнесоскладчатая габбро-плагиогранитная ассоциация (нерасчлененный муйский „комплекс“)	Ассоциации разнообразных гранитоидов (уголиканский и амандракский „комплексы“), преимущественно соскладчатых и аллохтонных	Поздне-послескладчатый комплекс аллохтонных плагиомикроклиновых гранитоидов (кодарский комплекс) Соскладчатая вертикальная серия мигматит-гранитов реоморфизованного фундамента (в условиях катазоны) и аллохтонных гранитоидов „чехла“ (мезозоны и эпизоны - куандинский комплекс)
---	--	--

В СТРУКТУРАХ АРХЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА (в протогеосинклинальных становидях - поздний архей и в прогеосинклинальных алданидах - ранний архей)

Становой, олекминский, яблоньский соскладчатые комплексы плагиогранитов, мигматитов (в образованиях амфиболитовой фации)

Позднескладчатый комплекс аляскитовых гранитов

Каларский комплекс поздне- и соскладчатых чарюкитов, гранитоидов, чарюкит-мигматитов (в образованиях гранулитовой фации)

Таблица 13

Раннедокембрийские гранитоидные образования Сангиленского срединного массива
По Ф. П. Митрофанову и И. К. Козакову (1973 г.) и по данным Н. В. Рогова и др. (1974)

В ЗОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЗОВАННОМ „КОМПЛЕКСЕ” – РАННИЙ И СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ
(ДОРИФЕЙ) – И В РЕТРОМОРФИТАХ НИЖНЕГО „КОМПЛЕКСА”

Позднескладчатые жильные гранитоиды и ортотектиты, приуроченные к осевым поверхностям деформаций III этапа* F_{n+3}

Соскладчатая вертикальная серия („чжаргалантская”) мигматитов и автохтонных гранитоидов (на уровне амфиболитовой фации) и жильных интрузивных ортотектитов, пегматитов и кварц-полевошлатовых метасоматитов (на уровне эпидот-амфиболитовой фации), одновременных с изоклиальной складчатостью II этапа F_{n+2}

Раннескладчатая вертикальная серия интрузивных плагиоклазовых гранитов, гранодиоритов, диоритов („ортоадырская”), сопряженных с пологими складчатыми структурами I этапа – F_{n+1}

В ГРАНУЛИТОВОМ СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОМ „КОМПЛЕКСЕ” – АРХЕЙ (?)

Позднескладчатые интрузивные чарнокиты и аляскиты

Соскладчатые чарнокит-мигматиты, сопряженные с пологой складчатостью раннего этапа – F_n
Эндербиты (в ксенолитах более поздних гранитов)

* Этапы деформационного цикла по Ю. В. Миллеру (1973).

В оптимальном варианте любая корреляция геологических событий в раннедокембрийских структурах должна базироваться, по нашему мнению, на комплексной разработке в сравниваемых структурах следующих вопросов.*

– Выделение структурных зон (поясов) по геолого-геофизическим данным (установление блоков с разной мощностью гранито-гнейсового слоя).

– Вещественные („породные“) и палеолитологические (со „снятым метаморфизмом“) колонки структурных зон с особым вниманием к установлению цикличности и перерывов.

– Этапы деформаций, характеристика форм и пространственного положения структур каждого этапа; выделение деформационных циклов. Характеристика степени выдержанности структурных форм по площади и на глубину (особенно степени выдержанности линейных форм), установление типов складчатых форм и типов складчатости, выделение зон глубинных разломов. Число этапов (и циклов) деформаций в каждой структурной зоне (структурном блоке) и их корреляция. Палеоструктурные схемы деформационного этапа (цикла).

– Характеристика и последовательность метаморфических преобразований. Выделение этапов метаморфизма, фаций и типов метаморфизма каждого этапа, изохимичность или аллохимичность метаморфизма, характеристика явлений наложения метаморфических преобразований. Палеометаморфические карты структурных блоков. Определение выдержанности метаморфизма по площади и на глубину, корреляция P и T в пространстве (установление „ареально-монофациальных“, „комплексов“, „зонально-поясовых“ и „зонально-линейных“ „комплексов“). Корреляция последовательностей метаморфических событий в разных структурных зонах. Радиологическая характеристика выделенных метаморфических ассоциаций.

– Особая характеристика ультраметаморфических (в том числе чарнокит-мигматитовых и гранит-мигматитовых) комплексов как составных членов комплексов метаморфид. Сравнение морфоструктур ультраметаморфических и метаморфических комплексов. Описание структурно-вещественного преобразования вещества при ультраметаморфизме.

– Характеристика и последовательность магматогенных образований (доультраметаморфических, ультраметаморфических-анатектических и послеультраметаморфических). Их связь со структурами

* Предлагаемый нами перечень принят в 1973 г. как рабочий вариант комплексных исследований одной из комиссий по Геодинамическому проекту по проблеме „Корреляции тектонических, магматических и метаморфических процессов“.

определенных этапов деформации (на основе структурного анализа), распределение по площади и по разрезу, морфология тел, петрологический анализ. Корреляция последовательностей магматических событий в разных структурных зонах. Радиологическая характеристика выделенных магматогенных комплексов, особенно завершающих „циклы“ („поздне- и послескладчатых“), так как последние обычно датируют геохронологические рубежи.

– Палеотектонические схемы регионов (структур) на определенные геохронологические рубежи.

С этих позиций (подробнее их рассматривать здесь не имеется возможности) наиболее изученными раннедокембрийскими структурами в настоящее время являются Балтийский и Алданский щиты. Они и стали реперными для предлагаемой нами более широкой корреляции и типизации раннедокембрийских структур и гранитоидных комплексов, включая не только щиты, но и другие древнейшие структуры континентальной земной коры.

Имеющиеся материалы, согласованные и дополненные данными по некоторым зарубежным регионам (по докембрию континентов – Косыгин и др., 1970; Тугаринов, Войткевич, 1970; Салоп, 1973, и др.; Финляндии – Эскола, 1967; Simonen, 1960, и др.; Канадскому щиту – Докембрий Канады..., 1968; Symposium..., 1970, и др.; Гренландии – Докембрий Канады..., 1968; Dawes, 1970, и др.; Антарктиды – Равич, Каменев, 1972; центральной Африки – Arnould, 1961, и др.), позволяют провести формационный анализ раннедокембрийских гранитоидных образований с различной степенью достоверности. Некоторые типы формаций выделяются на основе многих конкретных комплексов, другие устанавливаются пока лишь на примерах отдельных регионов и как типовые – в разной степени условно. Это будет видно при соответствующих описаниях формаций.

При выделении главных типов гранитоидных формаций раннего докембрия мы исходили из того, что основные, наиболее устойчивые особенности многих конкретных гранитоидных сообществ разных регионов (табл. 4–13) устанавливаются и большинство комплексов, структурно и вещественно близких, характеризуется сходной геологической обстановкой формирования, в первую очередь тектонической и фациальной.

Это и позволило нам выделить нижеследующие типы гранитоидных формаций раннего докембрия.

Глава 6. ТИПЫ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ
РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ
(предварительная классификация)

Таблица 14

I. Формации прогеосинклинальных структур

раннескладчатых интрузивных эндербитов

Ряд формаций ареальных метаморфид гранулитовой фации:

соскладчатых чарнокит-мигматитов

позднескладчатых субавтохтонных существенно

микроклиновых аляскитов

Ряд формаций ареальных метаморфид амфиболитовой фации:

соскладчатых мигматит-гранитов

позднескладчатых субавтохтонных микроклин-плагиоклазо-
вых гранитов

II. Формации протогееосинклинальных структур

Формация (серия формаций) раннескладчатых интрузивных
плагиогранитоидов разных уровней формирования
(близка к плагиогранитной формации Ю. А. Кузнецова
(1964))

соскладчатых автохтонных и субавтохтонных существенно
плагиоклазовых мигматитов и гранитоидов катазоны

Ряд поздне- и послескладчатых (сининверсионных) формаций:

интрузивных чарнокитоидов зон глубинных разломов

аллохтонных плагиомироклиновых гранитоидов и мигма-
титов

аллохтонных существенно микроклиновых гранитов и миг-
матитов

III. Формации ранних стадий развития древних платформ

щелочных гранитоидов

интрузивных гранитов рапакиви

Ряд формаций кислых вулканоплутонических пород (близок
к ряду соответствующих орогенных формаций Ю. А. Кузне-
цова (1964))

IV. Формации геосинклинально-складчатых структур (соответст-
вуют формациям Ю. А. Кузнецова (1964))

Ряд эффузивно-интрузивных формаций спилито-кератофировой
группы

Ряд интрузивных формаций габбро-плагиогранитной группы

Ряд интрузивных формаций габбро-диорит-гранодиоритовой группы

Ряд батолитовых гранитоидных формаций

Приведенная классификация включает в себя как формации, особенно характерные для раннедокембрийских структур земной коры, так и формации геосинклинально-складчатых структур, свойственных в основном позднему докембрию и фанерозою (или неогеою Г. Штилле (1964)). Однако, как следует из палеотектонического анализа (глава 2) и из корреляций гранитоидных комплексов (глава 5), структуры IV типа (в том числе и эвгеосинклинальные, прогибы) и соответствующие им гранитоиды могут быть выделены уже с конца раннего докембриа в обрамлении древних платформ. Это, вероятно, нижнепротерозойские габбро-плагногранитные ассоциации муйского и кочериковского „комплексов“ внутренней системы Байкальской области, нижнепротерозойские ассоциации диоритов, гранодиоритов, граносиенитов, гранитов малых интрузий Станового краевого поднятия и Желтулакско-Яканской системы прогибов, среднепротерозойский витимский комплекс малых интрузий пестрого состава, нижнепротерозойская ассоциация диорито-сиенитов, грано сиенитов, гранитов малых интрузий в Хаптасыннахской зоне Анабарского щита. К древнейшим батолитовым гранитоидам могут быть отнесены нижнепротерозойский кодарский комплекс Кодаро-Удоканской структуры, среднепротерозойский чуйский комплекс Байкало-Витимского поднятия, а также верхнепротерозойский амбартагольский комплекс геосинклинально-складчатых структур байкалид Восточного Саяна и некоторые другие. Все только что отмеченные комплексы, даже раннедокембрийские, не являются объектами нашего описания, поскольку их формационная характеристика соответствует таковой Ю. А. Кузнецова (1964) и приведена еще в ряде специальных работ (Салоп, 1967; Судовиков и др., 1965; Геологическое строение СССР, 1968; Лейтес, Федоровский, 1972, и др.). Исключение составляют лишь геосинклинально-орогенные гранитоиды Восточного Саяна (глава 3), которые использованы нами в дальнейшем как пример для сравнения гранитоидов разных формационных типов.

По механизму образования к типу батолитовых гранитоидных формаций примыкают, видимо, и граниты рапакиви, и щелочные гранитоиды. Они, особенно первые, очень характерны для структур древних платформ, а потому и выделены, как и у Ю. А. Кузнецова (1964), в особые формационные типы.

„Ряд формаций (или формация) кислых вулканоплутонических пород“ характерен и для орогенных структур неогея. Однако некоторые специфические черты его в раннем докембрие (например, намечаемая связь с рапакиви) позволяют рассмотреть его особо в этой работе. Все остальные выделенные раннедокембрийские гранитоидные формации, как магматогенные разных уровней формирования магм и становления массивов, так и ультраметагенные, несут черты большого влияния процессов глубинного регионального метаморфизма, обуславливающих их структурно-вещественные и генетические

особенности. Этот фактор и ряд других (состав палеокоры, тектонический режим структур и пр.) определяют значительные отличия их от гранитоидов структур неогей в формах и масштабах проявления, а также в характере ведущих гранитообразующих процессов.

Некоторые из приведенных формационных типов гранитоидов выделены на основе многих конкретных комплексов, изученных отечественными и зарубежными исследователями; другие устанавливаются пока лишь на примерах отдельных регионов и как формационные типы выделяются в разной степени условно.

Прежде чем перейти к описаниям, несколько уточним наши названия формаций в тех их частях, которые не являются распространёнными и не были рассмотрены выше. Употребляются определения „автохтонный“ и „аллохтонный“. Первое относится к тем сообществам пород, гранитообразующее вещество которых (в любой его форме) кристаллизовалось на месте своей мобилизации (например, венитовые мигматиты в большинстве чарокит- и гранит-мигматитовых комплексов). Аллохтонными мы называем гранитоиды и мигматиты, гранитообразующее вещество которых в любой форме было привнесено на место его кристаллизации. Частными случаями аллохтонных процессов являются не только интрузии, но и метасоматоз, и процессы магматического замещения. Типичными примерами „субавтохтонных“ образований являются тела складчатых и позднескладчатых гранитов, тесно связанные с полями мигматитов.

В большинстве названий при характеристике вещественного состава мы употребляем определения „существенно плагиоклазовый“, „микроклин-плагиоклазовый“, „плагиомикроклиновый“, „существенно микроклиновый“. Эти определения являются не столько минералогопетрографическими, сколько петрохимическими, так как они основываются преимущественно на результатах изучения количественных соотношений „нормативных“ минералов гранитоидов — „ортоклаза“ и „альбита + анортита“. При этом, используя нашу четверную диаграмму для средних (0,5–3,0 кб) давлений паров воды (глава 2), к „существенно плагиоклазовым гранитоидам (плагиогранитоидам)“ мы относим такие, фигуративные точки составов которых приурочены в основном к плагиоклазовому объёму системы, к „микроклин-плагиоклазовым“ — к поверхностям двойной и „тройной“ котектики. Соответственно „существенно микроклиновые граниты“ должны быть еще более обогащены „ортоклазовым“ компонентом. В реальных геологических объектах „ортоклазовый компонент“ в зависимости от условий кристаллизации, как известно, может реализоваться либо в виде калиевого полевого шпата разной степени упорядоченности, либо в виде слюд. Это не нашло своего отражения в данной классификации.

Термин „аляскит“ в нашем понимании несет в себе иную нагрузку. Дело в том, что классические аляскиты как субщелочные

лейкократовые граниты Аляски с повышенным (!) содержанием кремнекислоты (кварца 34%) и пониженным железа (по Дж.Спёрру, см.: Петрографический словарь, 1964, с. 16), судя по экспериментальным данным (глава 9), не должны быть характерными для уровней ультраметаморфизма гранулитовой фации. Между тем уже давно „аляскиты“ как субщелочные лейкократовые граниты с варьирующим, но часто с пониженным (!) содержанием кремнекислоты (кварца в среднем 28%) описываются в структурах Алдана, Анабара, Гренландии. Поэтому в этом значении „аляскит“ и входит в название одной из формаций табл. 14.

ЧАСТЬ 3

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ

1. ФОРМАЦИИ ПРОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР

Эти формации выделены на основе изучения катархейских и раннеархейских образований Алданского и Анабарского щитов, архейских пород Балтийского, Украинского щитов и блоков фундамента Русской плиты, древнейших образований Енисейской, Восточно-Саянской, Байкальской, Становой и других складчатых областей. Отвечая всем особенностям прогеосинклиналичного режима, эти преимущественно ультраметагенные гранитоидные образования входят в состав ареальных монофациальных структурно-метаморфических комплексов.

Гранулитовые прогеосинклиналичные метаморфиды и ультраметаморфиты особенно характерны для архейд Сибирской платформы и ее обрамления. В структурах Русской платформы широкое развитие имеют прогеосинклиналичные метаморфиды и ультраметаморфиды амфиболитовой фации (беломорского типа), хотя и гранулитовые комплексы в настоящее время известны достаточно хорошо (в кольской серии Балтийского щита, в Побужье Украинского щита, в Прибалтике и в Волго-Уральской части фундамента плиты).

С позиций формационного анализа гранитоидных образований важно отметить следующее. Комплексы древнейших чарнокит-мигматитов гранулитовой фации сменяются во времени, составляют единый ряд с гранитоидами аляскинского типа. Комплексы мигматит-гранитов амфиболитовой фации завершаются субавтохтонными телами

микроклин-плагноклазовых гранитов. Первая последовательность наилучшим образом изучена на Алданском щите и в Гренландии (Дук и др., 1974; Другова и др., 1959; Крылова и др., 1972; Рудник, 1967; Dawes, 1970), вторая — на Беломорском массиве (Шуркин и др., 1962).

Имея в виду наличие этих опубликованных работ, в данном разделе мы ограничиваемся изложением лишь новых материалов. Ниже приводятся: описание формации раннескладчатых интрузивных эндербитов, выделяемой пока только на примерах некоторых структур Балтийского щита; характеристика формации соскладчатых чарнокит-мигматитов, преимущественно на материалах по Балтийскому щиту, которые должны быть дополнены данными по соответствующим образованиям других регионов СССР (табл. 4-13) и зарубежных территорий (Индия, Шри-Ланка, Мадагаскар, Африка, Австралия, Антарктида, Гренландия); изложение некоторых геологических и петрохимических особенностей чарнокит-мигматитов и аляскитов, а также мигматит-гранитов и когенетичных с ними пород. Эти материалы имеют больше методическое и петрологическое значение, чем описательное. Возможные генетические выводы из них могут иметь отношение к решению проблемы связи мигматито- и гранитообразования.

Глава 7. ФОРМАЦИЯ РАННЕСКЛАДЧАТЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ЭНДЕРБИТОВ

Сведения о древнейших массивах гиперстеновых гранитоидов крайне разрозненные и не систематизированные. Настоящая работа является первой попыткой изложения уже известного и собранного непосредственно автором материала по гиперстеновым кварцевым диоритам-плагногранитам с точки зрения принадлежности этих образований к чарнокитовой группе пород.

Древнейшие породы такого состава широко распространены на Кольском полуострове и в Карелии (среди беломорского комплекса). Первая характеристика гиперстеновых гранитов (так называемый комплекс гиперстеновых диоритов и гнейсо-диоритов) сделала А. А. Полкяновым (1935), который выделил значительные площади их развития в широкой полосе от тундры Волшелахк на востоке до оз. Пуривид на западе, а также к северу от р. Киши в тундре Ссывер. Позднейшими геологосъемочными и тематическими работами были установлены новые области развития гиперстеновых кварцевых диоритов-плагногранитов, околтурены отдельные массивы и дана их геолого-петрографическая характеристика (Маслеников и др., 1963; Сулова, 1971; материалы М. Д. Кадыровой-Багаповой, Л. С. Коссового, Д. В. Шифрина и других геологов СЗТГУ).

В Карелии масштаб проявления гиперстеновых кварцевых диоритов-плагиогранитов менее значительный, чем на Кольском полуострове. Здесь они наблюдаются в районе дер. Поньгома и в виде небольших и редких тел в других участках беломорской серии. К. А. Шуркин и др. (1962) генетически связывают их с „формацией раннеорогенных основных пород Беломорья“ и относят их к наиболее ранним проявлениям древнейшего антидромного ряда магматогенных пород (Митрофанов, Шуркин, 1972).

Главной особенностью гиперстеновых кварцевых диоритов-плагиогранитов Кольского полуострова является их приуроченность к области развития гранулитового метаморфизма в Центральнo-Кольском антиклинории. В зонах наложенного амфиболитового диафтореза гиперстен неустойчив и кварцевые диориты-плагиограниты представлены амфиболовыми и биотитовыми разновидностями.

Вмещающими для этих пород на Кольском полуострове являются гнейсы и кристаллические сланцы кольской серии. Гнейсы очень разнообразны по составу и структурно-текстурным признакам и содержат в качестве главных минералов биотит, гиперстен, гранат, силлиманит, кордиерит, шпинель. Для кристаллических сланцев характерны ассоциации основного плагиоклаза с ромбическим и моноклинным пироксеном и гранатом. Среди гнейсов и кристаллических сланцев отмечаются прослой и линзы железистых пород - эулизитов, гранат-двупироксен-магнетитовых сланцев, гиперстен-магнетитовых кварцитов (Бондаренко, 1960).

Для гиперстеновых кварцевых диоритов-плагиогранитов Беломорья, по данным К. А. Шуркина, породами рамы служат биотитовые, гранат-биотитовые и другие гнейсы беломорской серии. Следует подчеркнуть, что тела описываемой группы пород в Беломорье крайне плохо обнажены, поэтому их контактовые соотношения с вмещающими толщами не всегда устанавливаются. Судя по геофизическим данным, они образуют массивы линзовидной формы, согласно „вписывающиеся“ в структуру беломорских гнейсов. Возможным представителем этих массивов является тело гнейсо-гранодиоритов о-ва Елового (рис. 2).

Гиперстеновые кварцевые диориты-плагиограниты обладают двумя главными особенностями, позволяющими выделять их среди других магматических комплексов Балтийского щита. Первая из них заключается в пластовой, линзовидной, эллипсоидальной форме массивов. Удлиненность тел всегда совпадает с доминирующим в пределах Центральнo-Кольского антиклинория северо-западным простиранием гнейсовых толщ, а в участках, осложненных складчатостью более мелких порядков, гиперстеновые кварцевые диориты-плагиограниты идеально повторяют складчатый узор вмещающих пород. Мощностъ пластовых тел самая разнообразная - от нескольких десятков метров до 3-5 км и более. По простиранию такие тела прослеживаются на 10-15 км. Условия залегания гиперстеновых кварцевых

диоритов-плагиогранитов позволяют сделать вывод о том, что интрузивные тела формировались в период ранних складчатых деформаций. Внедрение магмы происходило, очевидно, вдоль плоскостей напластования и межслоевых разрывов при перемещении вверх по синхронным со складчатостью разломам. Наблюдаемое иногда цепочное расположение линзовидных тел, согласное с общей структурой вмещающих гнейсов, по всей вероятности, является следствием внедрения в процессе складчатых движений, при которых еще до кристаллизации магматические массы были разобщены с образованием бескорневых интрузивных тел.

Другой отличительной особенностью гиперстеновых кварцевых диоритов-плагиогранитов является неоднородность их строения, которая выражается в полосчатой текстуре. Светлые существенно плагиоклазовые полосы равномерно перемежаются с темными, обогащенными железомagneзиальными силикатами. Кроме того, плоскопараллельная текстура подчеркивается и закономерной ориентировкой призматических кристаллов плагиоклаза и гиперстена, вытянутых в направлении полосчатости. Эта особенность наиболее отчетливо проявляется в сравнительно небольших телах, а также в краевых зонах крупных пластовых интрузий. В последних, в их центральных частях, почти всегда можно наблюдать гиперстеновые кварцевые диориты-плагиограниты с массивной текстурой, которая в целом не является для них характерной, так как полосчатая текстура очень часто затушевывается наложенной сланцеватостью. При этом порода полностью перекристаллизовывается, теряет магматический облик, что дало А. А. Полканову (1935) основание называть такие породы «пироксеновыми гнейсами» или «диорито-гнейсами», подчеркивая тем самым их образование при наложенном метаморфизме за счет магматических пород. Наложенная сланцеватость, так же как и полосчатость, является согласной с контурами массивов и залеганием вмещающих их гнейсов (рис. 26).

В исключительно редких случаях наблюдается дискордантность мелких тел гиперстеновых кварцевых диорито-плагиогранитов. Примером этого может служить маломощная апофиза кварцевых диоритов в силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы на южных отрогах тундры Сытрантеч. Здесь западный контакт апофизы под большим углом срезает гнейсовидность вмещающих пород, в то время как северный и восточный контакты сопряжены с направлением гнейсовидности.

Кроме рассмотренных особенностей следует отметить еще одну, характерную для этого комплекса пород. Состав комплекса включает гранитоиды, от кварцевых диоритов через гранодиориты до плагиогранитов. Закономерного распределения перечисленных разновидностей пород в пределах массивов не установлено. Перемежаемость кварцевых диоритов с гранодиоритами и плагиогранитами отмечается даже в пределах одного обнажения. Характерно, что

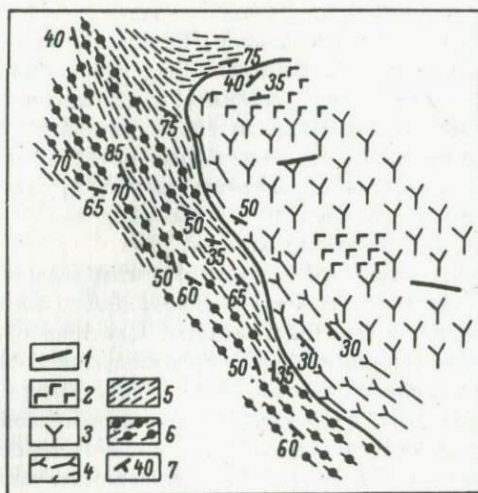


Рис. 26. Геологическая карта Чирмозерского массива ранне-складчатых интрузивных эндербитов Кольского полуострова.

1 - дайки габбро-диабазов. Комплекс ранне-складчатых интрузивных эндербитов: 2 - гиперстеновые кварцевые диориты; 3 - гиперстеновые гранодиориты-плагиограниты; 4 - гнейсовидные гиперстеновые кварцевые диориты-плагиограниты. Кольская серия: 5 - равномернозернистые биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы; 6 - порфиробластические биотит-гранатовые гнейсы с силлиманитом; 7 - элементы залегания.

смена типов пород наблюдается как вкрест простирания плоскопараллельных структур, так и по их простиранию. Кроме того, кварцевые диориты-плагиограниты довольно часто содержат широкообразные обособления меланократовых пород, соответствующих по составу габбро и пироксенитам. Размер шпиров варьирует от нескольких сантиметров до 1,0-1,5 м по длинной оси. Ориентировка шпиров совпадает в обнажениях с направлением полосчатости, а в общем плане - с удлинением массивов. На контакте шпиров с включающими их кварцевыми диоритами-плагиогранитами происходит дифференциация материала; гранитоиды заметно осветляются, в них практически исчезает темноцветный минерал и по составу они соответствуют лейкократовым кварцевым диоритам-плагиогранитам; в шпирях же образуется оторочка, почти нацело состоящая из пироксенов,

мощностью до 1-2 см. Пироксены в оторочке отличаются от пироксенов внутренних участков шпиров значительно более крупным размером кристаллов.

Породы комплекса разделяются на гиперстеновые и двупироксеновые. Почти всегда в них присутствуют обыкновенная роговая обманка и биотит, причем их количество резко возрастает в гранитоидах, подвергшихся наложенному метаморфизму амфиболитовой фации. Неизменные кварцевые диориты-плаггиограниты обладают средне-крупнозернистым сложением. В отдельных массивах (например, Чирмозерский, расположенный к юго-востоку от пос. Мурмаши) наблюдаются эндоконтактные ореслы шириной до 100-150 м, сложенные мелкозернистыми гранитоидами, которые, очевидно, можно рассматривать в качестве зоны закалки массивов. Однако это явление фиксируется крайне редко.

Микроструктуры неизменных пород гипидиоморфнозернистая и диоритовая. Типоморфными минералами являются плаггиоклаз, ромбический и моноклинный пироксены, кварц, подчиненное значение имеет калиевый полевой шпат. Биотит, амфибол и редко гранат являются вторичными минералами. Аксессуары представлены магнетитом, титаномагнетитом, цирконом и апатитом.

Плаггиоклаз в кварцевых диоритах представлен андезином № 32-45, в единичных шлифах отмечается лабрадор № 52; гранодиориты содержат олигоклаз-андезин № 28-33, а плаггиограниты - олигоклаз № 25-29. Формы выделения плаггиоклаза - таблитчатые и призматические зерна; нередко наблюдаются деформированные и гранулированные кристаллы. Характерной особенностью плаггиоклаза является его антипертитовое строение. Мелкие призматические вросстки калиевого полевого шпата обычно занимают не более 5-10% площади зерна плаггиоклаза.

Ромбический пироксен образует призматические или изометрические кристаллы. Состав его довольно постоянный; в Карелии железистость гиперстена составляет 37-42, в центральнокольских породах - 42-48%. Особенностью химического состава гиперстена является его высокая глиноземистость (Al_2O_3 - 3,11 вес.%) и марганцовистость (MnO - 1,54 вес.%). Моноклинный пироксен присутствует в количествах, всегда меньших, чем гиперстен; иногда он отсутствует. Представлен салитом с железистостью 40-42%. Часто моноклинный пироксен бронирует кристаллы гиперстена.

В зонах наложенного амфиболитового метаморфизма первично магматическая ассоциация кварцевых диоритов-плаггиогранитов гиперстен + плаггиоклаз ± диопсид + кварц ± калишпат замещается более низкотемпературной ассоциацией плаггиоклаз + амфибол ± биотит + кварц ± (диопсид) ± (гранат). Широкое развитие последней ассоциации в зонах амфиболитовой фации и реакционные соотношения пироксенов с амфиболом и биотитом дают основание предположить отсутствие в этом комплексе первично магматических

амфибол- и биотитсодержащих кварцевых диоритов-плагиогранитов, на что указывали Н. Г. Судовиков, Л. А. Косой, И. С. Ожинский и др.

Петрохимическая специализация комплекса кварцевых диоритов-плагиогранитов Балтийского щита определяется их принадлежностью к породам нормального ряда. Характерна бедность щелочами и резкое преобладание натрия над калием ($K_2O : Na_2O = 0,17-0,36$). В фемической части железо заметно преобладает над магнием; общая железистость колеблется в пределах 42-57 мол. %.

Анализ литературы по чарнокитоидам позволил выявить среди гранулитовых комплексов Южной Гренландии структурно-вещественный аналог рассматриваемых образований.

По данным П. Дэвиса (Dawes, 1970), в Южной Гренландии достаточно широко распространены эндербиты и гиперстеновые граниты G_1 , которые слагают поспойные тела и полосы протяженностью до нескольких километров, при мощности от нескольких метров до нескольких сотен метров. Тела гранитоидов G_1 в силу их более темного цвета образуют своеобразные „маркирующие“ горизонты. Текстуры пород как массивные, так и сланцеватые (возможно, первично полосчатые?). В структурном плане гранитоиды G_1 имеют конкордантные и субконкордантные соотношения с вмещающими гнейсами и совместно с последними участвуют в складчатых деформациях F_2 , приводящих к образованию изоклинальных мелко- и крупномасштабных складок и покровоподобных структур. Местами чарнокитоиды поспойно мигматизированы.

Гранитоиды G_1 являются древнейшими магматическими породами кислого и среднего состава. Им предшествовало лишь внедрение силлов основных и ультраосновных пород в период седиментации и вулканизма на начальных этапах развития подвижной области. Возрастное положение гранитоидов G_1 в структурно-метаморфической истории развития Южной Гренландии определяется, с одной стороны, их участием совместно с вмещающими породами в ранней складчатости F_2 и наложении на них мигматизации M_1 в условиях гранулитовой фации, а с другой — пересечением телами гиперстеновых гранитов и гранодиоритов более молодой возрастной группы G_2 (Dawes, 1970).

Таким образом, охарактеризованный комплекс гиперстеновых гранитоидов развит среди глубоко метаморфизованных (гранулитовая и амфиболитовая фации) образований кольской и беломорской серий архея Балтийского щита, а также среди гранулитовых гнейсов в Южной Гренландии. Отметим, что аналоги данных гранитоидов в пределах областей развития раннего докембрия в СССР пока неизвестны. Можно лишь предполагать, что подобные образования должны присутствовать и в других прогеосинклинальных структурах среди наиболее ранних (домигматитовых) ассоциаций плутонических пород.

Гиперстеновые кварцевые диориты-плагиограниты образуют тела, формирование которых происходило в период ранней складчатости до региональной мигматизации пород. Минеральный состав, химизм и некоторые особенности микроструктуры (в частности, антипертитовое строение плагиоклаза) дают основание отнести кварцевые диориты-плагиограниты к чарнокитоидам натровой серии, т.е. к эндербитам, и считать их наиболее древним и особым проявлением плагиогранитной формации.

Глава 8. ФОРМАЦИЯ СОСКЛАДЧАТЫХ ЧАРНОКИТ-МИГМАТИТОВ

В пределах докембрийских щитов и фундаментов древних платформ среди образований гранулитовой фации распространены породы, обладающие морфологическими особенностями типичных мигматитов и содержащие чарнокитовую минеральную ассоциацию.

Впервые в качестве самостоятельной формационной единицы мигматиты „фации гиперстеновых гнейсов“, по терминологии Д. С. Коржинского (1936), и связанные с ними чарнокиты были выделены Ю. А. Кузнецовым (1964), который рассматривает эту формацию как специфическую в областях развития архейских метаморфических толщ.

А. А. Полканов (1935), Л. П. Бондаренко (1964, 1968) и другие исследователи установили на Балтийском щите (Кольский полуостров) наличие мигматизированных в условиях гранулитовой фации пород, обнажающихся в ядрах антиклинальных структур гнейсового комплекса кольской серии (= ультраметаморфическому комплексу основания кольской серии по Л. П. Бондаренко). В пределах гранулитовой зоны они картируются в виде мигматитовых полей разной площади и реже в виде пластообразных тел. По характеру текстуры выделяются полосчатые и пятнисто-порфиробластические мигматиты, местами пятнисто-теневые мигматитоподобные породы, редко и на небольших площадях отмечаются породы с массивной текстурой (мангерит-чарнокиты по А. А. Полканову). Вопрос о генезисе описываемой группы пород решается неоднозначно. А. А. Полканов считает эти породы инъекционными мигматитами, в то время как Л. П. Бондаренко рассматривает их как возникшие в результате щелочно-кремниевое метасоматоза по породам различного состава и происхождения в условиях гранулитовой фации (метасоматическая чарнокитизация).

Области гранулитового метаморфизма на Балтийском щите являются хорошим примером развития формации чарнокит-мигматитов. Эти образования были изучены автором в северо-восточной части Гранулитового пояса (Советская Лапландия), в центральной части

Центрально-Кольского антиклинория и на Кандалакшском берегу Белого моря. Эти районы в силу широкого развития здесь чарнокит-мигматитов и исключительно хорошей обнаженности могут служить типовыми для описываемой формации чарнокитоидов.

Вмещающими чарнокит-мигматиты породами являются различные по составу орто- и парагнейсы, кристаллические сланцы основного состава с согласными (пластовыми) телами базитов, регионально метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Очень характерно отсутствие в этих породах (за редким исключением) амфиболов, равновесных с пироксенами, что дает основание относить весь комплекс пород к пироксен-гранулитовой субфации регионального метаморфизма.

Общей особенностью чарнокит-мигматитов Кольского полуострова является их приуроченность к толщам пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев. В редких случаях чарнокит-мигматиты развиваются в зонах контакта сланцев, являющихся меланосомой мигматитов, с глиноземистыми гнейсами. В этом случае происходит интенсивная ассимиляция материала глиноземистых гнейсов, и в частности граната, с образованием своеобразных гранатовых чарнокит-мигматитов. Это явление наблюдается лишь в приконтактных зонах, и с удалением от них в толщу кристаллических сланцев развиваются безгранатовые чарнокит-мигматиты.

В Центрально-Кольском антиклинории наблюдалась гранулитовая мигматизация равномернозернистых гиперстеновых плаггиогнейсов кольской серии. Лейкосома сложена средне-крупнозернистыми кварцевыми диоритами и плаггиогранитами, содержащими вновь образованные перекристаллизованные кристаллы гиперстена размером, в 2-3 раза превышающим зерна этого минерала в меланосоме.

В структурном отношении чарнокит-мигматиты слагают линейные зоны протяженностью от 20-30 м до нескольких километров при ширине выходов от нескольких метров до 5-6 км (рис. 27). Эти зоны характеризуются моноклиальным падением пород. Кристаллизационная сланцеватость и полосчатость чарнокит-мигматитов параллельны текстурам вмещающих кристаллических сланцев и гнейсов.

Необходимо подчеркнуть, что наблюдаются морфологические различия между чарнокит-мигматитами Лапландии и Кандалакшского берега, с одной стороны, и гранулитового комплекса кольской серии - с другой. Если для первых характерны гетеропослойные мигматиты с четкой прямолинейной вытянутостью полос мелансомы и лейкосомы на значительные расстояния, то чарнокит-мигматиты кольской серии имеют более сложную и разнообразную текстуру. Кроме отмеченных гетеропослойных мигматитов здесь картируются порфиробластические, теневые, ветвистые и реже брекчиевидные типы. Названные типы мигматитов свидетельствуют о том, что их формирование происходило в условиях интенсивных движений,

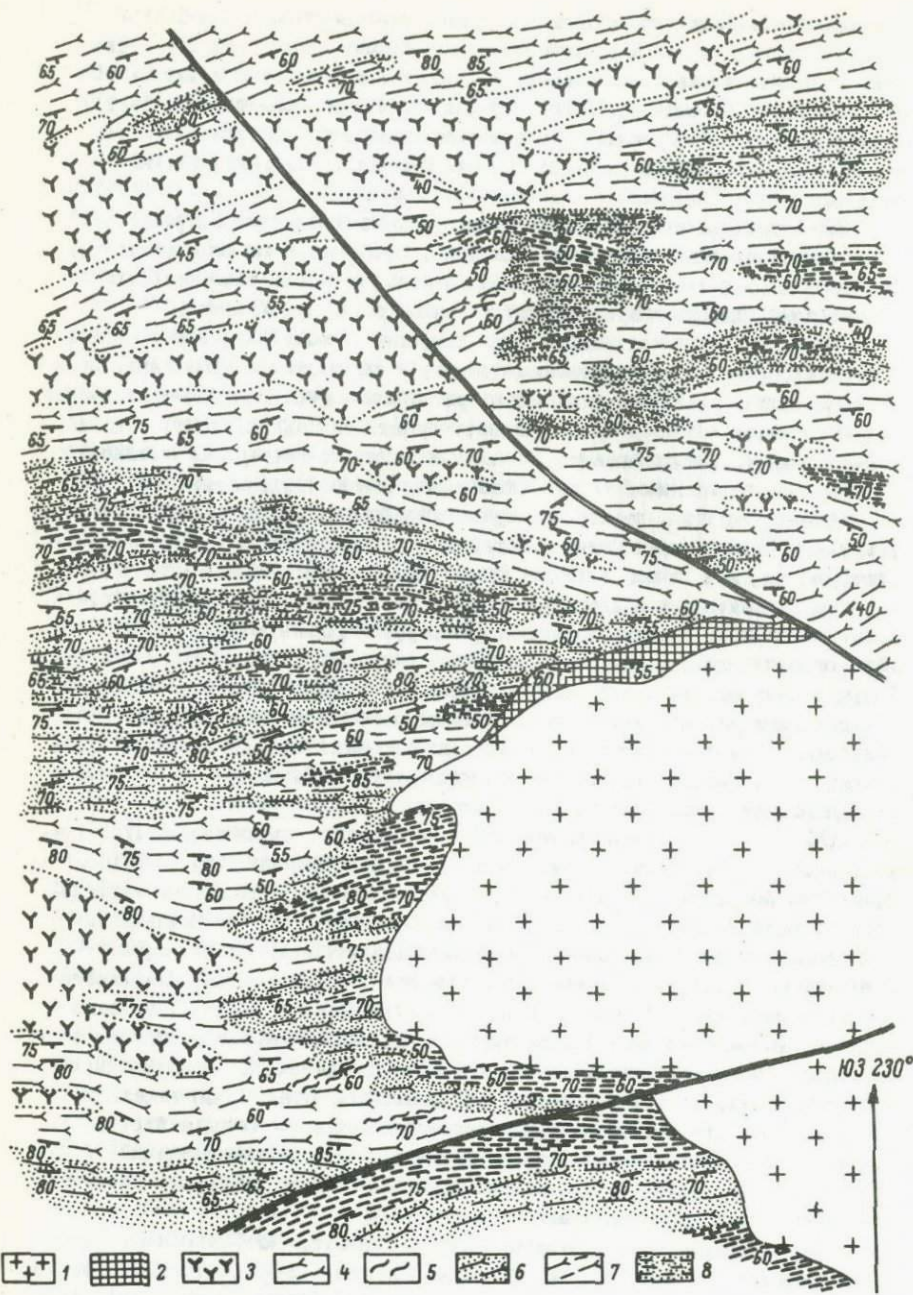
сопровождающихся складчатостью, рассланцеванием и дроблением пород. Появление мигматитов брекчиевидного типа, очевидно, связано с дроблением (раскалыванием) пород в условиях локального растяжения (Судовиков, 1964). Отсюда следует, что такие участки представляют собой зоны пониженного давления. Иными словами, понижение давления в данном случае благоприятствует процессам чарнокитообразования.












Субстратом чарнокит-мигматитов Кольского полуострова являются пироксен-плаггиоклазовые сланцы, состоящие из плаггиоклаза, ромбического и моноклинного пироксенов. В резко подчиненных количествах присутствуют кварц и бурая роговая обманка.

Процесс чарнокитизации этих сланцев в конечном итоге приводит к образованию гетерогенных пород — мигматитов. На начальных стадиях этого процесса в сланцах развиваются отдельные кристаллы или мелкие агрегаты зерен полевого шпата и кварца, всего лишь в 2–3 раза превышающие по размерам главные минералы сланцев и равномерно вдоль плоскостей сланцеватости распределенные в породе. Интенсификация процесса чарнокитизации обуславливает более четкую дифференциацию материала, что выражается в развитии порфиробластов, линзочек и жилочек существенно кварц-полевошпатового состава, ориентировка которых совпадает со структурами сланцев. Заключительные стадии процесса фиксируют формирование хорошо обособленных лейкократовых прослоев мощностью от 1–2 мм до 3–5 см, редко более. Соотношения между сланцами и вновь образованным материалом различные. Наблюдаются как „смазанные“, постепенные переходы между ними, так и резкие прямолинейные контакты. В последнем случае крупность зерна лейкосомы на контакте с меланосомой заметно увеличивается.

Образование чарнокит-мигматитов за счет пироксен-плаггиоклазовых сланцев сопровождается изменением минерального состава. При этом меняются не только количественные соотношения минералов, но и их состав. Так, состав плаггиоклаза последовательно изменяется для лапландских чарнокит-мигматитов от № 55 через № 48–45 до № 41, а для гранулитовой зоны Центрально-Кольского антиклинория — от № 47 до № 33. Крайне редко в составе лейкосомы чарнокит-мигматитов остаются реликтовые зерна первичного плаггиоклаза. Одновременно с этим появляется калиевый полевой шпат в количествах, не превышающих на начальной стадии чарнокитизации 4–5% объема породы. Формы его выделения — тонкие пленки, выполняющие интерстиции между зернами, либо антипертитовые вроски в плаггиоклазе. Реже калиевый полевой шпат образует самостоятельные кристаллы неправильных очертаний.

При чарнокитизации развивается и биотит. Особенностью его состава является крайне высокое содержание TiO_2 (5,45–5,96 вес.%), что свидетельствует о его принадлежности к биотитам гранулитовой



- 1 
- 2 
- 3 
- 4 
- 5 
- 6 
- 7 
- 8 
- 9 
- 10 
- 11 

фации метаморфизма. Необходимо отметить, что железистость биотита (45–52 мол.%) практически равна железистости гиперстена. Это обстоятельство, отмечаемое многими исследователями (Костюк, 1955; Коржинский, 1962, и др.), указывает на их равновесные соотношения. Кроме того, как отмечает Д. С. Коржинский, железистость равновесного с гиперстеном биотита в кварцсодержащих чарнокитовых породах не опускается ниже 40%, так как при понижении температуры равновесие этих минералов нарушается и образуется более магнезиальный биотит, вплоть до флогопита.

Общая тенденция развития в чарнокит-мигматитах салических компонентов подчеркивается существенным увеличением содержания в них кварца. Если в кристаллических сланцах этот минерал почти полностью отсутствует, то при чарнокитизации его количество постепенно возрастает до 18–20%.

Роль железо-магнезиальных компонентов в процессе чарнокитизации кристаллических сланцев заметно снижается. Содержание ромбического пироксена в чарнокит-мигматитах уменьшается по сравнению со сланцами более чем в 10 раз. Гиперстен перекристаллизовывается с образованием более крупных призматических кристаллов с неровными бластическими гранями, с более интенсивным плеохроизмом, повышается его железистость и уменьшается глиноземистость (содержание Al_2O_3 падает с 2,40 до 1,10 вес. %). Вновь образованный гиперстен обнаруживает плоскопараллельную ориентировку зерен, что указывает на наличие дифференциальных движений в процессе формирования чарнокит-мигматитов.

Моноклинный пироксен – один из главных породообразующих минералов кристаллических сланцев – практически отсутствует в чарнокит-мигматитах. Он отмечается лишь в единичных зернах в шлифах. По всей вероятности, освобождающийся при исчезновении моноклинного пироксена кальций частично идет на образование плагиоклаза, содержание которого в чарнокит-мигматитах увеличивается вдвое, и граната.

Рис. 27. Чарнокит-мигматиты Балтийского щита, район Нот-озера на Кольском полуострове.

1 – лейкократовые поздние граниты; 2 – контактовоизмененные гранитами сланцы. Комплекс чарнокит-мигматитов; 3 – массивные кварцевые диориты (эндербиты); 4 – темновые чарнокит-мигматиты; 5 – тонкопослойные чарнокит-мигматиты; 6 – интенсивно чарнокитизированные кристаллические сланцы; 7 – чарнокитизированные сланцы; 8 – слабо чарнокитизированные сланцы; 9 – дву-пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы; 10 – разломы, 11 – сланцеватость.

Очень своеобразно при чарнокитизации развивается гранат. Собственно гранатовые чарнокит-мигматиты, как уже отмечалось, приурочены к контактам кристаллических сланцев с высокоглиноземистыми гнейсами кольской серии. Это теньевые мигматиты с реликтовой сланцеватостью, содержащие крупные додекаэдрические кристаллы граната в количестве до 15–20%. Модальный состав граната из чарнокит-мигматитов качественно отличается от такового из глиноземистых гнейсов. По сравнению с гранатом из гранат-кордиерит-силлиманитовых гнейсов в гранате из чарнокит-мигматитов при примерно равных содержаниях гроссуляра и спессартина отмечается значительно повышенное количество железистых компонентов и соответственно пониженная магниальность.

Химическая направленность процесса чарнокитизации определяется резким возрастанием в чарнокит-мигматитах силикатных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O) и уменьшением содержания FeO , Fe_2O_3 , MnO , MgO и CaO . Расчет баланса вещества при чарнокитизации сланцев по атомно-объемному методу В. А. Рудника выявляет определенные закономерности поведения элементов при этом процессе. Такие элементы, как Si и K , равномерно и последовательно привносятся на протяжении всего процесса, точно так же как равномерно происходит вынос железа и марганца. Привнос Al и Na осуществляется главным образом лишь на начальных стадиях чарнокитизации, и впоследствии эти элементы обнаруживают тенденцию к выносу в значительных количествах, но в явно меньших, чем начальный привнос. Основная часть магния и кальция выносятся в начале процесса, а в дальнейшем их вынос незначителен. Все возрастающая активность Si и щелочей (при последовательной смене натрия калием) свидетельствует о том, что процесс по химизму отвечает щелочно-кремниевому метасоматозу. Учитывая, что он происходит в pT условиях гранулитовой фации, мы можем рассматривать подобную чарнокитизацию как частное проявление процесса гранитизации в условиях гранулитовой фации.

Особый тип чарнокитовых пород среди гранулитов Лапландии представляют генетически связанные с чарнокит-мигматитами сравнительно небольшие тела массивных гиперстеновых кварцевых диоритов – гранодиоритов, обнаруживающих признаки интрузивных образований. Они формируют разветвленные жилы мощностью от нескольких сантиметров до 100–150 м при протяженности до 1–2 км, реже – изометричные мелкие массивы до 500–600 м в поперечнике. И те, и другие тела имеют двойные контакты с вмещающими сланцами. С одной стороны, наблюдаются постепенные переходы от сланцев к массивным гранитоидам. В зоне контакта в сланцах постепенно исчезает сланцеватость и происходит их обогащение кварц-полевошпатовым материалом. С другой стороны, отчетливо

наблюдаются эруптивные соотношения между двумя типами пород. В этом случае линия контакта между ними резко срезает структуры кристаллических сланцев. Очень часто их ксенолиты содержатся в гиперстеновых кварцевых диоритах. Закономерной ориентировки ксенолитов не наблюдается.

В гранулитовых зонах Центрально-Кольского антиклинория и Кандалакшского берега гиперстенсодержащие породы с массивной текстурой, аналогичные вышеописанным, имеют крайне ограниченное развитие. Морфологически они выражены здесь маломощными (до 20–30 см) согласно секущими жилами.

По минеральному составу массивные породы отвечают биотит-гиперстеновым кварцевым диоритам и реже граудиоритам и включают гиперстен ($F = 50$ мол.%), биотит ($F = 46$ мол.%), плагиоклаз № 36, кварц, калиевый полевой шпат. Структура гиллидоморфнозернистая и диоритовая. Характерной чертой массивных чарнокитоидов является антипертитовое строение плагиоклаза. Калиевый полевой шпат не образует самостоятельных кристаллов.

По химизму биотит-гиперстеновые кварцевые диориты и граудиориты соответствуют стандартному составу пород этой группы и характеризуются принадлежностью к нормальным ассоциациям, доминирующей ролью натрия среди щелочей и примерно равным содержанием железа и магния.

Описываемая формация чарнокит-мигматитов типична для большинства раннедокембрийских регионов.

В Шарыжалгайском выступе архейского фундамента Сибирской платформы (глава 3) чарнокит-мигматиты описаны И. Н. Крыловым (1970) и В. С. Шкодзинским (1970). И. Н. Крылов выделяет три формы развития чарнокитов: а) жильный материал брекчиевидных мигматитов, б) пластовые тела мощностью до нескольких десятков метров и в) сложная сеть жил, пятен, отдельных обособлений с многочисленными включениями метаморфических пород. Формирование чарнокит-мигматитов связано с крупными пологими тектоническими структурами раннего, гранулитового этапа развития региона. Структурами, которые в этот период контролировали развитие процессов чарнокитизации, были многочисленные зоны преимущественно межслоевых разломов. Образование чарнокит-мигматитов происходило в результате метасоматического преобразования вмещающих кристаллических сланцев основного состава. В процессе формирования брекчиевидных мигматитов И. Н. Крылов выделяет три стадии: а) образование зон расколов, б) гранитизация по этим зонам пород субстрата и в) деформации, обусловившие „обтекание“ жильным материалом блоков субстрата.

В пределах Ангаро-Канской части Енисейского кряжа чарнокит-мигматиты впервые были выделены Ю. А. Кузнецовым (1941) в составе канского метаморфического комплекса. По нашим данным,

чарнокит-мигматиты залегают среди кристаллических сланцев, кислых гранулитов, гиперстеновых и гранатовых (с кордиеритом, силлиманитом, шпинелью) гнейсов атамановской и кузеевской толщ канского комплекса. Наибольшим развитием они пользуются в бассейне р. Кана (среднее течение), в центральной части Енисейского кряжа (бассейны рек Бол. и Мал. Кузеева, Веснина, Немкина) и в районе Казачинского порога на р. Енисее.

Чарнокит-мигматиты представлены несколькими морфологическими типами: порфиробластическими, ветвистыми, сетчатыми, послойными (от тонко- до грубопослойных) и тeneвыми. Последние известны в литературе под названием чарнокитов богунаевского типа (Кузнецов, 1941). Исходными породами для чарнокит-мигматитов являются пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы (с гранатом или без него) и раже пироксеновые плагиогнейсы. Состав лейкосомы варьирует от гиперстеновых кварцевых диоритов до плагиогранитов. Иногда в составе лейкосомы присутствует гранат, который характерен главным образом для тeneвых мигматитов („богунитов“ по Ю. А. Кузнецову).

Формирование чарнокит-мигматитов связано со складчатыми деформациями гранулитовой фации, приведшими к образованию сильно сжатых изоклинальных складок.

Широкое развитие чарнокит-мигматитов отмечается и для архейских образований Алданского щита. Здесь, по данным М. Д. Крыловой и др. (1972) и В. Л. Дука, чарнокит-мигматиты являются соскладчатыми образованиями, синхронными с формированием ранних структур общего смятия. Они представлены послойным и ветвистым морфологическими типами с сильно варьирующей мощностью прослоев меланосомы и лейкосомы. М. Д. Крылова отмечает тесную связь составов вновь образованного материала и исходных пород, которые представлены разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами гранулитовой фации регионального метаморфизма. В кристаллических сланцах лейкосомой являются гиперстеновые диориты, кварцевые диориты и плагиограниты, а в гнейсах — нормальные гиперстеновые граниты.

Образование чарнокит-мигматитов приурочено к периоду региональной мигматизации, одновременно с которой шли процессы палингенного плавления. Однако, как отмечает М. Д. Крылова, часть чарнокит-мигматитов формируется и на заключительных этапах складчатости. В этом случае лейкосома выполняет трещины растяжения, которые ориентированы под углом к структурам вмещающих их кристаллических сланцев и гнейсов. Эти образования являются неотъемлемой частью чарнокит-мигматитового комплекса и в том или ином объеме имеют повсеместное развитие в областях гранулитовой фации. Более детально они были описаны выше для гранулитовых зон Кольского полуострова.

В северо-западной части Олекмо-Витимского нагорья складчатые чарнокит-мигматиты (чарнокито-гнейсы) описаны А.Н. Нееловым и И.С. Седовой (Крылова и др., 1972) в составе нижнеархейского каларского комплекса. Чарнокит-мигматиты образуют серии пластовых тел мощностью от 1 до 6 км, ориентировка кристаллизационной сланцеватости в которых и реликтовая полосчатость совпадают со структурами вмещающих пород. Отнесение чарнокит-мигматитов к складчатым образованиям основывается на их структурных соотношениях с гнейсами и сланцами и совместном участии в складчатости, одновременной с региональным метаморфизмом гранулитовой фации.

Заканчивая описание типовых примеров формации чарнокит-мигматитов, укажем, что данные образования выделяются среди гранулитовых образований Украинского кристаллического массива, на Анабарском щите (Рабкин, 1959; Каденский, 1961) и в пределах Становой складчатой области. За рубежом чарнокит-мигматиты известны в Индии, Австралии, Южной Гренландии и на Цейлоне.

Генетическая природа чарнокит-мигматитов определяется совокупностью нескольких ультраметагенных процессов, тесно взаимосвязанных. Ведущая роль среди них принадлежит щелочно-кремниевому метасоматозу. Преобразование исходных пород происходило в результате собирательной перекристаллизации минералов при привносе в породу Si , Al , Na и K и выносе Fe , Mg и Ca . Минералогически это выражается в образовании значительных количеств кварца, калиевого полевого шпата и деаортизации плагиоклаза. Одновременно содержание железо-магнезиальных минералов приближается к гранитоидному. Явления метаморфической дифференциации обусловили формирование мигматитовой полосчатости с отчетливым обособлением прослоев мелансомы и лейкосомы. Щелочно-кремниевый метасоматоз происходил в pT условиях гранулитовой фации, что подтверждается устойчивостью гиперстена в чарнокит-мигматитах и отсутствием реакционных соотношений между этим минералом и вновь образованным биотитом.

Меньшую роль в процессе образования чарнокит-мигматитов играет частичное плавление исходных пород. Большинство исследователей придерживается мнения, что гранулитовый метаморфизм происходит в условиях низкого содержания воды, на относительно глубоких уровнях земной коры, в зоне дегидратации. Нехватка воды при высокой температуре не способствует появлению больших объемов анатектического расплава в отличие от условий амфиболитовой фации. Именно поэтому анатектические гиперстеневые гранитоиды встречаются среди областей развития пород гранулитовой фации редко и в виде небольших тел, жил и прослоев. Описанные выше гиперстеневые гранитоиды с массивной текстурой часто имеют секущие контакты с вмещающими породами и содержат их ксенолиты, что позволяет предполагать кристаллизацию этих пород

из расплава и его перемещение. Однако такое перемещение расплава, по всей вероятности, было незначительным, и он кристаллизовался практически на месте своего рождения. Косвенно на это указывает близкий состав ромбического пироксена из массивных гранитоидов и исходных пород, который, очевидно, может рассматриваться как реликтовый (более тугоплавкий) минерал, попавший в выплавившуюся наиболее низкотемпературную котектоидную кварц-полевошпатовую смесь.

Резюмируя вышеизложенное, можно сказать, что чарнокит-мигматиты являются неотъемлемой составной частью областей развития глубоко метаморфизованных пород и встречаются почти во всех докембрийских регионах как СССР, так и за рубежом. Они приурочены к породам гранулитовой фации метаморфизма и связаны своим происхождением с высокотемпературными ультра-метагенными процессами.

Глава 9. НЕКОТОРЫЕ СТРУКТУРНЫЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧАРНОКИТ-МИГМАТИТОВ И АЛЯСКИТОВ

Примеры метаморфид гранулитовой фации всех только что перечисленных регионов показывают, что наиболее ранние гранитоидные образования их представлены чарнокитами, которые во времени сменяются породами аляскитового типа.

На Алданском щите, по данным В. Л. Дука (Дук и др., 1974; см. также табл. 7), чарнокитовые ассоциации в рамках каждого из двух-трех деформационных циклов сопряжены с ранними изоклинальными структурами общего смятия, а аляскиты одновременны или с куполообразующими деформациями, или с блоковыми движениями, или с поздними зонами расслаивания, сопровождаемыми ретро-морфическими изменениями гранулитовых ассоциаций.

Сходная структурная характеристика ряда складчатый чарнокит-позднескладчатый аляскит отмечается в раннем архее Анабарского щита, в фундаменте Русской плиты, в археидах Восточно-Саянской и Байкальской складчатых областей и в Сангиленском среднем массиве (табл. 6, 8, 10, 12, 13).

Хороший пример структурного разделения плутонических образований раннего докембрия Гренландии показал П. Дэвис (Dawes, 1970). В метаморфиде гранулитовой фации им выделены раннескладчатые эндербиты и чарнокиты, складчатые (одновременные с деформациями изоклинального типа) чарнокиты и чарнокит-мигматиты, позднескладчатые чарнокиты (преимущественно в обособленных телах, одновременных с образованием „открытых“ складок) и поздне-

складчатые аляскиты (до деформаций, сопряженных с будинажем и дайками базитов).

Структурные наблюдения в этих регионах хорошо согласуются с анализом метаморфических явлений. На Алданском и Анабарском щитах и в Грелландии чарнокитовые ассоциации всегда изофациальны с метаморфидами гранулитовой фации, а аляскиты, как и многие другие позднескладчатые гранитоиды, сопряжены в своем развитии с зонами регрессивных метаморфид. В связи с этим для последовательности чарнокит-аляскит можно наметить место и в общем тектоническом цикле: чарнокит-мигматитовые ассоциации, одновременные с формированием всего структурно-метаморфического комплекса, сменяются в регрессивную стадию, видимо в стадию инверсии, аляскитовыми ассоциациями.

Составы чарнокит-мигматитов и аляскитов можно попытаться рассмотреть с петрогенетических позиций на основе четверной системы кварц-альбит-анортит-ортоклаз. Возможная диаграмма, приблизительно учитывающая соотношения этих двух факторов, может быть составлена из элементов вышерассмотренной системы (для $\rho_{\text{общ}} = \rho_{\text{H}_2\text{O}}$) и из данных В.Луса (Luth, 1969), интерпретирующих результаты экспериментального изучения сухих систем при различных величинах $\rho_{\text{общ}}$. Можно с большой долей уверенности полагать, что действия этих двух факторов по отдельности различны: увеличение $\rho_{\text{H}_2\text{O}} = \rho_{\text{общ}}$ приводит к обогащению инициального расплава „альбитом“ и обеднению „кварцем“, а $\rho_{\text{общ}}$ в сухих системах способствует обогащенности инициальных расплавов „ортоклазом“ и также обеднению „кварцем“. Между прочим, первая тенденция намечается и в работах, посвященных гидротермальному ионному обмену в системах полевые шпаты-водный раствор (Шинкарев, 1970).

Соответственно можно думать, что в естественных геологических условиях увеличение доли парциального давления $\rho_{\text{H}_2\text{O}}$ в общем балансе давления ($\rho_{\text{общ}}$) должно приводить к обогащению инициальных анатектитов натриевым компонентом, а понижение его доли — к обогащению калиевым компонентом. Эти тенденции намечены на составленной нами диаграмме (рис.28). В условиях гранулитовой фации составы возможных инициальных анатектитов должны располагаться на проекции между линиями 2, соответствующими 5 и 10 кб, в правой части, так как нужно предполагать, что в этих условиях $\rho_{\text{H}_2\text{O}}$ было менее $0,3 \rho_{\text{общ}}$ (Добрецов и др., 1970). Соответственно в амфиболитовой фации составы инициальных анатектитов должны занимать центральную часть или даже быть смещенными влево. На две другие проекции нам удалось нанести лишь области котектических (эвтектических) расплавов в условиях меняющейся величины $\rho_{\text{H}_2\text{O}}$, но при $\rho_{\text{H}_2\text{O}} = \rho_{\text{общ}}$.

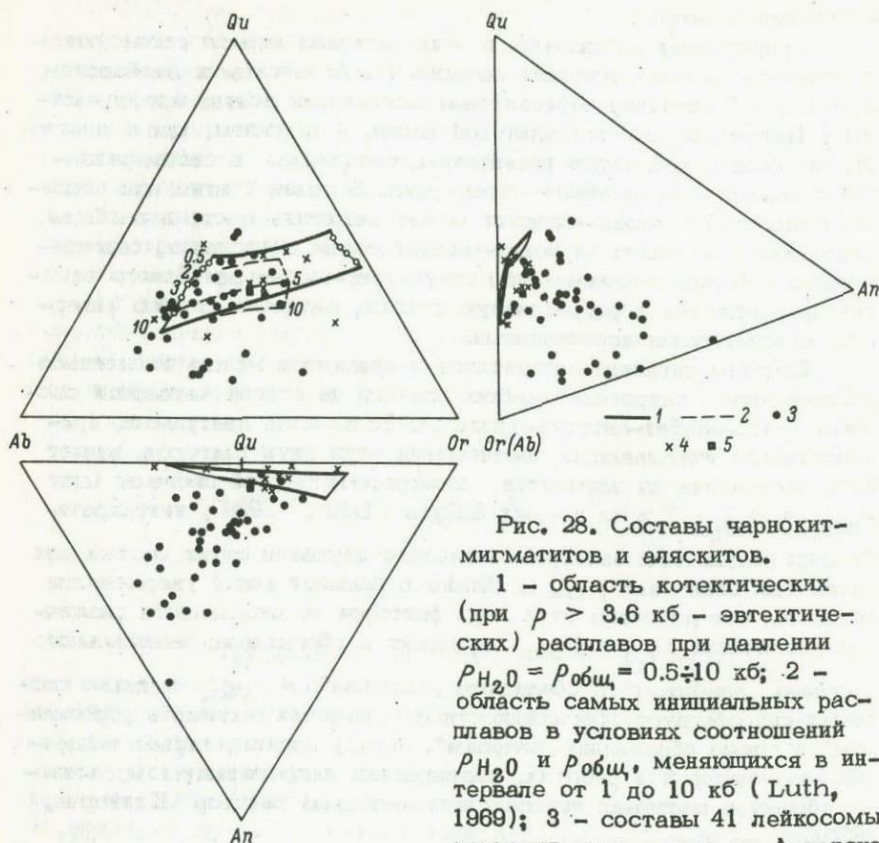


Рис. 28. Составы чарнокит-мигматитов и аляскитов.

1 - область котектических (при $p > 3,6$ кб - эвтектических) расплавов при давлении $P_{H_2O} = P_{общ} = 0,5 \div 10$ кб; 2 - область самых инициальных расплавов в условиях соотношений P_{H_2O} и $P_{общ}$, меняющихся в интервале от 1 до 10 кб (Luth, 1969); 3 - составы 41 лейкосомы чарнокит-мигматитов из Алданского шита, Каларской клыбы Забайкалья, Шарыжалгайского выступа

Восточного Саяна (Крылова и др., 1972), Канской структуры Енисейского края (Кузнецов, 1941), гранулитов Кольского полуострова (данные В. М. Шемякина); 4 - составы аляскитов Алданского шита (Судовиков и др., 1962); 5 - средний состав аляскитов Алданского шита (Коллус, 1969).

На все эти проекции нанесены составы лейкосом чарнокит-мигматитов из разных структур и составы аляскитов Алданского шита (рис. 28). Из 41 проанализированной лейкосомы чарнокит-

мигматитов лишь несколько лежит в области возможных инициальных анатектитов. Это в основном позднескладчатые чарнокиты Енисейского кряжа, для которых Ю. А. Кузнецов (1941) также устанавливал анатектитовую природу (так называемые кузнецовиты). Большинство же чарнокит-мигматитов по химизму не являются анхизвтектическими, а потому, скорее всего, и не анатектические. Это подтверждается и особым анализом химизма меланосом-лейкосом этих пород (рис. 29), о методике которого говорится в следующей главе. Направления изменения химизма только двух пар (1 и 4) соответствуют направлениям возможного анатектического процесса. К сходным выводам мы пришли и при рассмотрении чарнокит-мигматитов Восточного Саяна (глава 3, рис. 17).

Иные выводы можно сделать по аляскитовым образованиям, ассоциирующим с гранулитовыми и чарнокитовыми комплексами. Большинство проанализированных аляскитов Алданского щита являются анхизвтектическими по составу (рис. 28). Больше того, точки их составов тяготеют к области возможных инициальных расплавов в условиях пониженного парциального давления воды в балансе высокого общего давления. Поэтому можно предположить, что такие анхизвтектические субщелочные и щелочные существенно калиевые аляскинты являются продуктами анатектических инициальных расплавов гранулитового уровня образования. Завершая процессы глубинного ультраметагенеза, эти расплавы могли перемещаться и формировать многочисленные позднескладчатые субавтохтонные и даже аллохтонные мелкие тела и жилы. Это не исключает, конечно, и возможностей метасоматического образования некоторых „аляскитов“, особенно обогащенных кварцем и (или) альбитом.

Глава 10. РЯД МИГМАТИТ-ГРАНИТОВ, ГРАНИТОВ, ПЕГМАТИТОВ И ПРОВЕРКА АНАТЕКТИТОВОЙ МОДЕЛИ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Комплексы ~~с~~ складчатых мигматит-гранитов и генетически связанных с ними гранитов и пегматитов широко распространены в ареальных метаморфидах амфиболитовой фации. Это архейские мигматит-граниты Беломорского массива, архейских блоков фундамента Русской плиты, архейского фундамента карельских прогибов Кольского полуострова и Карелии, а также архейд Украинского щита.

Их структурные и вещественные особенности, морфологические и генетические типы, связь с метаморфизмом, ультраметаморфизмом, гранитообразованием и другими процессами глубинных зон подробно

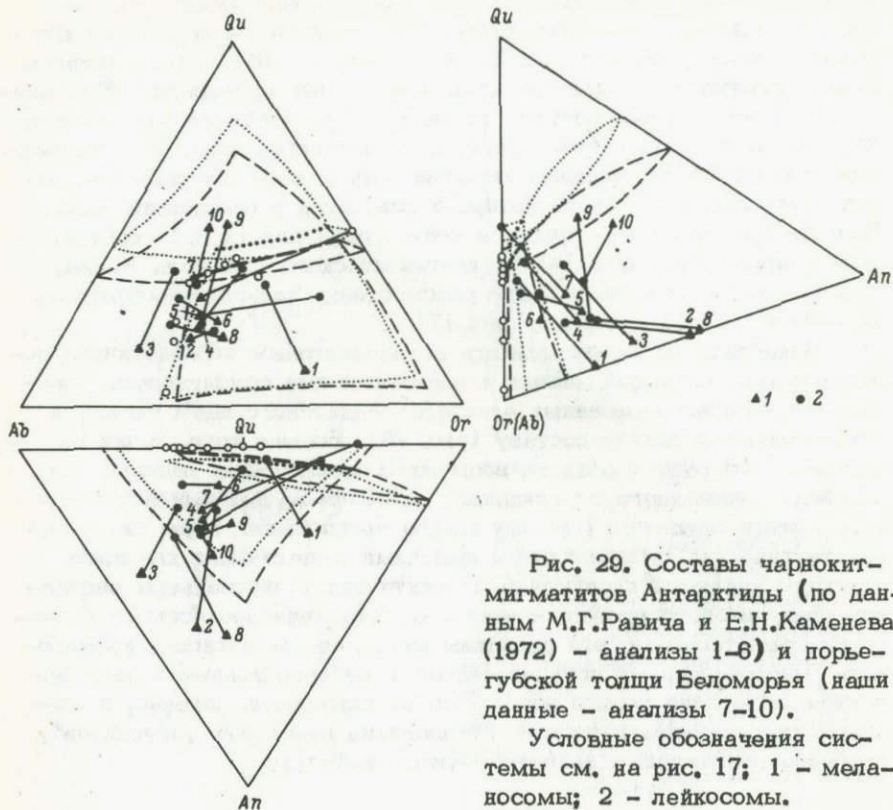


Рис. 29. Составы чарнокит-мигматитов Антарктиды (по данным М.Г.Равича и Е.Н.Каменева (1972) – анализы 1-6) и порьегубской толщи Беломорья (наши данные – анализы 7-10).

Условные обозначения системы см. на рис. 17; 1 – меланосомы; 2 – лейкосомы.

описаны в работах А. А. Полканова (1935), Н. Г. Судовикова (1964), К. А. Шуркина (1957, 1962), Ю. Ир.Половинкиной, в книге „Граниты Кольского полуострова и Карелии“ (1963) и др. Описание этой формации – мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов – приводится в работе Ю. А. Кузнецова (1964). Наиболее полная последняя сводка по мигматитам дана К. Менертом (1971), хотя нужно отметить, что формационного разделения мигматитов этот автор не производит и описывает, например, вместе мигматиты монофациальных (ареальных) и высоко градиентных зонально метаморфизованных комплексов.

Характерной особенностью регионального метаморфизма и ультраметаморфизма прогеосинклинальных образований является однородность их проявления на огромных площадях и глубинах. Так, многие комплексы архея фундамента Русской плиты и щитов повсеместно ультраметаморфизованы в условиях фации альмандиновых амфиболитов, как это было первоначально установлено на Беломорском массиве.

Можно полагать, что этот региональный метаморфизм и ультраметаморфизм беломорского типа является первичным (Шуркин и др., 1962), хотя в последнее время и делаются попытки рассматривать его раннепротерозойским, вторичным, наложенным на архейский гранулитовый метаморфизм (Стенарь, Володичев, 1970). Ассоциации гранулитовой фации в Беломорском массиве имеют неяркое выражение и ограниченное развитие, не слагают самостоятельного структурно-метаморфического комплекса и на современном уровне знания могут считаться составной частью единого структурно-метаморфического комплекса, преимущественно амфиболитовой фации. Во всяком случае даже по южному краю Кольского полуострова образования амфиболитовой (беломорская толща) и гранулитовой (порьегубская толща) фаций являются скорее разновозрастными (архейскими), и диафориты амфиболитовой фации в гранулитовой имеют только локальное, а не региональное развитие.

Можно считать, что особенности прогеосинклинального метаморфизма и ультраметаморфизма: прямая зависимость величин T и P , устойчивость высокого теплового режима, отсутствие существенных термальных аномалий (Кратц, Глебовицкий, 1971) — в полной мере присущи монофациальным ареальным комплексам беломорского типа и отличают их от зонально метаморфизованных комплексов протогеосинклинальных структур (например, карелид).

В настоящее время предлагается несколько возможных путей образования мигматитов: магматический (артеритовый, инъекционный тип), метасоматический, метаморфический (перекристаллизация — трептоморфизм, Dietrich, 1963, и метаморфическая дифференциация) и анатектический (венитовый тип). Все эти пути при соответствующих условиях могут реализоваться в земной коре, а совместное или последовательное проявление их (или некоторых из них) может приводить к образованию ультраметагенных комплексов и ассоциаций. При этом чистые генетические типы мигматитов, подобные описанным в сводке К. Менерта (1971), вероятно, встречаются гораздо реже, чем продукты совокупности процессов ультраметагенеза.

Способ выявления существенно анатектитовой природы некоторых мигматитов с помощью экспериментально изученной четверной гранитной системы сводится к сравнению направления изменения химизма от палеосомы к неосоме с теоретически возможными или

экспериментально установленными направлениями (трендами) выплавления. Такой способ применялся Г. Платеном (1967), но на основе отдельных проекций на плоскость кварц-альбит-ортоклаз. Представляется, что развертки тетраэдра дают большие возможности для такого анализа.

Пути кристаллизации и плавления показывают (глава 2, последний раздел), что в случае анатектического происхождения гранитоида точка его состава должна быть во всех случаях ближе к низкотемпературным областям котектик, чем состав исходной породы. Для исходных пород кварцевого объема все анатектитовые выплавки будут относительно обеднены нормативным кварцем, для исходных пород двух других объемов — обогащены им. Выплавки из всех объемов, кроме ортоклазового, должны быть обогащены нормативным ортоклазом, при этом чем меньше в исходной породе Ab/An , тем более ортоклазовыми должны быть инициальные расплавы („анортитовый эффект“). Чем больше отличается состав исходной породы (при прочих равных условиях) от составов, лежащих на котектической линии, тем меньше должно быть лейкосомы.

Инициальные анатектиты из пород, соответствующих по составу объему несмесимости гранитной системы, должны быть близки составам тройной котектической линии, а из пород объема смесимости, бедных анортитом, должны приближаться к составу самой низкотемпературной точки M системы. При более высокой степени анатексиса (метатексису по Менерту (1971)) расплавы, образованные из пород, состав которых попадает в объем одного из нормативных минералов, будут приурочены к котектическим поверхностям и лишь при расплавлении, близком к полному (диатексису), будут близки исходному составу.

Все перечисленные признаки являются определяющими при установлении анатектитовой природы мигматитов и служат основой изложенного ниже анализа естественных ассоциаций.

Поскольку для амфиболитовой фации метаморфизма и ультраметаморфизма принято считать $\rho_{H_2O} = 2:4 \text{ кб} > 0.3 \rho_{\text{общ}}$ (Добрецов и др., 1969; Винклер, 1969; Менерт, 1971), эти условия выбраны для приводимых ниже диаграмм. К сожалению, о влиянии $\rho_{\text{общ}}$, так же как и о влиянии парциальных давлений H_2 , H_2S и других факторов, можно судить лишь очень приближенно. Однако некоторые качественные преобразования исходных диаграмм, направленность которых обсуждалась в предыдущей главе, следует иметь в виду.

Мигматиты беломорского комплекса. В условиях ультраметаморфизма амфиболитовой фации все породы беломорского комплекса в той или иной степени мигматизированы. В связи с этим необходимый для трендового анализа состав исходных пород нельзя определить непосредственно, но он может быть рассчитан по составу лейкосомы и меланосомы.

На островах Кандалакшского залива Белого моря были отобраны из мигматитов разного состава пробы лейкосомы и меланосомы, характеризующие разные породы беломорского комплекса: эпидото-биотитовые гнейсы, биотитовые плагиогнейсы, кианит-гранат-биотитовые и кордиерит-гранат-биотитовые плагиогнейсы, биотит-амфиболовые гнейсы, двуслюдяные гнейсы, существенно микроклиновые гранито-гнейсы. Отбирались преимущественно такие разновидности мигматитов, для которых сама форма распределения позволяла предполагать местную сегрегацию материала лейкосомы (сегрегация в форме тонко чередующихся слоев и линз). В ряде обнажений производился детальный подсчет количества лейкосомы и меланосомы, рассчитывался „состав исходной породы“. Таким образом получались данные для наиболее корректного трендового анализа. Но нами использованы и четыре парных химических анализа К. А. Шуркина (1962). Здесь мы, как и в некоторых других случаях, не могли рассчитать „состав исходной породы“, а использовали тренды меланосомы-лейкосомы.

Из парных проб лейкосом и меланосом в семи случаях отмечалось увеличение содержания K_2O в лейкосоме. В некоторых мигматитах этой группы меланосома представлена плагиогнейсами или гнейсами с заметно меньшим содержанием микроклина, чем в лейкосоме. По данным Г. Винклера (1969), возможным источником обогащения выплавки калием в таких случаях могут быть продукты реакций разложения мусковита и биотита (преимущественно железистого).

На рис. 30 показаны возможные анатектит-мигматиты Беломорья, составы которых соответствуют критериям анатексиса. Их лейкосомы располагаются гораздо ближе к тройной котектике, чем исходные породы, и они приурочены к одной из котектических поверхностей вблизи тройной линии, что и предполагалось наиболее вероятным для метатектитов.

Многие из исследованных нами мигматитов не могут быть отнесены к анатектитам (рис. 31), поскольку при переходе от палеоили меланосомы к лейкосоме в них не выдерживается основное направление изменения составов пород при плавлении: породы неквадрцевого объема должны иметь выплавки, более богатые кварцем. К тому же обогащенность микроклином большинства лейкосом этих проб настолько большая, что их тренды через котектическую поверхность „переходят“ в другой объем (ортоклазовый), что невозможно объяснить с позиций равновесного анатексиса. На диаграммах хорошо видна направленность процесса обогащения калиевым компонентом, не соответствующая путям плавления системы. Последнее особенно характерно для пробы 13, где в двуслюдяных гнейсах имеются разнообразные лейкосомы (на рисунке — три). Неоднородность их состава выражена в том, что центральная зона линзовидного

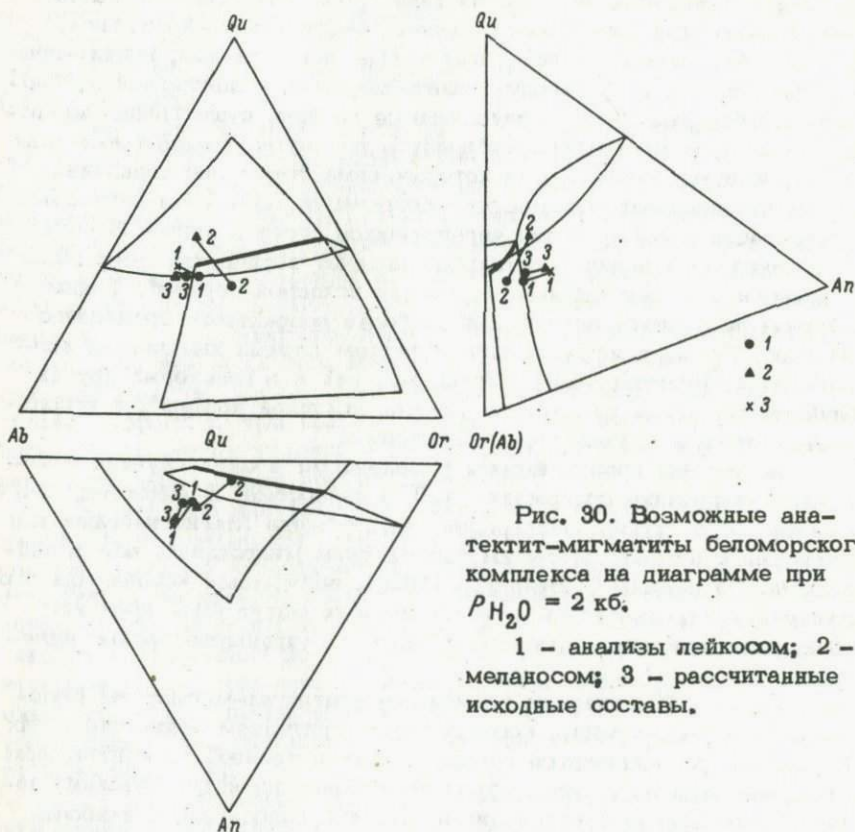


Рис. 30. Возможные ана-
тектит-мигматиты беломорского
комплекса на диаграмме при
 $P_{H_2O} = 2$ кб.

1 — анализы лейкосом; 2 —
меланосом; 3 — рассчитанные
исходные составы.

обособления в них представляет собой почти мономинеральную микроклиновую породу.

Мы хотели бы особенно подчеркнуть тот факт, что все изученные беломорские гнейсы обеднены нормативным микроклином и кварцем, все они приурочены к ограниченному участку плагиоклазового объема. Это трудно объяснить с позиций регионального щелочно-кремнистого метасоматоза, признаваемого многими исследователями. Мы склонны считать, что описанные метасоматит-мигматиты (лейкосомы) являются продуктами своеобразной метаморфической геохимической дифференциации, происходящей в локальных объемах.

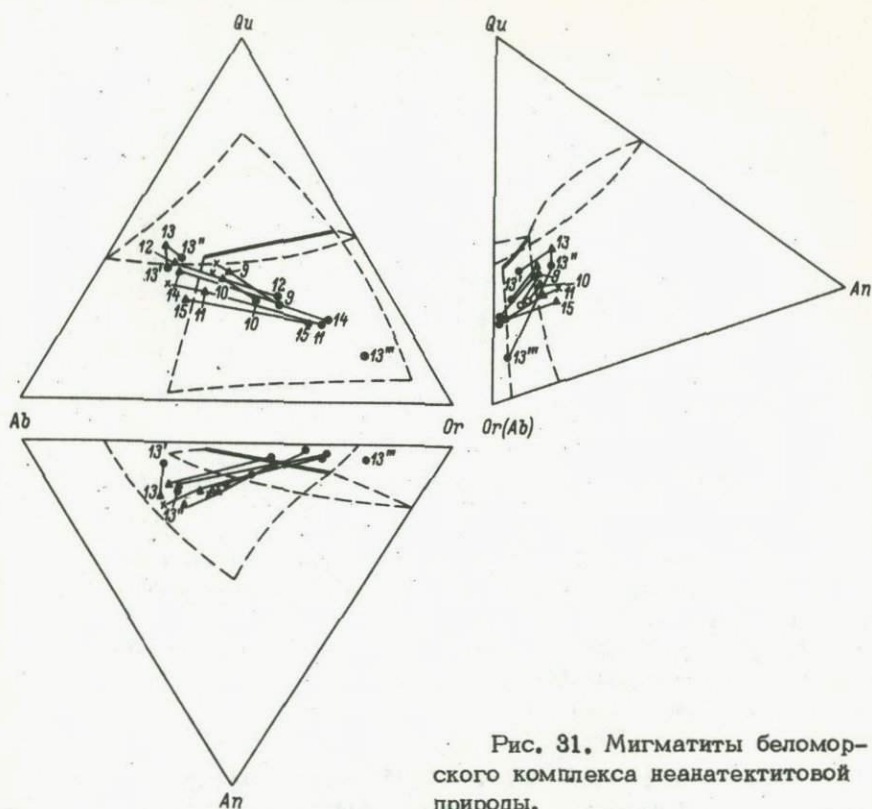


Рис. 31. Мигматиты беломорского комплекса неанатектитовой природы.

Для пяти пар проб беломорских мигматитов характерно отсутствие микроклина как в меланосоме, так и в лейкосоме. При этом содержание K_2O в лейкосоме не превышает содержания его в меланосоме. Эта особенность составов лейкосом, вероятно, свидетельствует о том, что биотиты не являлись „поставщиками“ калия и оставались устойчивыми в существовавших условиях. Примеры подобных процессов, как геологические, так и экспериментальные, также описаны Г. Винклером (1969). Поскольку калийсодержащие минералы в подобных мигматитах должны быть исключены из рассмотрения, для анализа составов мы предлагаем пользоваться системой кварц-альбит-анортит (вода).

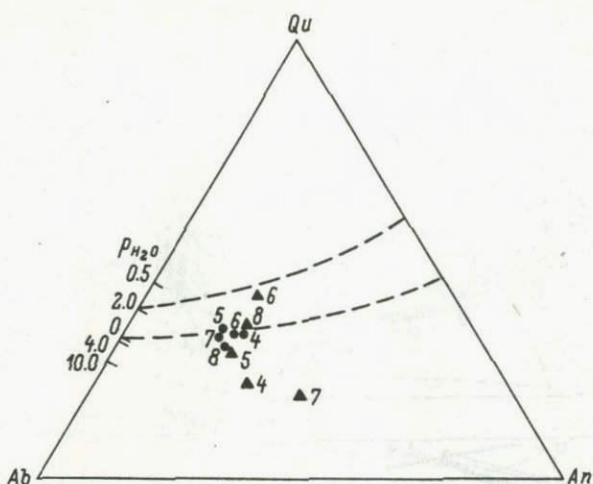


Рис. 32. Плагиомигматиты беломорского комплекса на схематической диаграмме кварц-альбит-анортит.

Лейкосомы 7 – возможный анатектит; остальные – вероятные неанатектиты.

Положение составов парных проб плагиогранитоидных мигматитов (за исключением 7 и 8) на приблизительной диаграмме тройной системы (рис. 32) не позволяет однозначно решить вопрос о происхождении этих пород. С одной стороны, их лейкосомы лежат близко к котектике $Qz-Pz$ и обогащены альбитом по сравнению с соответствующими меланосомами, что отвечает направленности изменения составов выплавок и реститов при плавлении. С другой стороны, отношения $Ab-An$ парных пробах слишком близки, что могло бы иметь место только в диатектитах. Однако такой высокой степени плавления противоречит слишком небольшое количество лейкосомы в анализируемых мигматитах. Все вместе это свидетельствует скорее об отличном от анатектического механизма их формирования.

Что касается породы 8 (дистен-гранат-двуслюдяной плагиогнейс), то для нее очень характерна микрополосчатая текстура. Это давало основание предполагать еще на обнажениях, что микрополосчатый гнейс образован в результате обычной метаморфической дифференциации. Петрохимический анализ лейко- и меланосомы гнейса на диаграмме $Ab-An-Qz$ полностью подтвердил несоответствие

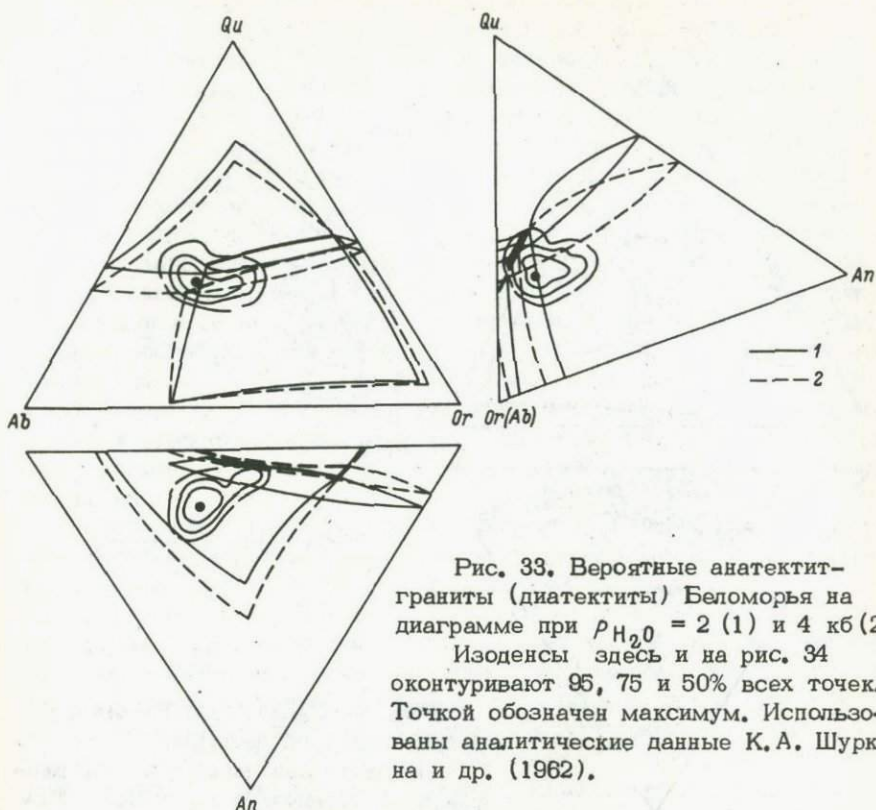


Рис. 33. Вероятные анатектит-граниты (диатектиты) Беломорья на диаграмме при $p_{H_2O} = 2$ (1) и 4 кб (2).

Изодеи здесь и на рис. 34 оконтуривают 95, 75 и 50% всех точек. Точкой обозначен максимум. Используются аналитические данные К. А. Шуркина и др. (1962).

их составов направлению возможного выплавления. Иное дело мигматит 7, в котором количественные соотношения и составы меланократовых и лейкократовых прослоев почти полностью соответствуют анатектической модели.

Таким образом, основной вывод, который можно сделать из проведенного анализа, заключается в том, что мигматиты беломорского комплекса действительно являются полигенными, ультраметаморфическими образованиями (Шуркин, 1957; Шуркин и др., 1962), сформированными целым рядом глубинных процессов. Важнейшими из них, видимо, являлись анатексис и щелочной автометасоматоз — геохимическая метаморфическая дифференциация в ограниченных объемах.

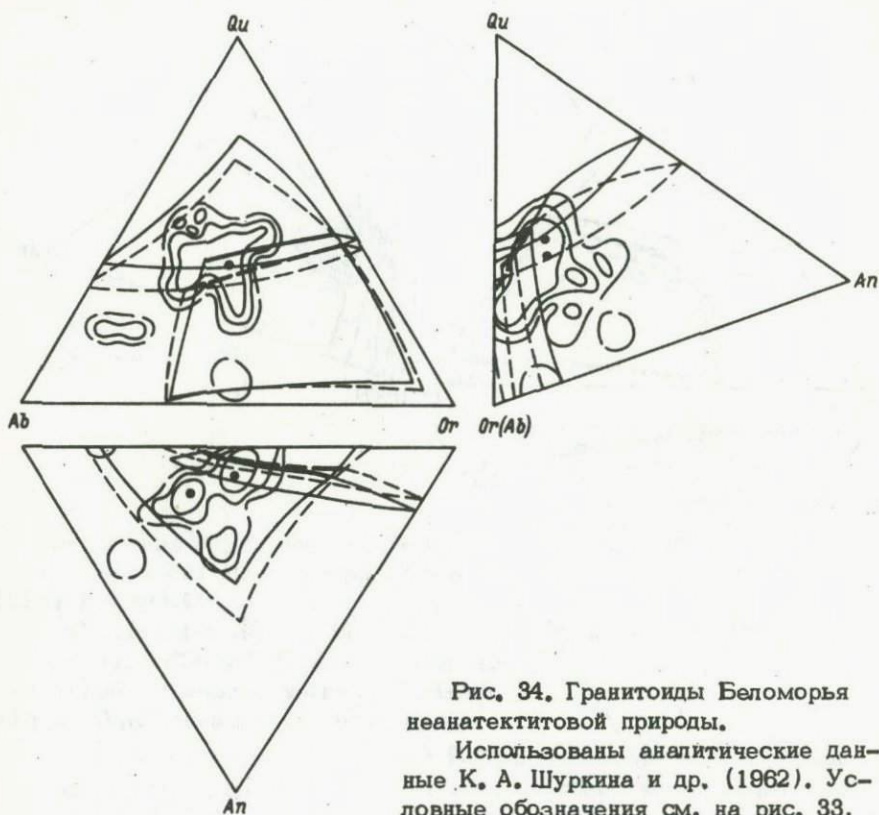


Рис. 34. Гранитоиды Беломорья неанатектитовой природы.

Использованы аналитические данные К. А. Шуркина и др. (1962). Условные обозначения см. на рис. 33.

Граниты и гранитоиды Беломорского комплекса. С беломорскими мигматитами находятся в тесной связи мелкие тела „гранитов“ и „гранитоидов“. На основе геологических данных (Шуркин и др., 1962) первые относятся к генетической группе „анатектитов“, а вторые — „метасоматитов“. Эти породы также нанесены на проекции четверной гранитной системы (рис. 33, 34).

В отличие от вывода, полученного при рассмотрении „анатектитов“ на тройной диаграмме Боуэна-Таттла кварц-альбит-ортоклаз (Шуркин и др., 1962; Полканов и др., 1963), на рис. 33 видно, что большая их часть не соответствует составам инициальных или даже метатектитовых расплавов при $p_{H_2O} = 2 \pm 4$ кб. В основном их

составы приурочены к объему кристаллизации плагиоклаза вблизи поверхности кварц-плагиоклаз, и потому они могут быть отнесены лишь к диатектитам. Можно, правда, предположить, что $\rho_{H_2O} > 4$ кб или $\rho_{общ}$, снижают котектическую поверхность кварц-плагиоклаз так, что составы рассматриваемых гранитоидов будут располагаться на ней. В этом случае такие анатектиты могли бы быть отнесены к метатектитам. Как бы там ни было, положение длинной оси сгустка точек совпадает с направлением равновесной магматической кристаллизации из плагиоклазового объема. Этим анатектит-граниты отличаются от метасоматит-гранитоидов, образующих обширные поля совершенно иных очертаний (рис. 34). Здесь контуры изоденс на проекциях имеют очень неправильные формы, они захватывают все объемы гранитного тетраэдра, демонстрируя отсутствие единого направления изменения составов пород, характерного для рядов магматических гранитоидов. Многие породы обеднены аюртиновым и кварцевым компонентами. Однако резкой обогащенности микроклином в отличие от лейкосомы метасоматических мигматитов не видно.

Пегматиты беломорского комплекса. В Беломорской провинции выделяются пегматиты разнообразных типов, главные из которых мусковито-плагиоклазовые и двуполевошпатовые. Согласно К. А. Шуркину и М. Е. Салье (Шуркин и др., 1962), основными факторами образования пегматитов являются: региональное развитие явлений селективного плавления пород (анатексиса); выполнение расплавом, обогащенным летучими, трещинных полостей; условия кристаллизации амфиболитовой фации, обеспечивающие кристаллизацию мусковита; наличие в раме глиноземистых пород, недосыщенных щелочами и бедных мафическими компонентами.

Первично анатектитовая природа пегматитовых тел устанавливается на основе соответствия средних химических составов пегматитов „эвтектическому“ или „анхизэвтектическому“ составу упрощенной гранитной системы кварц-альбит-калиевый полевой шпат при давлении воды 0–1 кб (Шуркин и др., 1962).

Мы проверили этот вывод с помощью нашей диаграммы при давлении воды 2–5 кб (рис. 35). Оказалось, что валовые составы пегматитовых тел Беломорья, исключая мусковит-плагиоклазовые, соответствуют составам котектической поверхности плагиоклаз-ортоклаз при $\rho_{H_2O} = 2$ кб или этой поверхности и поверхности кварц-плагиоклаз при $\rho_{H_2O} = 5$ кб в тех их частях, которые прилегают к тройной котектической линии. При сравнении составов пегматитов с анатектит-гранитами (рис. 33) можно сказать, что первые относятся к более низкотемпературным производным анатектического процесса.

Несомненно, особое положение занимают собственно слюдоносные мусковит-плагиоклазовые пегматиты, лежащие в кварцевом объеме (рис. 35). К. А. Шуркин рассматривает их как геологические

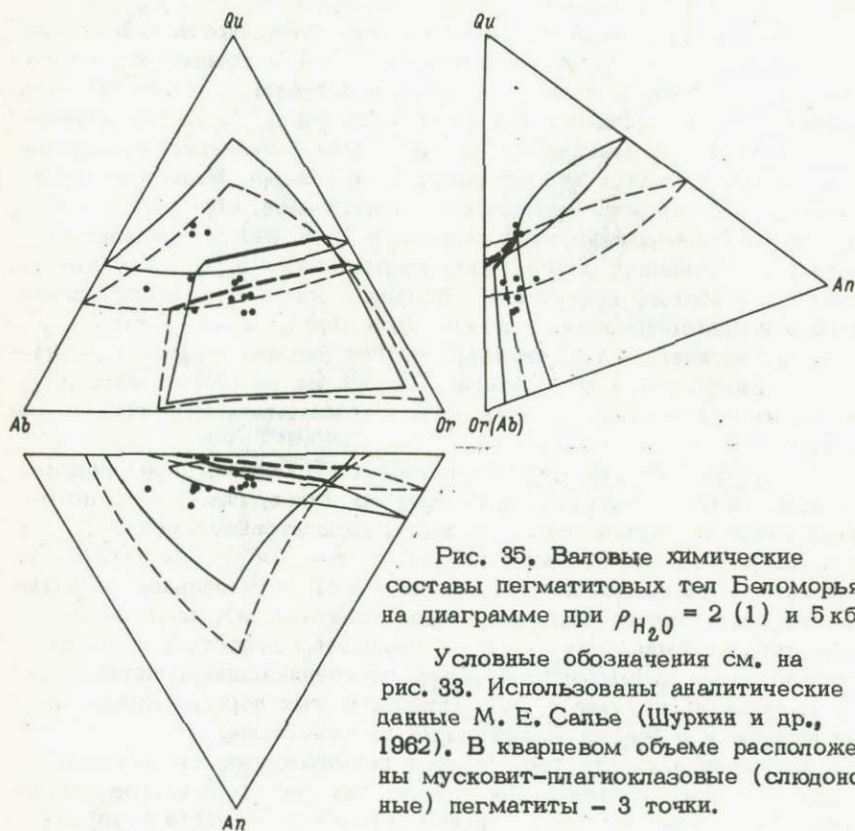


Рис. 35. Валовые химические составы пегматитовых тел Беломорья на диаграмме при $p_{H_2O} = 2$ (1) и 5 кб(2).

Условные обозначения см. на рис. 33. Использованы аналитические данные М. Е. Салье (Шуркин и др., 1962). В кварцевом объеме расположены мусковит-плаггиоклазовые (слюдоносные) пегматиты - 3 точки.

образования двух последовательных стадий пегматитового процесса - кристаллизации в условиях закрытой и затем открытой системы. В позднюю, гидротермальную стадию особое значение приобретает процесс выноса калия из пегматита в недосыщенные им боковые породы, что обуславливало развитие кварц-мусковитового комплекса и фиксируется в их конечном валовом составе.

Заканчивая петрохимический анализ разных пород беломорид, подчеркнем, что анатектитовая природа устанавливается в основном для обособленных гранитоидных образований - собственно гранитов и пегматитов. При этом анатектиты относятся не к инициальным, а к метатектитовым и диатектитовым образованиям, что вполне понятно, так как малые объемы инициальных выплавов не имели бы

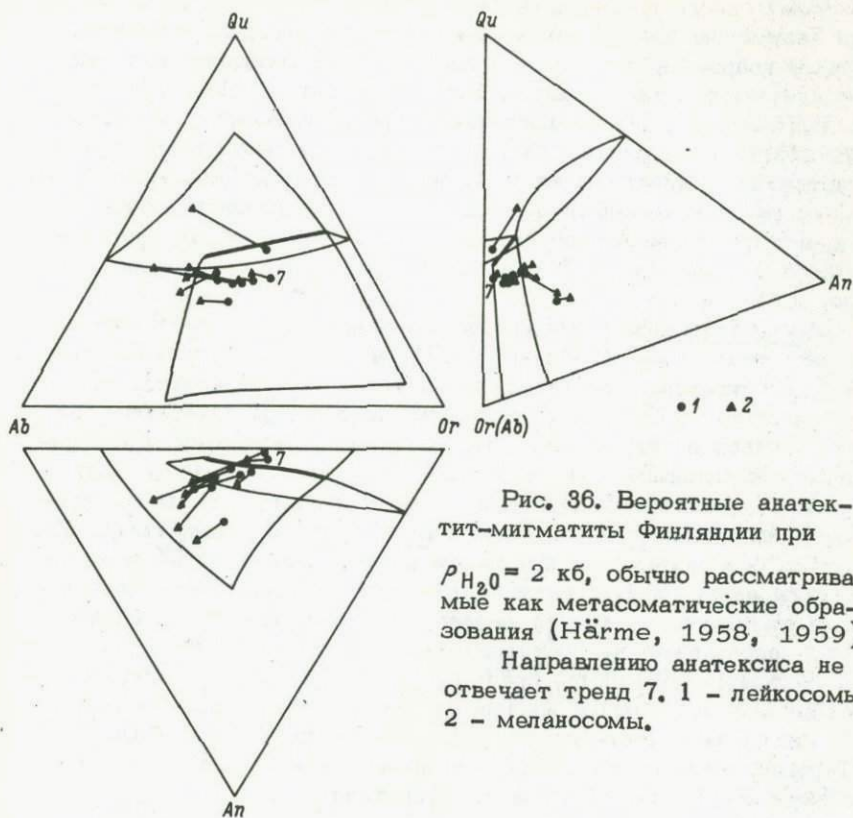


Рис. 36. Вероятные анатектит-мигматиты Финляндии при

$P_{H_2O} = 2$ кб, обычно рассматриваемые как метасоматические образования (Härme, 1958, 1959).

Направлению анатексиса не отвечает тренд 7. 1 - лейкосомы; 2 - мелансомы.

возможности объединяться в относительно крупные обособленные массивы. К сожалению, мигматиты, для которых инициальный анатексис в принципе очень вероятен, в беломоридах представлены в основном полигенными образованиями, в которых черты вероятного анатексиса затушеваны иными процессами.

В связи с этим мы применили изложенную методику к мигматитам других регионов.

Мигматиты Финляндии. Еще Г. Платен (1967) показал, что лейкосома одного из мигматитов М. Хёрме (Härme, 1959) является анатектической, поскольку ее анализ на диаграмме тройной системы кварц-альбит-калиевый полевой шпат позволяет отнести этот анатектит к инициальным. Этот мигматит, а также другие, так называемые „гранитизированные породы Финляндии“ (Härme, 1958, 1959), для которых обычно доказывается метасоматическое происхождение, нанесены нами на диаграммы (рис. 36). Их тренды вмещающие породы-мобилизат соответствуют направлениям анатексиса, достигающего в ряде случаев высших ступеней. Исключение составляет лишь порода 7, в которой направленность процесса, видимо, иная.

Мигматиты Шварцвальда. Для доказательства анатектического генезиса этих пород К. Менерт (1971) использует химические анализы мобилизатов, реститов, рассчитанный общий состав мигматитов, составы „первичных“ гнейсовых пород. При нанесении им этих составов в треугольник кварц-полевые шпаты-фемические минералы составляющие „метатектитов“ ложатся примерно на одну прямую с „первичными породами“ — палеосомами, а составы „первичных“ плагиогнейсов и „диатектитов“ близки между собой. Это является основанием для К. Менерта рассматривать мигматиты как продукты анатексиса в условиях закрытой системы. Наши диаграммы не подтверждают такого вывода (рис. 37), так как все тренды имеют направленность, противоположную анатектитовой.

В заключение можно сказать, что, несмотря на разноречивость приведенных материалов, многие из них подтверждают возможность образования мигматит-гранитов анатектическим путем. Предлагаемая физико-химическая диаграмма может служить для проверки известных геолого-петрологических представлений.

2. ФОРМАЦИИ ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР

Важной особенностью всех протогеосинклинальных структур, имеющей прямое отношение к характеру гранитопроявления, являются изменчивость регионального метаморфизма, наличие региональной метаморфической зональности разного типа по давлению и сопряженных метаморфических поясов, которые охватывают не только структуру собственно протогеосинклинальных прогибов, но и их фундамента (комплекса основания) и смежных относительно стабилизированных структур.

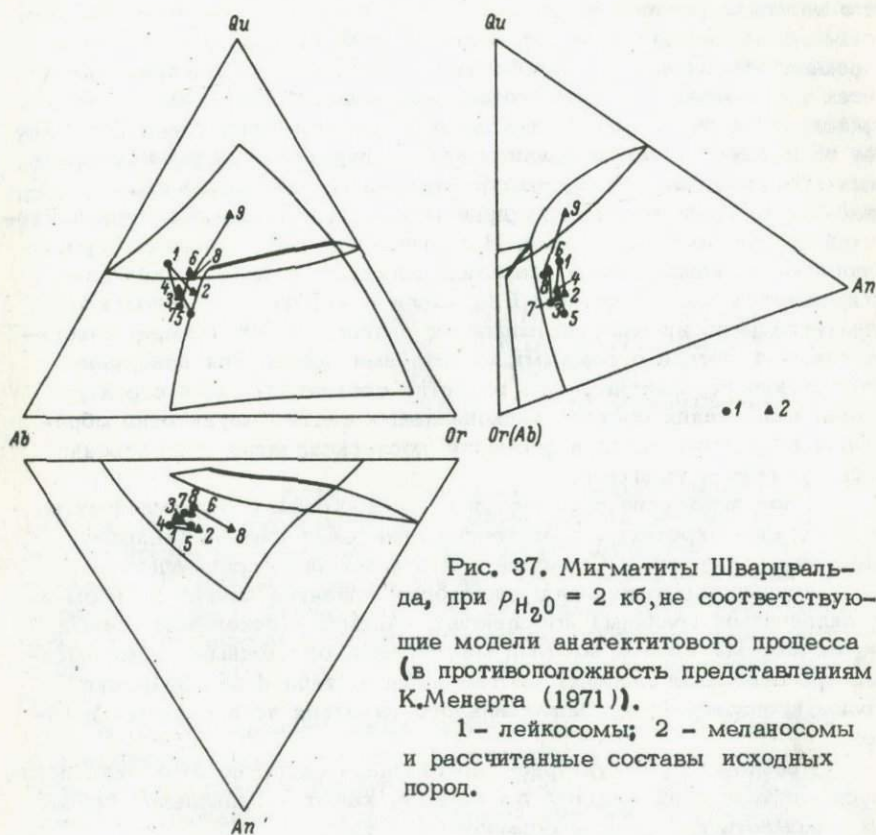


Рис. 37. Мигматиты Шварцвальда, при $p_{H_2O} = 2$ кб, не соответствующие модели анатектитового процесса (в противоположность представлениям К. Менерта (1971)).

1 - лейкосомы; 2 - мелансомы и рассчитанные составы исходных пород.

Соответственно уже в раннюю стадию развития протогеосинклинальных систем могут быть выделены серии гранитоидных формаций - от ультраметагенных автохтонных мигматитов и гранитоидов (и чарнокитов) катазоны до аллохтонных гранитоидов мезозоны. Такие вертикальные и латеральные серии комплексов в настоящее время могут быть выделены в протогеосинклинальных структурах ранних протерозойд (карелид) и свекофеннид Балтийского щита, ранних и средних протерозойд Восточно-Саянской складчатой области и Сангиленского срединного массива, в ранних протерозойдах Кодаро-Удоканской структуры, в поздних археидах Становой и в протерозойдах Таймырской складчатых областей.

Давно известно, и это подтверждается анализом магматизма и ультраметаморфизма всех рассмотренных конкретных регионов, что наиболее ранние гранитоидные образования представлены существенно плагиоклазовыми разновидностями, которые сменяются во времени обогащенными микроклином гранитоидами. На примерах всех рассмотренных протогеосинклинальных структур эта смена фиксируется отчетливо. При этом если ранняя серия пород совпадает во времени с формированием только отдельных раннеинверсионных геосинклинальных структур (например, ребольской фазы в Карелии), то развитие поздних гранитоидов совмещено с полной инверсией тектонического режима. В развитии внутриматериковых протогеосинклинальных систем (карелид Балтийского щита, саксаганид Украинского щита, системы Бирримиен в Африке и др.) поздние гранитоиды во времени отделены от ранних, строго говоря, некогенетичны с ними и огромными масштабами проявления завершают собственно геосинклинальное развитие соответствующих структур. Только для таких протогеосинклинальных систем характерно образование на этом этапе и формации послескладчатых существенно микроклиновых гранитов.

Иное положение намечается с комплексами позднекладчатых гранитоидов окраинных протогеосинклинальных систем (например, Восточно-Саянской и Становой). Эти комплексы преимущественно аллохтонных микроклин-плагиоклазовых гранитов близки во времени складчатому (ранним) комплексам, видимо, когенетичны с ними, несоизмеримы своими малыми масштабами со сходными комплексами протогеосинклинальных систем первого типа и не завершают своим проявлением геосинклинального развития всей системы в целом.

Несмотря на структурно-вещественное сходство этих двух позднекладчатых гранитоидных проявлений, кажется правильнее сейчас их описывать как разные формационные типы.

Разнообразие гранитоидных формаций разных стадий развития протогеосинклинальных систем зависит, кроме прочего, еще и от разного эрозионного среза слагающих их структур, обнажающего разные уровни становления гранитоидных образований вертикальных (фациальных) серий. Так, в рассматриваемых нами примерах имеются структуры глубокого (Становая, отчасти Енисейская) и среднего (Восточно-Саянская, Сангиленская) уровня среза.

К сожалению, в этой работе мы не смогли уделить специального внимания гранитоидам относительно стабилизированных структур протогеосинклинальных областей. Речь идет, например, о жильных телах постархейских плагиомикроклиновых гранитоидов, пегматитов и аплитов Бедоморья, о плагиомикроклиновых гранитах и пегматитах Котуйкан-Монхолинской зоны Анабара. Сведения о них можно найти в публикациях К. А. Шуркина (1962), М. Г. Рабкина (1959), Б. Г. Лопатина и А. Н. Вишневого (1968).

Не охарактеризованы в работе ассоциации метасоматических чарнокитов протогеосинклинальных структур, широко развитые на Украинском щите и в Джугджуро-Становом обрамлении и описанные в работах Ю. Ир. Половинкиной, Э. Б. Наливкиной (1968), С. П. Кориковского (1966) и др. Формация же интрузивных чарнокитоидов зон глубинных разломов недавно подробно охарактеризована В. М. Шемякиным (Шуркин и др., 1974), но только на примере восточной части Балтийского щита, хотя мы и убеждены, что подобные комплексы имеют более широкое развитие, например входят в состав анортозит-чарнокитовых ассоциаций Джугджура, Калара, Адирондака.

Глава 11. ФОРМАЦИЯ (СЕРИЯ ФОРМАЦИЙ) РАННЕСКЛАДЧАТЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ (разных уровней формирования)

Во многих частях протогеосинклинальных структур степень регионального зонального метаморфизма и уровень современной эрозии не достигали уровней ультраметагенных образований катазоны. В типичном выражении это толщи зеленосланцевых метаморфид Карелии и Канады, а также некоторых других структур. На этих уровнях хорошо выделяются массивы наиболее ранних интрузивных гранитоидов плагиоклазового состава разных фаций формирования.

В глубоко эродированных протогеосинклинальных структурах с обнаженными уровнями ультраметаморфид катазоны выделение этих домигматитовых гранитоидов затруднено в связи с их последующими глубокими ультраметагенными преобразованиями в мигматит-граниты, составляющими основу следующего формационного типа.

В ранних докембридах Сангиленского массива в настоящее время нами выделяется, пожалуй, наиболее полная вертикальная серия (Ортоадырская) гранитоидов этой формации. Очень показательным, например, является Хормнугский массив, расположенный среди метаморфид эпидот-амфиболитовой фации (рис. 4). Формирование его как интрузивного тела с секущими и мелкозернистыми апикальными алофизами происходило в ранние этапы деформаций (F_{n+1}), пологие структуры которых фиксируются в кровле тела, а преобразование его в крупную будину с образованием в контактах ортогнейсов связано с главными и поздними этапами складкообразующих деформаций рамы (F_{n+2} и F_{n+3} в терминологии этапов деформационного цикла Ю. В. Миллера (1973)).

Характерным является и Ортоадырский массив (рис. 3), представляющий собой круто наклоненное пластинообразное тело, согласное

с залеганием вмещающих пород. Гранитоидами по существу сложена целая серия сближенных пластовых тел, разделенных пластами вмещающих пород, что особенно хорошо видно в центральной части массива, где картируются пласты мраморов, разделяющие тела гранитоидов. Во всех частях массива породы обладают первичной гнейсо-гранитной структурной фацией, что позволяет по замерам гнейсовидности устанавливать полную гармоничность гранитоидов по отношению к ранним (домигматитовым) структурам вмещающей толщи (F_{n+1}).

В контактовых своих частях породы Ортоадырского массива подвергаются вторичному разгнейсованию, наложенному метаморфизму (образование граната, мусковита) и мигматизации. При этом мелкие складчатые формы вновь образованных мигматизированных ортогнейсов подобны мелким изоклиналильным складкам рамы с крутыми осевыми поверхностями (F_{n+2}), а метаморфизм и мигматизация изофациальны с региональным метаморфизмом вмещающих пород в условиях силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации.

Гранитоиды обоих массивов представлены биотитовыми плагиогранитами и микроклин-плагиоклазовыми гранитами, роговообманково-биотитовыми плагиогранодиоритами, а также кварцевыми диоритами. Намечается общее преобладание плагиоклазовых разностей, а также сопряженность амфиболсодержащих гранитоидов с прослоями мраморов. В последнем случае гранитоиды обогащены эпидот-клиноцоизитом, скаполитом, апатитом. Многие разновидности гранитоидов содержат гранат и мусковит.

Третий массив этой серии — Баянкольский (рис. 7) — в основной своей части расположен среди метапесчаников, кварцитов, метаалевролитов, филлитов и метаэффузивов чинчилигской толщи, регионально метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации. В зоне экзоконтакта эти породы интенсивно изменены и представлены инъецированными и порфиробластическими (плагиоклаз) гнейсами и роговиками: силлиманит-кордиерит-биотитовыми (с калиевым полевым шпатом), гранат-силлиманит-биотитовыми, гранат-силлиманит-двуслюдяными, биотит-андалузитовыми, т. е. породами роговообманковой фации контактового метаморфизма. При этом наложение контактового метаморфизма на региональный с секущими границами контактового метаморфизма фиксируется постепенными переходами.

Породы массива представлены порфировидными (плагиоклаз), гнейсовидными существенно плагиоклазовыми гранитами (биотитовыми, двуслюдяными) и плагиогранодиоритами (двуслюдяными, редко роговообманково-биотитовыми). В эндоконтактах гранитоиды характеризуются шпирово-такситовой текстурой, становятся более меланократовыми, обогащаясь силлиманитом и биотитом.

В отличие от первых двух массивов Баянкольский относится к структурному типу складчатых тел, являясь совершенно

конкордантным и гармоничным геологическим образованием. Более поздние деформации его, типа зон низкотемпературной бластомионитизации, не имеют регионального развития, что можно объяснять сокращенностью складчатого развития более верхних зон складчато-метаморфических зональностей.

В Баянкольском массиве много ксенолитов вмещающих пород и глубинных — гипоксенолитов. В последних встречены эндербитовые и гранулитовые ассоциации с гиперстеном и красновато-коричневым биотитом. Этот факт, а также выделение в Сангилене ареального прогеосинклинального гранулитового фундамента (неопубликованные материалы автора, И. К. Козакова, В. Я. Хильтовой) позволяют рассматривать плагиогранитную магму этой серии как вероятный мобилизат чарнокит-гранулитового уровня. К тому же в 1973 г. автором и И. К. Козаковым и по границам блоков ретроморфизованного гранулитового фундамента Сангилена (например, Хаяин-Сайырского) закартированы тела гнейсо-диоритов и гнейсо-плагиогранитов этой же серии. Их вторичное огнейсование и превращение в мигматиты в условиях ультраметаморфизма амфиболитовой фации происходило, так же как и в Ортодырском массиве, во время деформаций складчатости изоклинального типа F_{n+2} .

Таким образом, в раннедокембрийских (среднепротерозойских) регионально зональных метаморфиде Сангиленского массива выделяется серия раннескладчатых диорит-плагиогранитных образований разных уровней последующих структурно-метаморфических преобразований.

В географически наиболее близком к Сангилену Восточно-Саянском регионе подобные раннескладчатые диорит-плагиогранитные ассоциации, имеющие нижнепротерозойский возраст, выделяются под названиями оютского комплекса (глава 3).

В Западно-Карельской подзоне карелид характерный комплекс этого формационного типа описан Г. О. Глебовой-Кульбах (1963). Здесь в лептитово-терригенных образованиях парандовской серии нижнего протерозоя (с возрастом 2500–2400 млн лет) размещены интрузивные тела гранитоидов плагиоклазового состава (с возрастом 2400–1900 млн лет).

Однофазные тела гранитоидов максимальной площади 100 км² интрузируют зеленосланцевые и эпидот-амфиболитовые метаморфиты, а также приурочены к тектоническим контактам их с гнейсо-мигматит-гранитоидными глыбами архейского фундамента. Контакты интрузивных тел очень четкие, нередко эруптивного характера (ксенолиты, апофизы, мелкозернистые краевые фации, контактовый метаморфизм и пр.). Одни тела — конкордантные, конформные и гармоничные со складчатыми структурами парандовской серии. Большой частью это антиклинал-плутоны, залегающие в ядрах антиклинальных структур. Внутреннее строение их характеризуется гнейсо-гранитной краевой фацией и гранитной фацией центральных

частей. Мелкие тела и согласные жилы такого типа будинированы. Другие тела этого комплекса имеют межформационный характер. Это пластовые образования, дайки, мелкие хонолиты. Они приурочены к разломам, ограничивающим глыбы фундамента, и относятся к типу аккордантных, конформных, дисгармоничных тел.

Во всех гранитоидах отчетливо проявлены эндо- и экзоконтактовые фации. В эндоконтактах развиты гибридные породы, устанавливается мелкозернистая краевая фация. Гипабиссальность гранитоидов проявлена и в наличии жильных плагиогранит-порфиров и в отсутствии пегматитов. Экзоконтактовые изменения обычно устанавливаются в ореоле, измеряемом десятками и сотнями метров; в апикальных контактах — это биотитизация и окварцевание вмещающих пород, в глубинных сечениях более крупных тел — контактовая мигматизация и плагиоклазовый порфиробластез. В этих сечениях и гранитоиды имеют пегматоидный характер, а контакты тел становятся расплывчатыми, диффузными.

Породы комплекса представлены плагиоклазовыми гранодиоритами и плагиогранитами; в краевых фациях часты диориты. Плагиоклаз имеет состав олигоклаза или альбита, реже андезина. Из темноцветных преобладает биотит, но встречаются амфибол и мусковит. Характерны вторичные процессы минералообразования. С одной стороны, это минералы, связанные с наложенным катаклазом и blastomylonitization пород — альбит, эпидот, серицит, хлорит, кальцит, иногда придающие породам облик гельсинкитов. С другой стороны, в этих раннескладчатых гранитоидах почти всегда присутствует микроклин, развитие которого связывается с более поздними процессами позднескладчатого кремниво-калиевого метасоматоза.

Г. О. Глебова-Кульбах (1963) считает возможным относить интрузивные породы комплекса к одному когенетическому ряду с натриевыми средними и кислыми вулканитами (лептитамы) и с габброидами. Ею отмечается связь с породами этого комплекса залежей серного колчедана, а также проявления сульфидов меди, свинца и цинка, вкрапленности молибденита, возможно, золото-шеелитовая минерализация.

Сходные гранитоиды известны и в остальных протогео-синклинальных карельских структурах Балтийского щита и фундамента Русской плиты (табл. 6). Они обычно развиты в вулканогенно-терригенных толщах лопского отдела нижнего протерозоя, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. На Кольском полуострове к этой формации должны быть отнесены „габбро-диорит-плагиограниты средних глубин“ (Батиева, Бельков, 1971).

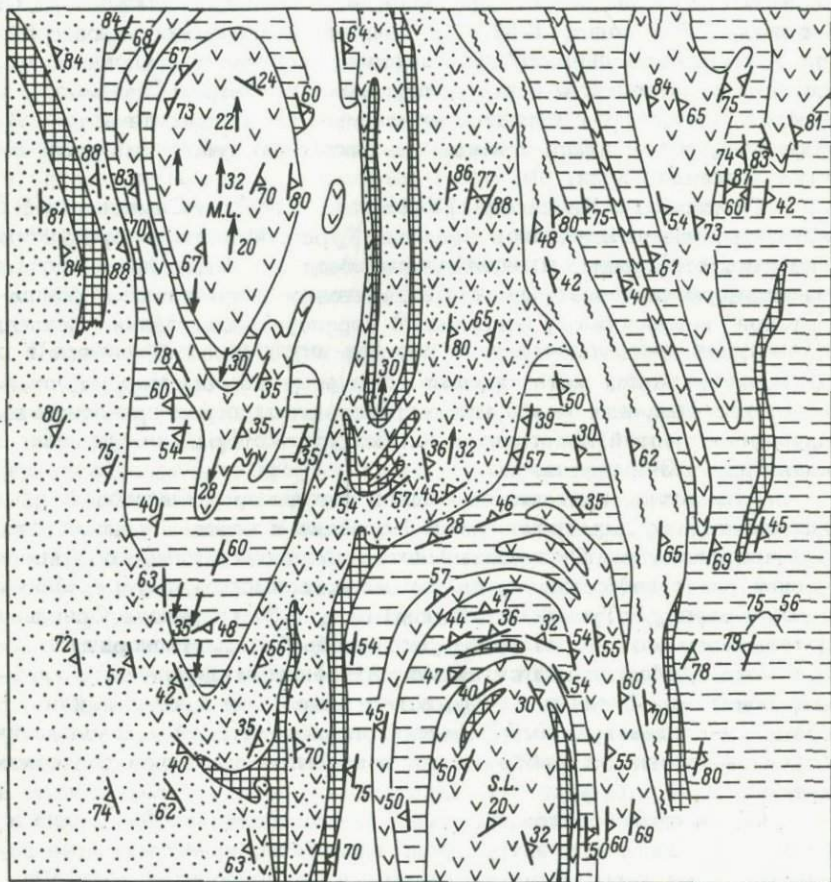
В свекофеннидах Финляндии А. Симонен (Simonen, 1960) и П. Эскола (1961, 1967) выделяют гранодиоритовую и трондземитовую провинции „синкинематических“ интрузивных тел.

Типичными для первой провинции являются районы Хяменлинна-Лойма, Ориярви и Тампере. Здесь степень метаморфизма свекофенских вулканогенно-осадочных образований отвечает зеленосланцевой, элидот-амфиболитовой, реже низкотемпературной субфации амфиболитовой фации низкого давления. Детально описанные А. Симоненом (Simonen, 1960) интрузивные плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты этих районов, включая и гельсинкиты, слагающие массивы в сотни квадратных километров (например, массив Моухиярви), являются типичными представителями данной формации, в том числе и в ее гипабиссальных фациях магматической кристаллизации.

Согласно А. Хьетанен (Hietanen, 1943), А.Симонену и П.Эскола, трондземиты районов Каланти, Турку, Марттила образуют согласные, конформные и гармоничные тела в более поздних ультраметаморфитах свекофенид - в венитовых мигматитах с „кинцингитовой“ меланосомой, содержащей кордиерит, альмандин, биотит. А.Хьетанен рассматривает их все как интрузии, внедрившиеся в самые ранние этапы метаморфизма. При этом обогащение летучими из вмещающих, еще слабо метаморфизованных пород приводило к преимущественной кристаллизации биотита, который не оставлял калия для полевых шпатов.

Эти авторы считают, что здесь породы трондземитовой провинции, так же как трондземиты Норвегии и породы гранодиоритовой провинции, слагают единый когенетический и даже комагматический ряд с габброидами, диоритами и, возможно, с ультрабазитами. Правда, Х.Туоминен (Tuominen, 1966) в районе Ориярви доказывает, что многие такие „метабаббро“ и „метадиориты“ П.Эскола вообще являются не магматогенными породами, а параамфиболитами. В связи с этим в настоящее время казавшийся прежде убедительным вывод финских исследователей о комагматичности свекофенских габбро и плагиогранитов поставлен под сомнение.

Очень своеобразное положение в свекофенидах Финляндии и Приладожья занимают интрузивные эндербиты, представленные гиперстеновыми кварцевыми диоритами, а также норито-диоритами, габбро-норитами и гиперстено-биотитовыми и биотитовыми плагиогранитами (Саранчина, 1968, 1972; Simonen, 1960). С одной стороны, они описываются как интрузивные образования, почти изофациальные с вмещающими их зонально метаморфизованными свекофенидами (Саранчина, 1972). С другой стороны, их секущие контакты с вмещающими метаморфитами, наличие в них ксенолитов гнейсов дают основание для отнесения их к позднескладчатым (нонфациальным) интрузивным эндербитам (Шемякин, Шуркин, 1971). Если наряду с этими, казалось бы, противоречивыми фактами подчеркнуть и другие данные Г.М.Саранчиной (1972) о будинировании целого ряда тел гиперстено-кварцевых диоритов, о появлении



- 1
 ▽ 2
 3
 4
 5
 6
 7
 △ 8
 △ 22 9

в массивах эндробитов наложенной гнейсовидности, о метаморфической перекристаллизации пород массивов с замещением гиперстена биотитом, то не исключено, что интрузивные эндробиты могут считаться и наиболее глубинными членами раннескладчатой диорит-плагиогранитной серии. Ведь все эти признаки, в том числе и „противоречивые“, как мы показывали выше (глава 2, раздел „Структурный анализ...“), и характерны для раннескладчатого структурного типа интрузивных тел глубинных зон земной коры.

„Глубинность“ в этом случае включает в себя и понятие глубинности уровня мобилизации эндробитообразующей магмы (из протогеосинклинального гранулитового палеослоя), и глубинность ее кристаллизации во время регионального метаморфизма, но до ультраметаморфизма, и глубинность складчатых и позднекладчатых метаморфических преобразований пород в условиях ультраметаморфизма амфиболитовой фации.

Если это так, то и в протогеосинклинальных структурах свекофеннид Балтийского щита намечается пример полной вертикальной серии раннескладчатых интрузивных плагиогранитоидов очень разных уровней формирования — от „гранулитового“ (пример — Куркиекский массив эндробитов Приладожья, Саранчина, 1972) и „амфиболитового“ (пример — трондjemитовая провинция Финляндии, Hietanen, 1943) до „зеленосланцевого“ (пример — гранодиоритовая провинция Финляндии, Simonen, 1960).

Теперь остается показать, что и в раннедокембрийских структурах других континентов породы рассматриваемой формации (серии) имеют широкое распространение.

В верхнеархейских прогибах Канады многие исследователи (см. сводку М. Е. Вилсона в книге „Докембрий Канады...“, 1968) и материалы („Symposium...“, 1970) устанавливают когенетичный ряд пород от базальтов, андезитов и альбитовых риолитов вулканогенных толщ и соответствующих им гипабиссальных пород силлов и даек до небольших тел секущих их диоритов, гра-

Рис. 38. Геологические соотношения раннескладчатых интрузивных гранодиоритов (M. L. и S. L.) и складчатых гранодиорит-гнейсов и мигматитов в районе Манаван-Лейк, Саскачеван, по С. Киркленду и А. Баддингтону (взято у Баддингтона (1963)).

1 — незакартированные участки; 2 — интрузивный гранодиорит; 3 — гранодиорит-гнейс (перекристаллизованный и автохтонно гранитизированный метааркоз); 4 — роговообманковый или биотитовый мигматит и очковый гнейс; 5 — роговообманковый гнейс, амфиболит; 6 — биотитовый и биотит-роговообманковый гнейс; 7 — метааркоз; 8 — полюсчатость и гнейсовидность; 9 — линейность.

нодиоритов и плагиогранитов. М. Е. Вилсон считает возможным производить все эти породы из единой глубинной магмы андезитового состава. Кроме этих образований, очень напоминающих лепитовые ассоциации карелид, в районе Норанда в Квебеке, в районе Большого Невольничьего озера и в других местах описываются и крупные массивы гранодиоритов и кварцевых диоритов с возрастом более 2500 млн лет. М. Е. Вилсон считает, что они тоже близки ранним альбитовым риолитам.

А. Гудвин и Р. Ридлер (Goodwin, Ridler, 1970), характеризуя верхнеархейский пояс Абитиви, кроме самих древних гранитоидов фундамента выделяют ранние интрузивные плутоны гранитоидов внутри самого пояса. Они разнообразны по размерам. Мелкие тела тесно связаны с натриевыми кислыми вулканитами, близки к ним по составу и считаются их интрузивными эквивалентами. Эти образования отмечаются, например, в районах Норанда, Малартик, Киркленд. Крупные массивы имеют размеры до 40–100 миль в диаметре. Это, например, южная часть массива у оз. Киркленд, плутоны Бурламак, Палмаролл, Флавриен и др.; сложенные кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами, имеющими возраст более 2400 млн лет.

Очень интересные геологические соотношения (рис. 38) раннескладчатых интрузивных гранодиоритовых факолитов, мигматитов по ним и псевдофаколитов гранодиорит-гнейсов (перекристаллизованного и автохтонно гранитизированного аркоза) в районе Манаван-Лейк в Саскачеване приводит А. Баддингтон (1963). Первые во многих частях имеют вид огромных будин, окруженных более поздними мигматитами и очковыми гнейсами. Гранодиорит-гнейсы, которые вместе с мигматитами следует относить к нашему следующему формационному типу, характеризуются полной вписанностью в складчатую структуру и постепенными переходами по простиранию в слабо метаморфизованные аркозы. Вся эта картина является очень показательной для понимания временных и генетических взаимоотношений двух типов ранних плагиогранитоидов протогеосинклинальных структур — интрузивных и ультраметагенных.

В западной Африке, среди бирримийских зеленосланцевых образований (с возрастом более 2200 млн лет), залегающих с несогласием на ремобилизованном фундаменте („добирримий“), М. Арнулем (Arnould, 1961) выделены и описаны гранодиориты типа Коффиссука.

Тела этих пород имеют площади выхода от 800 до 1000 км². Массивы межформационного характера залегают в контакте бирримийских и добирримийских пород. В целом они конкордантны, конформные и гармоничные с наиболее ранними структурными направлениями бирримийских толщ. Лишь в отдельных небольших телах наблюдается отчетливая дискордантность. Тогда и гранитоиды

остаются массивными, а плагиоклазы в них имеют отчетливую зональность. Конкордантность и гармоничность обычно наблюдаются и со структурами многочисленных включений бирримиенских пород.

Гранодиориты Коффиссука оказывают активное термальное воздействие на сланцы и песчаники рамы. Регионально породы рамы метаморфизованы лишь в зеленосланцевой фации, даже только в серицит-хлоритовой субфации. У контактов же развиваются минеральные ассоциации с биотитом, ставролитом, реже с силлиманитом. По составу однофазные массивы Коффиссука однородные. Это гранодиориты с биотитом и обыкновенной роговой обманкой, с преобладающим сосюртитизированным андезином. Микроклин чаще отсутствует. Текстуры пород гнейсовидные и массивные, структура обычно бластогранитная. Из сопровождающих жильных пород отмечаются только аплиты; пегматиты нехарактерны.

Как и все протогесинклинальные гранитоидные комплексы плагиогранитной направленности, гранодиориты Коффиссука предшествовали формированию позднекладчатых куполообразных массивов гранитоидов, имеющих существенно метасоматическое происхождение (см. ниже). Из серии геологических наблюдений М. Арнуля особенно интересно следующее: он нигде не наблюдал пространственной сопряженности гранодиоритов Коффиссука с бирримиенскими вулканоплутоническими ассоциациями метаандезитов, метабазитов и метадацито-риолитов, широко распространенных в прогибах бирримиенского типа. Отсутствуют эти породы и во включениях массивов, также весьма обильных. Это служит основанием для отрицания и генетической связи вулканитов и гранодиоритов массивов.

Таким образом, все приведенные описания гранитоидов этого формационного типа показывают, что они представлены интрузивными образованиями разных фаций магматической кристаллизации (становления) и метаморфических преобразований (формирования). В связи с последним наилучшим образом эти домигматитовые гранитоиды устанавливаются в метаморфидях мезозоны.

Для многих массивов разных регионов характерна сопряженность с ранними складчатыми структурами рамы или с межформационными разломами. Становление массивов происходило в одну фазу, при этом образовывались породы отчетливо плагиоклазового ряда. Глубинные жильные породы, такие как пегматиты, нехарактерны.

В ряде районов эти плагиограниты-гранодиориты-диориты считаются когенетичными с кислыми и средними вулканитами натриевого ряда (лептитамы) и с плутонитами габбро-диоритового состава. Особенно убедительно это делается канадскими исследователями для мелких тел вулканогенных верхнеархейских прогибов. Однако в тех же районах установлены и крупные массивы плагиогранитов-гранодиоритов размерами до сотен и тысяч квадратных километров. Подобное несоответствие очень малых объемов базитов и огромных гранитоидов позволяет, например, А. Симонену (Simonen, 1960, 1969) отрицать комагматичность их.

Как известно, этот сложный вопрос о габбро-плагиогранитных ассоциациях рассматривается в книге Ю. А. Кузнецова (1964), в специальных публикациях Г. В. Полякова (1965, 1971 и др.) и не может быть здесь рассмотрен с необходимой полнотой. На наших материалах по Восточному Саяну и Сангилену мы можем только констатировать определенную генетическую связь диоритов и плагиогранитов. Кроме того, представляются убедительными когенетические связи этих пород с андезитами и риолитами натриевого ряда (лептиты). Эти ассоциации мы склонны считать прямыми производными андезитового палеослоя (Шуркия, Митрофанов, 1974). Во всяком случае изложенные выше материалы по Восточному Саяну, и особенно Сангилену, позволяют нам рассматривать их как производные гранулитового прогеосинклинального уровня земной коры и отрицать их генетическую связь с последующими ультраметаморфическими процессами более верхних уровней. Однако последние в значительной степени преобразуют породы этого формационного типа и, полностью их ультраметаморфизуя, превращают в структурно-вещественное состояние нового качества, другой формационный тип.

Глава 12. ФОРМАЦИЯ СОСКЛАДЧАТЫХ АВТОХТОННЫХ И СУБАВТОХТОННЫХ СУЩЕСТВЕННО ПЛАГИОКЛАЗОВЫХ МИГМАТИТОВ И ГРАНИТОИДОВ КАТАЗОНЫ

Структурно-вещественные комплексы этого типа развиты во всех раннедокембрийских структурах земной коры. В типичном проявлении они установлены и достаточно изучены в карелидах и свекофенидах Балтийского щита, в саксаганидах Украинского щита, в становидах обрамления и фундамента Сибирской платформы, в ранних и средних протерозоидах Восточного Саяна и Сангилену, а также в других обнаженных раннедокембрийских структурах СССР и за рубежом.

На Балтийском щите так называемая „плагиогранитная серия“ или комплекс складчатых автохтонных плагиоклазовых гранитоидов и мигматитов раннего протерозоя выделяется в антиклинальных подзонах карелид, сложенных образованиями низов протогеосинклинальных толщ и фундамента Карельской системы. Они испытали соответственно метаморфизм и повторный метаморфизм в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций и слагают единый структурно-метаморфический ярус раннеинверсионных (ребольских) геантиклинальных поднятий.

В Фенно-Карельской антиклинальной подзоне, по данным С. Б. Лобач-Жученко и К. О. Кратца (Геология и петро-



Рис. 39. Соотношения структур складчатых (1) и позднескладчатых (2) мигматит-гранитовых полей юго-западной Карелии (Геология и петрология..., 1969).

3 - разломы.

логия..., 1969), метаморфиты амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций низкого давления и породы описываемого комплекса составляют единую систему изоклинальных складчатых структур (рис.39). Совокупность гнейсов (существенно плагиоклазовых с биотитом, амфиболом, высокоглиноземистыми минералами), метапорфиридов, мигматитов и гнейсовидных гранитоидов образует здесь крылья крупной антиклинальной структуры с осью, погружающейся в северо-восточном направлении. Ядро этой структуры занимают куполообразные поля позднескладчатых мигматит-гранитов и гранитоидов, имеющих свою автономную внутреннюю структуру.

Гнейсы, мигматиты и обособленные мелкие тела гранитоидов всегда согласны и гармоничны, часто перемежаются друг с другом,

имеют постепенные (диффузные) взаимопереходы, образуют „стратиформные“ мигматит-гранитные поля.

Породы комплекса представлены мигматитами с лейкосомами диоритового и плагиогранитного состава и биотитовыми гнейсовидными гранодиоритами и плагиогранитами. Все породы характеризуются гнейсо-гранитными структурными фашиями; лишь центральные участки тел (полей) плагиогранитов иногда массивные. По составу породы существенно **олигоклазовые**; наличие микроклина во многих случаях связывается со следующим этапом гранитообразования.

Основными процессами формирования комплекса С.Б. Лобач-Жученко (Геология и петрология..., 1969) считает собирательную перекристаллизацию нижнепротерозойских вулканитов среднего и кислого состава (лептитов) и кремниево-натровый метасоматоз основных пород.

Особый интерес представляет первый процесс. Дело в том, что кислые, средние и реже основные вулканиты натриевого ряда (лептиты) слагают мощные базальные толщи многих протогеосинклинальных прогибов. Можно сказать, что это характерная формация протогеосинклинальных прогибов с гранито-гнейсовым комплексом основания (Шуркин, Митрофанов, 1968). На Балтийском щите — это мощные толщи (до 1500 м) гимольской, парандовской и других серий внутренних зон карелид, „верхняя толща кольской серии“, лептиты Швеции и Финляндии; в фундаменте Русской плиты — это курская серия и ее стратиграфические аналоги. Близкие породы известны в основании раннего протерозоя Енисейского кряжа (веснинская серия) и Присаянья (свиты камчадальская и Соснового байца). Очень сходные образования имеются в верхнеархейских вулканогенных прогибах Канадского щита — серии Киватин, Абитиб и др. (Goodwin, 1967, 1970). Сводка по глобальному распространению и специфической приуроченности лептитовой формации к подобного рода структурам и этапу развития земной коры приводится Л. И. Сапогом (1968).

К. О. Кратц, С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаев (1970) убедительно обосновывают петрологическую модель изохимической собирательной перекристаллизации в условиях эпидот-амфиболитовой фации, в результате которой плагиоклазовые металпорфириды лептитового комплекса (метаандезиты, метадациты, плагиопорфиры, кварцевые порфиры) преобразуются в порфиробластические полосчатые мигматиты и более гомогенные диорит-, гранодиорит- и плагиогранит-гнейсы. Перекристаллизация приводит к укрупнению зернистости породы, образованию порфиробластов, возникновению более грубых гнейсовидных текстур при общем сохранении минералогического (ассоциация кварц-олигоклаз-биотит) и химического состава пород. Как видно, это модель метаморфической гранитизации — изохимического преобразования в твердом состоянии целых толщ первично вулканогенных пород в гранитоиды. Учитывая повсеместное

и обильное распространение подобных первичных образований и когенетических с ними интрузивов плагиогранитоидов в протогеосинклинальных разрезах и их обычный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, можно полагать, что этот процесс является одним из ведущих в формировании протогеосинклинальных автохтонных плагиоклазовых гранитоидов и мигматитов.

В Восточно-Карельской зоне карелид, по данным К. А. Шуркина и др. (1974), раннепротерозойский складчатый комплекс автохтонных гнейсо-кварцевых диоритов, граодиоритов, плагиогранитов, микроклин-плагиоклазовых гранитов и мигматитов такого же состава слагает основную часть антиклинальных выступов и тектонических глыб фундамента. Все они являются переработанными структурами архейского беломорского комплекса, повторно метаморфизованного и реоморфизованного в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и ультраметаморфизма. Они составляют единый ярус с базальными раннепротерозойскими терригенно-вулканогенными толщами (тикшозерская серия) главного протогеосинклинального комплекса карелид, метаморфизованного и ультраметаморфизованного в тех же условиях.

Неизмененные, структурно не переработанные беломорские породы встречаются лишь в виде реликтовых участков среди мигматит-гранитовых полей. В них устанавливается, что архейские беломорские гнейсы и мигматиты имеют автономные реликтовые структуры с характерным непостоянством ориентировки элементов залегания, отличные от генерального простираения включающих их мигматитов и гнейсо-гранитоидов. В то же время структуры мигматит-гранитовых полей всегда гармоничны со структурами раннепротерозойских (лопий) толщ и многочисленными включениями последних в этих полях. Включения распределены в мигматит-гранитовых полях крайне неравномерно: от крупных участков глыб агматитов (в этих случаях субстрат обычно амфиболитовый) до редких неясно очертанных скоплений меланосомы. Установлена зависимость состава лейкосомы от состава включений: в участках с амфиболитовым составом субстрата распространены диориты, граодиориты, плагиограниты; биотитовые гнейсы включены в микроклин-плагиоклазовые мигматит-граниты. Но характерной является общая неоднородность состава и структуры мигматит-гранитовых полей, в которых гнейсо-гранитоиды, мигматиты и включения гнейсов разного состава постепенно переходят друг в друга.

Очень важными являются следующие наблюдения. Гнейсо-гранитоиды и мигматиты комплекса согласны и гармоничны со структурами нижнего отдела раннего протерозоя (лопия), они складчатые со структурами ребольской фазы. Образования же верхнего отдела (сумия), т. е. вулканогенно-терригенные породы тунгудско-надвоицкой серии, залегают на этих мигматит-гранитах, имея в основании

конгломераты. Это устанавливается, например, в Шомбозерской и Шуэзерской синклиналях. Кроме того, породы описываемого комплекса прорываются интрузивными, гипабиссальными образованиями сумия (гиперстеновыми гранитоидами) и испытывают складчатую, метаморфическую и метасоматическую переработку в селецкую (сумий) фазу.

Все это позволяет уточнить положение комплекса в развитии протогеосинклинальных систем, отнести его к образованиям раннеинверсионным, раннеорогенным, синхронным с формированием ранних протогеоантиклинальных поднятий.

К. А. Шуркин и В. М. Шемякин относят данный комплекс пород к ультрамагматическим образованиям, обязанным своим происхождением совокупности процессов амфиболитовой фации — перекристаллизации и метаморфической дифференциации, анатексису и метасоматозу. Этим процессам в первую очередь подвергались мигматит-гранитоиды и гнейсы беломорской толщи фундамента. Многие из них уже были гранитоидными по составу, что, безусловно, облегчало их последующие структурные преобразования — перекристаллизацию и метаморфическую дифференциацию. Поэтому петрографически (но не структурно) беломорские мигматит-граниты неотличимы от раннепротерозойских. Вторые могут являться лишь структурно переработанным веществом первых. Агматитовый характер многих участков, явления обтекания глыб амфиболитов позволяют говорить и о частичной мобильности гранито- и мигматитообразующего материала. Поэтому здесь допускаются и явления местного анатексиса в гранито-мигматитовых полях.

В катазоне свекофенид Приладожья также выделяется (Саранчина, 1968, 1972) складчатый комплекс, включающий тела кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов и мигматиты с таким же составом лейкосомы.

Комплекс развит среди гнейсов зоны амфиболитовой фации низкого давления Ладжской метаморфической зональности. Максимальные размеры гранитоидных тел 50–100 км². Они обычно конформные и гармоничные со складчатыми структурами рамы, но участками — с эруптивными контактами. Мелкие тела их будинированы и вторично огнейсованы; структурная фация всех гранитоидов — гнейсо-гранитная. Формирование тел происходило в одну фазу, дайковые породы и пегматитовые жилы редки.

Для гранитоидов характерны отсутствие контактовых воздействий на вмещающие породы и постоянная связь с мигматитами. Последние обычно тонкопослойные, с лейкосомой, аналогичной по составу гранитоидам обособленных тел. Отмечается общность минерального состава лейко- и меланосомы, их изофациальность.

Преобладающими породами комплекса являются кварцевые диориты и плагиограниты, состоящие из олигоклаза-андезина, кварца, биотита и обыкновенной роговой обманки. В мигматитах развиты

последние и секущие жилки кварц-кордиеритового состава. Как и все остальные минералы, кордиериты лейкосомы и меланосомы аналогичны.

Г. М. Саранчина (1968, 1972) особо подчеркивает близость химического состава гранитоидов комплекса, вмещающих плагиогнейсов и типовых граувакк. На основании анализа минеральных парагенезисов магнезиальный кордиерит-силлиманит, андалузит-силлиманит, гранат-биотит ею произведена оценка температуры (650°C) и давления (5 кб), при которых происходил региональный метаморфизм и ультраметаморфизм амфиболитовой фации ладожской серии. Эти данные в сочетании с описанными взаимоотношениями гнейсов и мигматитов-гранитоидов позволяют ей аргументировать вывод об анатектитовом происхождении мигматитов (венитов) и гранитоидов комплекса в результате плавления метаморфизованных глинисто-граувакковых образований ладожской серии.

Были рассмотрены три типичные структуры карельской части Балтийского щита, в которых развиты сходные структурно-вещественные комплексы складчатых существенно плагиоклазовых гранитоидов и мигматитов. Близкие им ассоциации известны и в других сходных структурах Балтийского щита и фундамента Русской плиты (Шуркин, Митрофанов, 1971). Это, например, существенно плагиоклазовые гнейсо-гранитоиды и мигматиты Кольского полуострова (Батиева, Бельков, 1971), вениты, полосчатые гранито-гнейсы и некоторые массивы гнейсо-плагиогранитоидов Финляндии (Эскола, 1967; Simonen, 1960), кварцевые диориты-плагиограниты северной части фундамента Русской плиты (Варданыц, 1960), раннепротерозойские складчатые гранодиориты, плагиограниты, мигматиты Украинского щита (собские, звенигородские и обиточенские гранитоиды).

Все это давно послужило основанием (Саранчина, 1968; Батиева, Бельков, 1968; Шуркин, Митрофанов, 1968) для отнесения рассматриваемых комплексов к единому формационному типу, к одной формации складчатых авто- и субавтохтонных существенно плагиоклазовых гранитоидов и мигматитов.

В позднеархейских прогибах Канадского щита, наиболее близких по типу к карелидам (Крати и др., 1972), такие комплексы ультраметагенных мигматитов и гранитоидов также известны. Мы уже приводили в предыдущей главе пример района оз. Манаван (рис. 38), где среди биотитовых и роговообманковых гнейсов и амфиболитов, а также метааркозов выделены мигматиты, гранодиорит-гнейсы и гранодиориты. Гранодиорит-гнейсы рассматриваются (Баддингтон, 1963, со ссылкой на С. Киркленда) как метаморфиты аркозов. Они переходят друг в друга и слагают крылья одной структуры. В псевдофаколитовом теле гранодиорит-гнейсов встречаются многочисленные прослои гнейсов (в том числе с кордиеритом) и метааркозов. Кроме того, здесь же происходит

метаморфизм раннескладчатых интрузивных гранодиоритов с превращением их в мигматиты.

В основании верхнеархейских толщ прогиба Чёрчилль (район Хансон-озера) описаны гнейсы высокотемпературной субфации амфиболитовой фации среднего давления и ассоциирующие с ними ультраметагенные мигматит-гранитоиды, в том числе типичные антиклинал-факолиты гранодиоритового состава. Структурно-метаморфический анализ (Gaskarth, 1971) показал, что начало мигматизации, гранитизация, мобилизация и селективный анатексис связаны с ранней складчатостью F_1 и продолжаются в кульминационный этап регионального метаморфизма и складкообразования F_2 . Со структурами более поздними (F_3) сопряжены конец регионального метаморфизма, перемещение гранито- и пегматитообразующего материала.

Следует подчеркнуть, что метаморфизм протогеосинклинальных верхнеархейских образований Канадского щита лишь в отдельных местах достигал условий катазоны, а обычно протекал в условиях мезозоны (зеленосланцевая фация). В связи с этим ультраметагенные образования в структурах прогибов здесь нечасты, преобладают гранитоиды предыдущего формационного типа. Кроме того, в фундаменте этих прогибов, как и в только что описанной Восточно-Карельской зоне карелид, интенсивное развитие имеют процессы формирования субавтохтонных мигматит-гранитовых куполов ремобилизации (см., например, район к северо-востоку от бассейна Гастингс на рисунке в работе А. Баддингтона (1963)).

В структурах фундамента Сибирской платформы и ее складчатого обрамления, т. е. в другом классе главнейших протогеосинклинальных структур — в окраинных системах, комплексы этого формационного типа также имеют широкое развитие.

В позднеархейской Становой складчатой области выделяется становой соскладчатый комплекс автохтонных плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых гранитоидов и мигматитов (Судовиков и др., 1965). В современном эрозионном срезе здесь на огромных площадях обнажены верхнеархейские метаморфиты амфиболитовой фации средних давлений и диафориты этой же фации по нижнеархейским гранулитам, слагающим глыбы первоначального фундамента. Связанные с этими метаморфитами ультраметагенные образования распространены во всем объеме Становой структуры.

Среди мигматитов преобладают складчато-послойные типы, встречаются агматиты, птгматиты и теневые мигматиты. Меланосомы мигматитов представлены биотитовыми, амфиболовыми, гранатовыми, дистеновыми гнейсами и амфиболитами. Лейкосома — обычно гранитовая, аплитовая, пегматитовая; в ней встречаются микропегматитовые и гранофировые участки. Граница полос мигматитов резкая. Состав лейкосомы зависит от состава гнейсов: толщи

амфиболовых плагиогнейсов содержат плагиогранитоиды, в биотитовых гнейсах (с микроклином) преобладают плагиомикроклиновые, нередко лейкократовые граниты, аплиты, пегматиты. Из особенностей минералогического состава лейкосомы особо отмечается постоянное присутствие в ней альмандинового граната, который имеется даже в тех случаях, когда меланосома не содержит его.

Рассматривая вопросы генезиса лейкосомы мигматитов станового комплекса, М. Д. Крылова (1972); Судовиков и др. (1965) приводит свидетельства разнообразия процессов. Микропегматитовые и гранофировые образования рассматриваются ею как признаки селективного анатексиса, отмечаются следы перемещения (инъекции) гранитообразующего материала. Образование лейкократовых полос и оболочек вокруг фемических участков трактуется как явление метасоматической, латераль-секрционной дифференциации. Наконец, метасоматоз, порфиробластез и гранитизация (в узком смысле) характеризуют преобразования в основном специфических пород - амфиболитов, метабазитов, высокоглиноземистых гнейсов, кварцитов.

В единый комплекс с мигматитами включаются и более обособленные однородные тела „становых гранито-гнейсов“, пегматитов и аплитов. Тела и массивы становых гранитоидов площадью до 2000 км² приурочены и тесно связаны с полями мигматитов. В целом они гармоничны и конформны с антиклинальными и синклинальными структурами рамы. Контакты гранитоидов представляют собой зону мигматитов, а среди самих гранитоидов много полосовидных включений гнейсов, гармоничных с направлением структур рамы. В то же время в отдельных местах наблюдаются секущие и дисгармоничные соотношения, неориентированные угловатые ксенолиты, обтекаемые гранитоидным веществом.

Структуры гранитоидов бластические, нередко порфиробластические, в участках секущих контактов гилпидиоморфнозернистые, иногда гранофировые. Текстуры - гнейсовидные, полосчатые. Количественно-минералогический состав гранитоидов варьирует, %: кварц 20-40, олигоклаз 25-60, микроклин (разной триклинности) от 0 до 15-45, биотит и реже амфибол в сумме 3-15. Иногда присутствует гранат. Плагиоклаз обычно преобладает над микроклином.

По данным И. С. Седовой, и для гранитоидов массивов намечается зависимость их состава от состава вмещающих толщ. Так, в гнейсовых толщах становой серии гранитоиды микроклин-плагиоклазовые, в то время как в более основной по составу урканской серии они существенно плагиоклазовые, часто безмикроклиновые. Состав плагиоклаза последних также более анортитовый (№ 24-33 по сравнению с № 16-21).

М. Д. Крылова и И. С. Седова (Крылова и др., 1972) ведущими процессами в формировании этого автохтонного мигматит-гранитового комплекса считают метасоматическую гранитизацию и в меньшей степени анатексис. Признаки проявления обоих процессов

устанавливаются повсеместно, однако оценить значимость каждого из них в настоящее время нам представляется затруднительным. Во всяком случае наша петрохимическая обработка имеющегося материала (из работы: Судовиков и др., 1965) показала, что составы гранитоидов комплекса группируются в очень ограниченном объеме тетраэдра, приурочены к поверхности двойной котектики „плагиоклаз-ортоклаз“ и свидетельствуют скорее о преобладающей анатектитовой (метатектитовой) природе этих гранитоидов, чем об их метасоматическом генезисе.

В главе 3 этой работы были уже описаны протогеосинклинальные складчатые мигматиты и гранитоиды, размещенные на разных уровнях глубинности и в разновозрастных структурно-фациальных зонах Восточно-Саянской складчатой области. Для внутренней зоны ее особенно характерно развитие аллохтонных (интрузивных) гранитоидов этого формационного типа с перемещением гранитообразующего материала с ультраметаморфического уровня на уровни метаморфизма низкотемпературной амфиболитовой и даже эпидот-амфиболитовой фаций. Таковыми, по-видимому, являются гранитоиды дербинского и саганшудутского комплексов.

В пределах Байкальской складчатой области* в раннеархейских структурах глыб широко распространены позднеархейские мигматит-граниты олекминского (или яблонового) ультраметагенного комплекса, связанные с процессами наложенного метаморфизма амфиболитовой фации (Миرونюк, 1966, и др.). По всем структурно-вещественным и генетическим особенностям они аналогичны ретроморфитам гранулитов Присаянской структуры (глава 3).

В бассейне р. Калара мигматит-граниты и гранитоиды с минеральными парагенезисами амфиболитовой фации залегают среди верхнеархейских супракрустальных пород, прогрессивно метаморфизованных в этой же амфиболитовой фации (Неелов и др., 1971). Эти авто- и субавтохтонные образования принадлежат только что охарактеризованному становому комплексу.

В Кодаро-Удоканской раннепротерозойской структуре, которая может быть отнесена к типу остаточных протогеосинклинальных структур (глава 2, раздел „Палеотектоническая основа...“), гранитоиды раннепротерозойского куандинского комплекса представляют собой достаточно полную складчатую вертикальную серию. В этой одновозрастной серии пород „плагиогнейсо-граниты-микроклин-плагиоклазовые гнейсо-граниты-массивные граниты-пегматоидные граниты (пегматиты)- аплиты-кварцевые жилы“ намечается последовательное разделение пород в пространстве в соответствии с метаморфической зональностью удоканской толщи и ее фундамента.

* Этот раздел главы о ранних гранитоидах Байкальской складчатой области составлен по материалам М.М. Мануйловой (глава 4).

В архейском структурном ярусе плагиогнейсо-граниты и мигматиты сосредоточены вдоль зон разломов (трогов), где они слагают реоморфизованные валы (Глуховский, 1969) или купола. К этим участкам приурочены явления диафтореза эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций низких давлений в архейских вмещающих породах.

В ранних протерозоидах широко распространены небольшие массивы и жилы биотитовых и двуслюдяных гранитов, гранодиоритов, пегматоидных гранитов, пегматитов, аплитов и жильного кварца. Вблизи массивов здесь устанавливается прогрессивный контактовый метаморфизм вмещающих пород вплоть до появления зоны силлиманита.

Микроклин-плагиоклазовые гнейсо-граниты в структурах удоканской серии характерны для зоны амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Граниты, пегматиты и аплиты в целом приурочены к краевым (апикальным) частям этих полей гнейсо-гранитов и сосредоточены в основном в более верхних зонах метаморфит, вплоть до уровня пород зеленосланцевой фации. Такое разделение пород в пространстве соответствует модели последовательной кристаллизации реоморфического и анатектического (магматического) гранитообразующего вещества.

Достаточно полная и характерная вертикальная серия гранитоидных образований этого формационного типа выделяется в ранних докембридах западной части Сангиленского срединного массива (Рогов и др., 1974). Здесь в условиях блокового строения и очень неравномерного эрозионного среза Сангиленской структуры хорошо видно, что для чжаргалантского „анатектит-мигматитового комплекса“ весьма характерна зональность, которая выражается в последовательном изменении составов пород, форм, размеров и количества гранитоидных тел, их взаимоотношений с субстратом и генетических особенностей в направлении от центров мигматизации к их периферии. Эта зональность соответствует известной из работ Н. Г. Судовикова зональности мигматитовых полей докембрия, совпадает с региональной метаморфической зональностью и вместе с ней изменяется вверх по разрезам толщ так, что на разных стратоевровнях гранитоиды имеют различные черты.

Наиболее глубокие срезы вскрываются здесь на уровне архея и нижнего протерозоя. Гранитообразование происходит в существенно гнейсово-сланцевых толщах, диафторически и прогрессивно метаморфизованных в амфиболитовой фации. В результате этих процессов развиваются стратиформные складчатые ультраметагенные мигматиты и гранитоиды, которые слагают поля и небольшие факолиты и купола.

В мигматит-гранитовых полях наблюдается полная корреляция минералогического состава гнейсов, мигматитов и гранитоидов.

Разница только в количественном составе, в большей близости состава лейкосомы к составу гранитоидов, в обогащенности ее калиевыми минералами и в обедненности мафическими, в большей гомогенности и однородности. Существуют все переходы от гнейсов (с наиболее распространенными ассоциациями гранат + силиманит ± кордиерит ± андалузит + мусковит + биотит + олигоклаз ± микроклин + кварц) до гомогенных микроклин-олигоклазовых гнейсо-гранитоидов (в основном двуслюдяных, часто ортотектитовых).

На более верхних уровнях, в ставролит-андалузитовой субфации и в эпидот-амфиболитовой фации, гранитоиды слагают мелкие тела и жильные поля. По всему разрезу встречаются согласные, реже секущие, нередко будинированные жилы лейкократовых гнейсовидных гранитов, ортотектитов и пегматитов. Все они содержат биотит, мусковит, гранат. В гнейсовых породах они нередко имеют нечеткие, распычатые контакты, слюдяные оторочки; в карбонатных породах они часто будинируются. Мощность отдельных жильных тел очень изменчива: от 5-10 см до 6-10 м. Крупные имеют строение зональных пегматитовых жил, мелкие в основном ортотектитовые.

Обычно жильные тела образуют скопления, поля (площадь в несколько квадратных километров), так густо пронизывающие карбонатно-гнейсовые породы, что вся совокупность напоминает эруптивные зоны. Это то, что на примере Чжаргалантского поля Н. В. Рогов называет «штокверк-плутоном». В местах таких скоплений жильных тел интенсивны процессы перекристаллизации, имбибизации, метасоматоза, которые захватывают как породы субстрата, так и сами жильные образования. Крайними метасоматитами являются щелочные граносиениты и сиениты.

Лейкократовые плагиоклаз-микроклиновые граниты, обычно гнейсовидные, нередко микропегматоидного облика, почти всегда содержащие гранат, являются наряду с ортотектитами-пегматитами характерными породами этого метаморфического уровня. Кроме мелких согласных жильных тел (мощностью от 0,5 до 10-20 м) и секущих жил, приуроченных к разрывам по осевым плоскостям складок, эти лейкократовые граниты слагают и более крупные тела. Круто наклоненное обнажение одного из них изображено на рис. 12. В целом все тело согласное, вписанное в структуру карбонатной балыктыгхемской свиты, но его апофизы часто бывают секущими. Характерно, что эти гранитоиды не оказывают никакого контактового воздействия на вмещающие мраморы. Н. В. Роговым описан еще Верхне-Эрзинский массив, который расположен на границе ката- и мезозоны. Его нижняя часть представлена мигматитами, мигматит-гранитами, гнейсо-гранитами. В верхней же части преобладают жильные лейкократовые граниты и метасоматиты.

Жильные поля по разрезу продолжают вверх до уровня верхних свит среднего протерозоя. Характер дислоцированности, тесная

связь со складчатыми структурами и согласованность с регионально-метаморфической зональностью сохраняются до самых верхних уровней. Однако вверх по разрезу сначала начинают преобладать пегматиты и исчезать собственно гранитоиды, затем характерными становятся кварц-полевошпатовые и на самых верхних уровнях — кварцевые жилы гидротермального происхождения. Соответственно уменьшаются размеры и количество тел в жильных полях, и жильный материал как бы все более „рассеивается“ вверх по стратоевням.

Верхние уровни таких вертикальных серий в районах Алтае-Саянской области располагаются ниже рифейских (верхнепротерозойских) толщ. Этот и некоторые другие признаки указывают на более вероятный предрифейский их возраст.

Описанная зональность проявляется в петрохимическом отношении тем, что вверх по стратоевням и к периферии ареалов в гранитоидных породах убывает содержание всех фемических элементов, увеличиваются количества кремнекислоты и щелочей при относительно постоянстве содержания алюминия.

Нижнюю зону, область рождения гранитоидов и мигматитов рассматриваемого формационного типа, Н. В. Рогов называет „мигматит-анатектитовой“. На основе структурно-петрографических исследований он пришел к выводу о преимущественно анатектической природе мигматито- и гранитообразующего материала за счет гнейсового субстрата. Приводимые им значения температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварцах метасомы и лейкосомы мигматитов в ряде случаев достигают 800–850°C, что вроде бы благоприятствует такой возможности.

Если это так, то хорошее соответствие химических составов метаморфит, лейкосом мигматитов и гнейсо-гранитов (рис. 40) позволяет рассматривать последние как полные анатектиты (диатектиты). В основной своей массе гнейсы Сангилены имеют составы, близкие составам двойных котектических поверхностей гранитной системы, а некоторые из них точно соответствуют составам тройных котектик. Это, несомненно, должно было благоприятствовать процессам их анатексиса.

Изучение пород в жильных полях верхних уровней показало, что в их составе различаются два генетических компонента. Один обнаруживает черты магматогенного происхождения, другой развивается позднее в виде прихотливых по форме, часто с неясными границами кварц-щелочнополевошпатовых метасоматических агрегатов. По-видимому, на этих относительно высоких уровнях проявляются в основном породы интрузивные и метасоматические в отличие от более нижних уровней, где преобладают анатектит-мигматиты. Это видно и на рис. 41.

Лейкократовые гранитоиды, ортотектиты (пегматиты), сиенитоиды более высоких уровней становления характеризуются большим

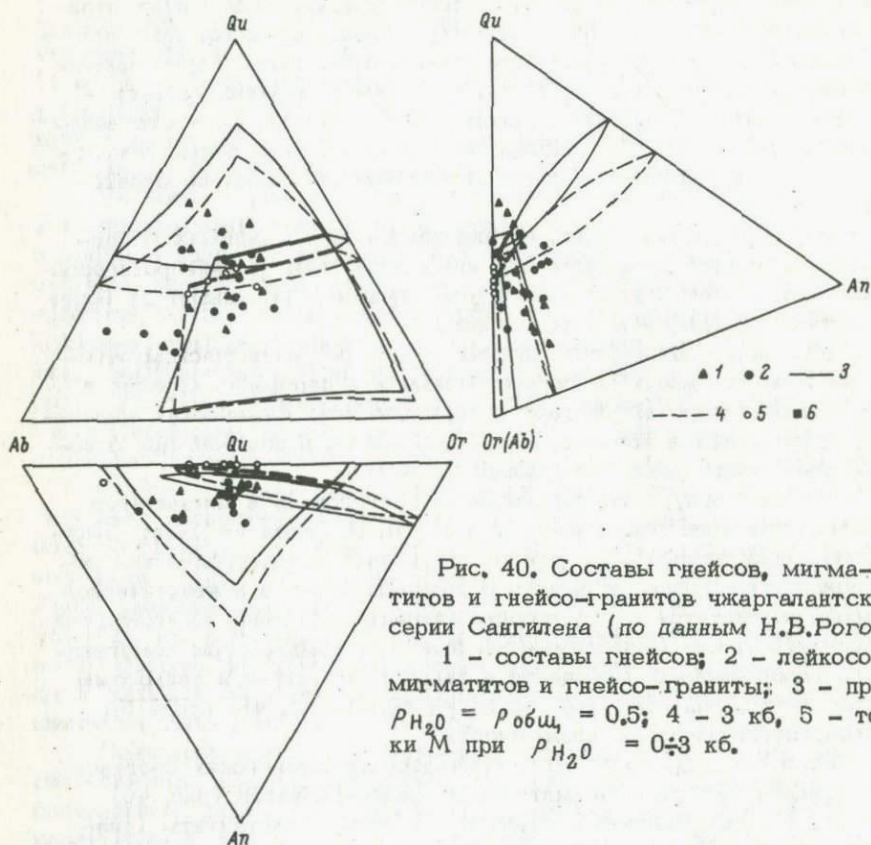


Рис. 40. Составы гнейсов, мигматитов и гнейсо-гранитов чжаргалантской серии Сангилена (по данным Н.В.Рогова).

1 - составы гнейсов; 2 - лейкосомы мигматитов и гнейсо-граниты; 3 - при $\rho_{H_2O} = \rho_{общ} = 0,5$; 4 - 3 кв, 5 - точки М при $\rho_{H_2O} = 0,3$ кв.

разнообразием состава. Часть их очень обогащена кварцем, некоторые - микроклином. Для этих пород и следует предполагать метаморфогенно-метасоматическую природу, которая геологически особенно отчетливо устанавливается Н. В. Роговым для метасоматит-сиенитоидов. Половина же проанализированных пород этого аллохтонного комплекса имеет анхикотектический состав. Многие из них имеют эруптивные контакты, а потому их магматогенная природа не должна вызывать сомнений. В таком случае они представляют собой перемешанные выплавки, обогащенные летучими, что сказывается и на их кристаллизации в условиях температурного минимума гранитной системы. Обогащенность системы летучими

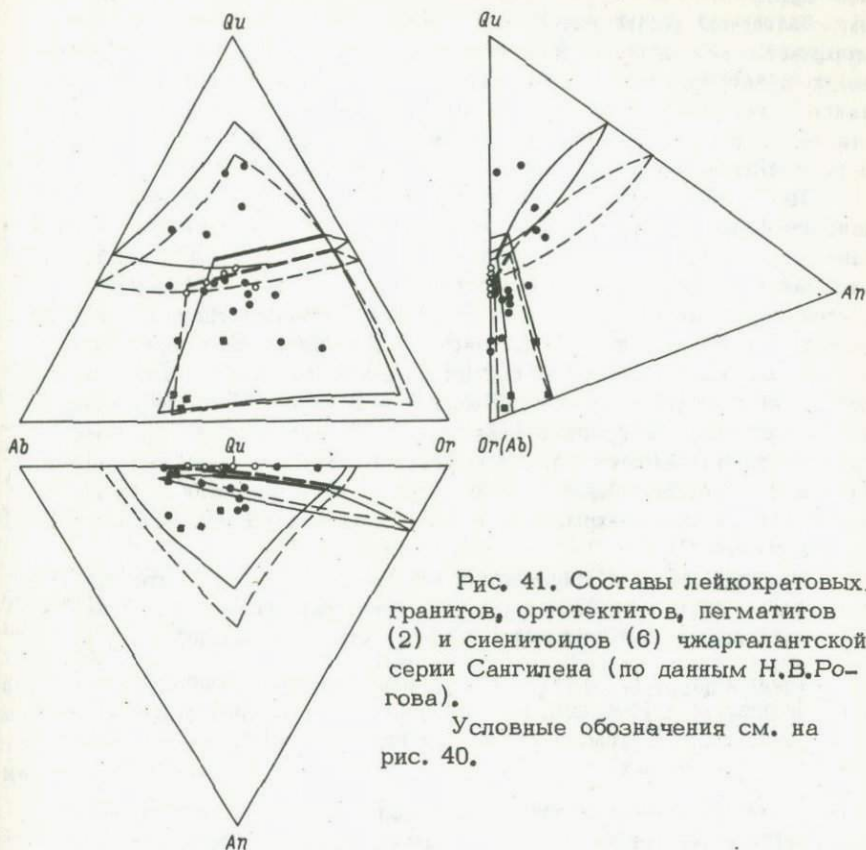


Рис. 41. Составы лейкократовых гранитов, ортогнейсов, пегматитов (2) и сиенитоидов (6) чжаргалантской серии Сангилен (по данным Н.В.Рогова).

Условные обозначения см. на рис. 40.

способствовала и широкому проявлению аутометаморфических явлений, в том числе и метасоматического характера.

Рассматривая всю эту фашиальную серию в целом, нужно сказать, что аллохтонные лейкократовые ее составляющие имеют подчиненное значение и незначительный интервал перемещения — только до уровня эпидот-амфиболитовой фашии.

Таким образом, формация складчатых гранитоидов и мигматитов наиболее типична для глубинных зон протогесинклинальных раннедокембрийских структур. Комплексы этого типа развиты в обоих классах протогесинклинальных прогибов позднеархейского, раннепротерозойского и местами среднепротерозойского возраста.

Они приурочены к метаморфизмам амфиболитовой и меньше эпидот-амфиболитовой фаций умеренных и низких давлений зонально метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ и структурно-вещественно преобразованного прогнессинклинального фундамента („комплекса основания“). Для вертикальных серий этого типа устанавливается „стратоевровенная“ зональность, согласующаяся с разрезом и регионально-метаморфической зональностью.

По данным исследователей, изучавших конкретные комплексы данного формационного типа, ведущими петрогенетическими процессами признаются ультраметабазисные — метаморфическая перекристаллизация и дифференциация, анатексис, метасоматоз. Существует полное единогласие в том, что эти мигматит-гранитные комплексы формировались в основном на месте рождения гранитообразующего материала. Перемещения вещества разного масштаба и типа являются последующими, производными. Расстояния такого перемещения ультраметабазисного гранитообразующего вещества, т. е. протяженности вертикальных серий, были незначительными. Это подтверждается всеми изложенными геологическими наблюдениями и имеет определенное физико-химическое обоснование в рамках анатектитовой модели.

Эксперименты с гранитными системами показали, что при относительно низких температурах ультраметаморфизма амфиболитовой фации возможные расплавы должны быть „водными“ ($\rho_{H_2O} = 0.75-0.5 \rho_{общ}$). Существенно плагиоклазовый состав пород рассматриваемой формации подтверждает это. По расчетам адиабат, выполненных Дж.Кэном, и соотношениям их с кривыми плавления гранитов при разных $\rho_{H_2O} / \rho_{общ}$ (Cann, 1970; Саранчина, Шинкарев, 1973) адиабатический (равновесный) подъем такого „водного“ расплава может быть только очень ограниченным. Это относится не только к инициальным и метатектитовым расплавам, ограниченная способность которых к интрузии усугубляется еще их низкими температурами и диффузными формами распределения в объеме, но даже и к диатектитовым расплавам, обладающим повышенными температурами и значительными объемами расплава, что увеличивает их способность к движению с последовательной кристаллизацией. Последнее в гранитоидах рассматриваемого типа устанавливается редко, но мы это видим на примерах аллохтонных гранитоидов саганшутского и дербинского комплексов Восточного Саяна. Безусловно, еще меньшую способность к перемещению имеют собственно метаморфогенные мигматиты и гранитоиды — продукты метаморфической перекристаллизации, дифференциации и пр.

В связи с этим в настоящее время представляется неправомерным говорить о протяженных единых генетических гранитных сериях, подобных тем, которые предполагались Х.Ридом и Н.Г.Судовиковым и которые нередко описываются сейчас (Махлаев,

Коробова, 1972). Эти „серии“ ультраметаморфических автохтонных мигматит–гранитов–реоморфических субавтохтонных гранитоидов–интрузивных гранитов (иногда вплоть до субвулканитов и вулканитов) имеют себе подтверждение только в первых двух членах и являются не протяженными по вертикали.

К этому выводу с разных позиций приходят многие (Соболев, 1971; Штейнберг, Ферштатер, 1971; Саранчина, Шинкарев, 1973, и др.), и он, видимо, не относится к продуктам плавления гранулитового уровня и некоторым другим кислым магмам (глава 15). В равной мере его не следует распространять и на нисходящие, кристаллизационные серии гранитоидных магм, в том числе и анатектитовые. При подъеме расплава (даже ограниченном) и его последовательной кристаллизации наибольшей подвижностью должны обладать его составляющие, обогащенные летучими с самой низкой температурой кристаллизации. Таковыми являются „остаточные“ анхикотектические калиево–натриевые граниты, аплиты, ортотектиты, пегматиты. В некоторых сериях данного формационного типа (например, в чжаргалантской Сангилене) эта последовательность хорошо устанавливается.

Для комплексов этого формационного типа характерны факолитовые однофазные тела гнейсо–гранитоидов разных размеров, гармоничные и конформные со складчатыми структурами рамы. Мигматит–гранитные „стратиформные“ поля также вписаны в складчатую структуру. Разными методами устанавливается сопряженность формирования пород комплексов с главными складкообразовательными движениями рамы. При этом характерна приуроченность образования их к стадии ранней инверсии структур протогесинклинальных систем.

Эти выводы требуют некоторых уточнений и объяснений. В рамках трех главных этапов деформационного цикла метаморфических толщ (Миллер, 1973) обычно определяется, что региональная мигматизация одновременна с кульминацией процессов регионального метаморфизма и со складкообразующими деформациями среднего этапа, формирующими основу изоклиальной складчатости метаморфид (Крылова, 1974; Седова и др., 1974; табл. 13). Но Л.П.Свириденко (1974) на основе детального структурно–метаморфического изучения таких мигматит–гранитов Карелии установила, что формирование их связано с более поздним этапом деформаций, чем деформации кульминации регионального метаморфизма. Ливейные и плоскостные ориентировки минералов ультраметаморфид имеют секущие соотношения с ориентировками минералов вмещающих их метаморфид, хотя те и другие являются почти изофациальными.

Поставленные вопросы с позиций анализа экспериментальных и расчетных термодинамических данных специально рассматриваются в работах и в докторской диссертации Ф. А. Летникова (1968, 1972). Показано, что в условиях амфиболитовой фации прогрессивный

метаморфизм, сопровождаемый увеличением $P_{общ}$ и эндотермическим $\alpha-\beta$ -переходом кварца, не может непосредственно привести к выплавлению больших масс расплавов. Наблюдаемые структуры течения масс пород проще объяснить состоянием их „механического плавления“, их свойствами квазирасплава, особенно в условиях $\alpha-\beta$ -перехода кварца (при $T > 524^{\circ}\text{C}$), когда последний по своим механическим свойствам приближается к состоянию жидкости. Это изменение кварца сопровождается значительным приращением объема, что, по нашему мнению, может приводить к частичному подъему структур, началу инверсии режима, на определенной стадии — к уменьшению общего давления и началу регионального выплавления кислых магм. Усиление последнего процесса ведет к увеличению объема и еще более способствует поднятию (инверсии) структур.

Для всех комплексов этого типа характерна неразрывная связь и постепенность переходов от гнейсов к мигматитам и далее к автотонным и субавтотонным телам гнейсо-гранитоидов. Даже в аллохтонном залегании гранитоиды этих комплексов не оказывают существенных контактовых воздействий, т. е. характерна изофациальность гнейсов, мигматитов и гранитоидов.

Во всех изученных комплексах преобладают существенно плагиоклазовые разновидности гранитоидов как в лейкосоме мигматитов, так и в гранитоидах массивов, хотя этот признак и не может быть признан универсальным. Гранитоиды изменяются по составу от кварцевых диоритов до плагиоклазовых и реже микроклин-плагиоклазовых гранитов. Характерна общность минерального состава гранитоидов, пегматитов, аплитов, мигматитов и гнейсов. Эта общность проявляется как в составах основных породообразующих минералов (олигоклиз-андезин + кварц + биотит \pm микроклин \pm обыкновенная роговая обманка), так и в составах кордиерита и граната.

По химизму формация характеризуется щелочноземельным и существенно натриевым типом пород (рис. 42-44). На развертках тетраэдра они приурочены к плагиоклазовому объему, являются некотектическими, предельно многокомпонентными (по нормативным минералам). В условиях магматической модели этот ряд кристаллизационной дифференциации, далеко отстоящий от области M , свидетельствовал бы о том, что гранитоиды этой формации, включая лейкосомы мигматитов, являются продуктами равновесной глубинной изобарической кристаллизации в условиях режима длительного квазитермостатирования. Это согласуется с данными по сходству минеральных парагенезисов гранитоидов рассматриваемой формации и вмещающих их метаморфит, изофациальной кристаллизации тех и других в pT условиях ультраметаморфизма амфиболитовой фации. Исключение, а вернее, уточнение этой характеристики формации показано на рис. 41, где аллохтонные ортогнейсы чжаргалантской



Рис. 42. Составы пород формации складчатых автохтонных и субавтохтонных существенно плагиоклазовых мигматитов и гранитоидов катазоны. 47 анализов, по данным С. Б. Лобач-Жученко и др. (Геология и петрология..., 1969), К. А. Шуркина и др. (1974), Г. М. Саранчиной (1972), И. С. Седовой и др. (Судовиков и др., 1965).

серии, обогащенные летучими и кристаллизующиеся на уровне эпидот-амфиболитовой фации, имеют состав температурного минимума гранитной системы. Понятно, что здесь широко проявлены и автометаморфические явления, в том числе и метасоматического типа.

Очень показательным, что на диаграмме В. А. Кутюлина (1964) породы этой формации располагаются в основном в поле „литогенных гранитоидов“, что согласуется с представлением об их зарождении и становлении в пределах гранито-гнейсового слоя земной коры.

При сравнении комплексов двух классов протогеосинклинальных структур – материковых (например, карельских и свекофенских) и внешних окраинных (становых, саянских) в первую очередь

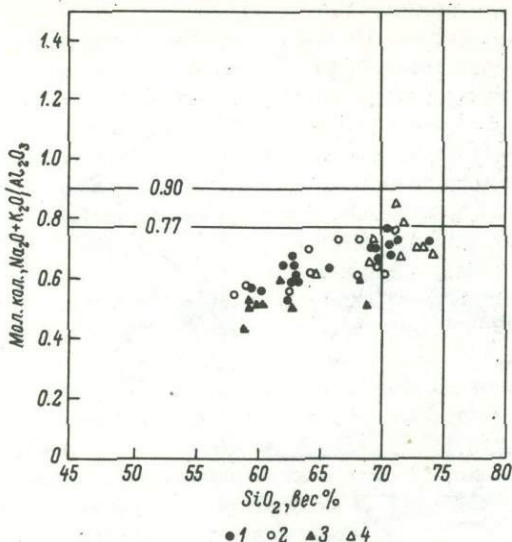


Рис. 43. То же (рис. 42) на диаграмме К. Б. Зарянова (1960).

1 - породы Фенно-Карельской подзоны Балтийского щита; 2 - породы Восточно-Карельской зоны; 3 - породы Ладожской структуры; 4 - породы раннестанового комплекса. На диаграмме выделены поля субшелочных пород (по горизонтали) и собственно гранитов (по вертикали).

можно говорить об их общих чертах, позволяющих относить их к одному формационному типу. Общность заключается в одинаковом структурном и фациальном типе пород, месте комплексов в истории развития протогесосинклинальных систем, в сходном наборе слагающих комплексы пород, в общих особенностях петрогенетических процессов.

Некоторые в настоящее время лишь намечаемые различия заключаются в том, что в комплексах окраинных структур, например в становом, куандинском, чжаргалантском, относительно большую роль играют микроклиносодержащие гранитоиды. Эти комплексы не такого отчетливо плагиоклазового типа, как карельские и свекофенские. Количественно об этом говорить трудно, но тенденция намечается. Сейчас можно отметить лишь то, что уровни формирования гранитообразующего материала в сравниваемых структурах

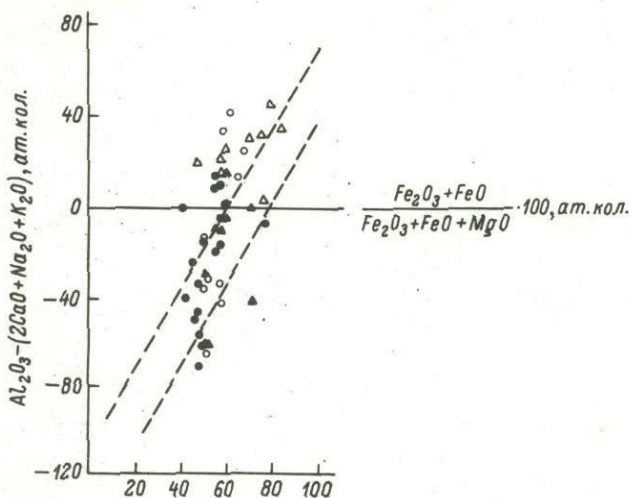


Рис. 44. То же (рис. 42) на диаграмме В. А. Кутюлина (1964), где сверху вниз выделены поля «литогенных», «промежуточных» и «базальтоидных» ассоциаций.

вещественно различаются. В карелидах это ретроморфизованный гранито-гнейсовый фундамент беломорид и терригенно-лептитовые протогессинклинальные образования; в типичных становидах это измененный чарнокит-гранулитовый фундамент алданид и терригенные протогессинклинальные образования.

Какова же может быть причина таких различий? Вторичные ультраметаморфиты беломорского комплекса основания образовывались по породам амфиболитовой фации, т. е. достаточно обогащенным летучими компонентами и водой. В условиях относительно низкого общего давления (прогрессивные метаморфиды ранних карелид андалузитового типа) парциальное давление воды могло играть здесь значительную роль при гранитообразовании и, как показывают эксперименты, составы гранитоидов в этом случае должны быть существенно натриевые (плагноклазовые).

Ретроморфиты алданского или шарыжалгейского комплекса основания обрамления Сибирской платформы развивались по породам гранулитовой фации, по всем данным бедным водой. В становидах это метаморфиты дистенового типа по давлению. В этих условиях можно предполагать меньшее значение P_{H_2O} в общем балансе давления и соответственно обогащение гранитных мобилизаторов

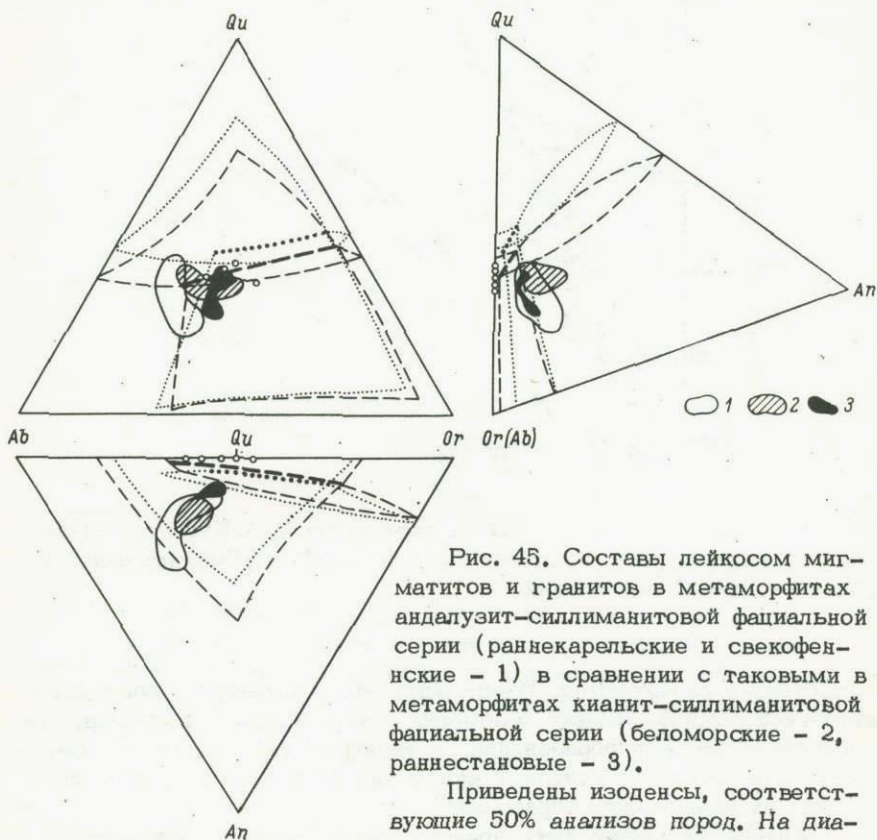


Рис. 45. Составы лейкосом мигматитов и гранитов в метаморфитах андалузит-силлиманитовой фациальной серии (раннекарельские и свекофенские - 1) в сравнении с таковыми в метаморфитах кианит-силлиманитовой фациальной серии (беломорские - 2, раннестанаовые - 3).

Приведены изоденсы, соответствующие 50% анализов пород. На диаграммах видна обогащенность вторых ортоклазовым компонентом.

калиевым компонентом. Напомним, что и наиболее поздний гранитообразующий материал прогеосинклинальной чарнокит-гранулитовой группы (формация аляскитов) также обогащен калием.

В первом приближении такая гипотетическая модель может объяснять намечающиеся различия составов мигматит-гранитов этого формационного типа в разных классах протогеосинклинальных систем, а может быть, и в типовых метаморфических сериях, различных по величине давления, т. е. в фациальных метаморфических сериях андалузит-силлиманитового и дистен-силлиманитового типов. Эти вещественные различия намечены на рис. 45.

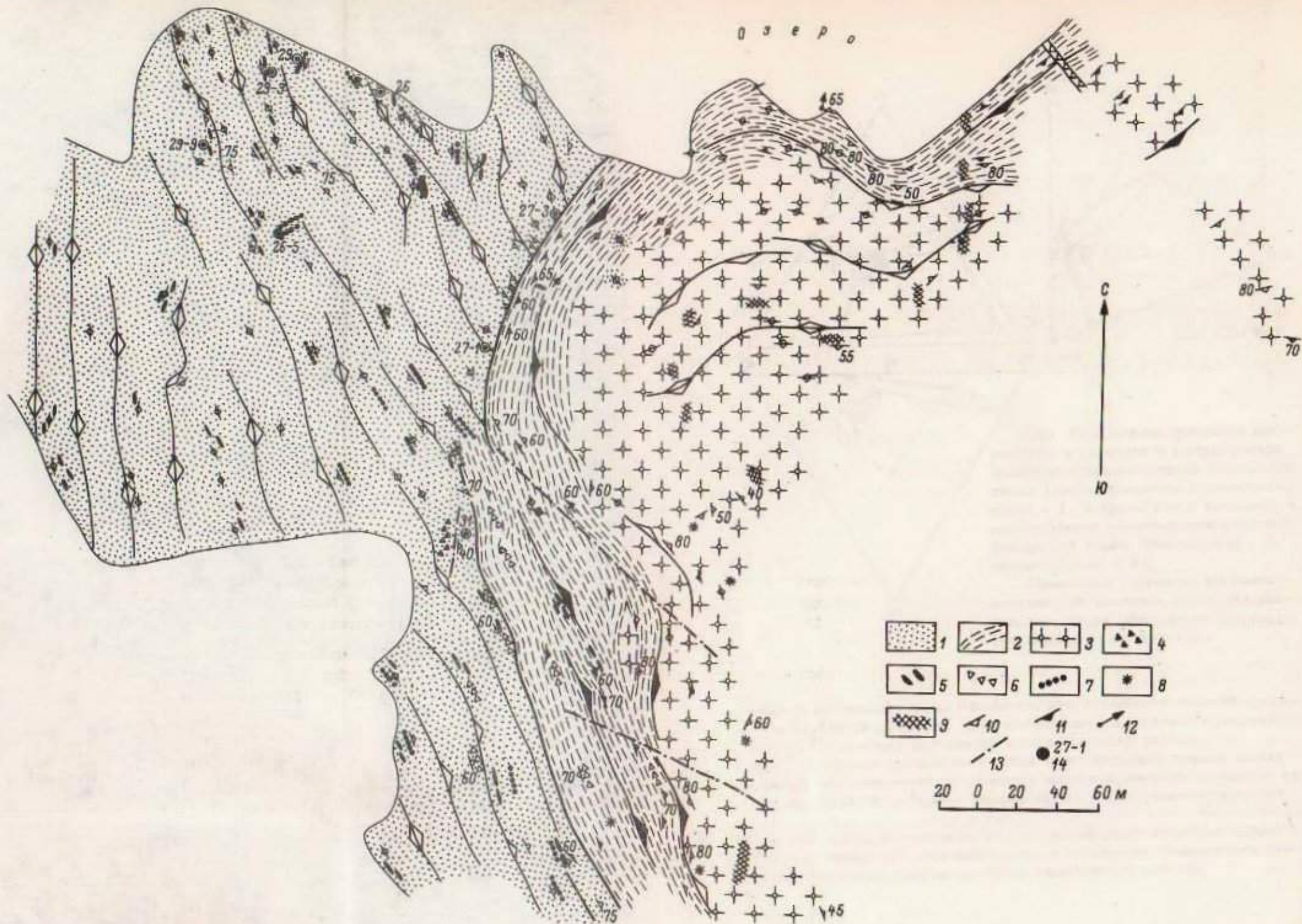


Рис. 46. Дискордантный характер взаимоотношений позднескладчатых (2,3) и соскладчатых (1) гранитоидов и мигматитов. Юго-западная Карелия, участок Луглаярви (Геология и петрология..., 1969).

1 - плагиомигматиты и гнейсовидные плагиограниты; 2 - гнейсо-гранодиориты; 3 - порфиробластические гранодиориты; 4 - агматиты с обломками амфиболитов; 5 - линзы амфиболитов; 6 - темевые агматиты с обломками амфиболитов; 7 - зоны собирательной перекристаллизации; 8 - места появления амфибола; 9 - скопления мафических минералов (реститы); 10 - полосчатость; 11 - гнейсовидность; 12 - линейность; 13 - тектонические нарушения; 14 - некоторые обнажения.

Глава 13. ФОРМАЦИЯ ПОЗДНЕСКЛАДЧАТЫХ ПЛАГИОМИКРОКЛИНОВЫХ ГРАНИТОИДОВ И МИГМАТИТОВ (протогеосинклинальных систем материкового типа)

В одной из первых отечественных сводок по магматизму (Геологическое строение СССР, 1968) Ю. Ир. Половинкина сделала вывод о том, что главной докембрийской эпохой гранитообразования является ранний протерозой. Если заменить это хронологическое понятие палеотектоническим „протогеосинклинальным этапом развития земной коры“, то с таким выводом следует согласиться. Действительно, самое интенсивное гранитообразование связано с этим этапом, охватывающим в пределах древних платформ временной интервал поздний архей-ранний протерозой, частично (в свекофенидах) - средний протерозой.

Позднескладчатые, синиверсионные комплексы мигматитов и гранитоидов рассматриваемого формационного типа являются наиболее распространенными во многих структурах протогеосинклинальных систем материкового типа. Можно назвать примеры „гранитоидов II группы“ („гранитной серии“) карелид советской части Балтийского щита (Кратц и др., 1970; Глебова-Кульбах и др., 1963; Шуркин и др., 1974, и др.), ассоциации гранитоидов „гранитной провинции“ свекофенид Финляндии (Simonen, 1960), позднескладчатые гранитоиды саксаганид Украинского щита (местные названия гранитоидов - „кировоградские“, „новоукраинские“, „житомирские“ и др. - Шуркин и др., 1972), самые распространенные „куполообразующие“ гранитоиды и мигматиты Канадского (Баддингтон, 1963) и Африканского щитов (см., например: Macgregor, 1951; Arnould, 1961).

В юго-западной Карелии, по данным С. Б. Лобач-Жученко, К. О. Кратца и др. (Геология и петрология..., 1969), микроклин-плагиоклазовые граниты, гнейсо-граниты, мигматиты, порфиробластические и амфибол-микроклинновые гранодиориты и лейкократовые граниты составляют вторую „гранитную серию“ раннепротерозойского возраста, сменяющую во времени первую „плагиогранитную серию“. По подсчетам С. Б. Лобач-Жученко, в Фенно-Карельском антиклинальном поднятии карелид площади, занятые гранитоидами и мигматитами второй „серии“ пород, составляют около 70%. В Западно-Карельской синклинальной зоне гранитоидов этого типа меньше 1%. Эти ориентировочные подсчеты показывают преобладающее развитие гранитоидных образований в фундаменте и в низах протогеосинклинальных структур, совмещенность позднескладчатых гранитоидных образований с антиклинорными структурами.

Слагая преобладающую часть Фенно-Карельского антиклинального поднятия, гранитоиды и мигматиты пространственно приурочены к ядрам антиклинальных структур, крылья которых сложены плагиогранитоидами и мигматитами. При детальном изучении устанавливается самостоятельность структурных элементов двух стадий гранито- и мигматитообразования, разделенных периодом относительной консолидации (рис. 39). Одним из детальных примеров закартированной структурной самостоятельности позднескладчатых гранитоидов является участок Лугляярви (рис. 46). Здесь вырисовывается изометричная структура гнейсовидных и массивных (в центре) микроклиновых гранодиоритов, расположенных среди складчатых плагиомигматитов. Первые несогласно срезают структуры плагиомигматитов, которые сами являются веществом, преобразуемым во второй этап гранитообразования. Сходные дисгармоничные соотношения авторами указанной монографии устанавливаются и в полях полимигматитов. При этом для более поздних гранитоидов и мигматитов кроме изометричности структур (Чалкинской, Лугляярвинской) считается характерной приуроченность к относительно линейным дизъюнктивным зонам.

Преобладающими породами данного комплекса являются гнейсовидные и массивные микроклин-плагиоклазовые биотитовые граниты и мигматиты, связанные всеми взаимопереходами между собой и с разнообразными по составу и структуре гранодиоритами, плагиогранитоидами и мигматитами более ранней „серии“. Отмечаются также включения вмещающих супракрустальных пород — биотитовых гнейсов и сланцев, амфиболитов, железистых кварцитов. По составу породы комплекса очень разнообразны. Не вызывает сомнений отнесение к нему биотитовых микроклин-плагиоклазовых гранитов (олигоклаза 30–50, микроклина 20–30%, реже меньше и больше), биотитовых и амфибол-биотитовых микроклиновых (до 30%) гранодиоритов и соответствующих по составу лейкосом мигматитов. Несколько иное положение с секущими жильными лейкократовыми гранитами, большую часть которых, по нашему мнению, следует отнести к более позднему комплексу существенно микроклиновых гранитов.

Имеющиеся анализы отвечают в основном породам существенно плагиоклазового объема гранитного тетраэдра, реже они имеют состав котектических поверхностей, в отдельных случаях гранитоиды довольно близки составам тройной линии. Характерно предельное число минеральных фаз и отсутствие пород, близких составам минимума. На дополнительных диаграммах устанавливается, что породы комплекса принадлежат щелочноземельному и отчасти субщелочному типу и приурочены к „литогенному“ полю.

Такие особенности химизма гранитоидов и мигматитов, особенно при сравнении их с породами ранней „плагиогранитной серии“, не противоречат основным моделям породообразующих процессов,

детально обоснованных для данного объекта С. Б. Лобач-Жученко и В. П. Чекулаевым (Геология и петрология..., 1969). В термодинамических условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций вполне возможно широкое проявление процессов изохимической перекристаллизации и метаморфических реакций с преобразованием биотитсодержащих плагиогранитоидных пород ранней „серии“ в микроклин-, в амфиболсодержащие гранитоиды. Не исключены и процессы метаморфической дифференциации - выборочной мобилизации и селективного плавления. Пожалуй, менее доказан, а петрохимически просто не проявлен процесс калиевого метасоматоза, который в большом объеме отрицается и самими авторами, а в ограниченных масштабах и объемах естествен и в рамках модели метаморфической дифференциации.

Совокупность всех названных процессов, по мнению указанных авторов, обеспечивала автохтонное образование гранитоидов и мигматитов Фенно-Карельского антиклинального поднятия за счет гомогенизации прежде сформированного гранито-гнейсового субстрата.

В Восточно-Карельской зоне карелид К. А. Шуркин и др. (1974) также выделяют позднескладчатый ультраметагенный комплекс плагиомикроклиновых гранитоидов и мигматитов, сформированный в условиях амфиболитовой фации. Небольшие массивы плагиомикроклиновых гранитов площадью 50 км² преимущественно приурочены к тектоническим контактам разновозрастных толщ. Картируются массивы, имеющие мигматитовые контактовые зоны, а также жильные граниты, аплиты, ортотектиты и порфиробластические мигматит-гранитоидные образования.

В отличие от такого же комплекса Фенно-Карельской зоны здесь несколько большее значение, видимо, имеют аллохтонные анатектитовые гранитные образования, что проявляется в их химизме. В гранитном тетраэдре антикотектическую область занимают составы жильных гранитов и некоторых массивных и гнейсовидных гранитоидов обособленных массивов. Некоторый разброс в составе последних объясним широко проявленным ялоложенным метасоматозом, доказанным геолого-петрографическими наблюдениями. Отметим, что и среди этих гранитоидов почти нет таких, составы которых отвечали бы составам гранитных минимумов, что подтверждает глубинность образования комплекса. По сравнению с складчатыми гранитоидами и мигматитами этой зоны позднескладчатые являются более калиевыми и отчетливо более щелочными (субщелочными).

В Западно-Карельской синклинали зоне карелид раннепротерозойских позднескладчатых гранитоидов и мигматитов несравненно меньше (Глебова-Кульбах и др., 1963). Ультраметаморфизм пород архейского фундамента здесь отсутствует, что соответствует относительно низкой степени метаморфизма протогео-синклиналиных толщ, достигающей лишь условий эпидот-амфиболитовой фации. В собственно протогео-синклиналиных образованиях

карелид позднескладчатые гранитоиды представлены мелкими телами порфиробластических амфиболо-биотитовых кварцевых сиенитов, развитых преимущественно в амфиболовых сланцах, и мелкими телами (до 10 км²), жилами, обособлениями пегматоидных микроклин-плагноклазовых гранитов, расположенных обычно среди ранних плагногранитоидов. Таковы типичные кварцевые сиениты района Сяргозера и пегматоидные граниты района Гормозера и дер.Евгора.

Порфиробластические кварцевые сиениты представляют собой метасоматически преобразованные амфиболиты и амфиболовые сланцы. Сходные процессы щелочного метасоматоза (преимущественно калиевого) в ряде случаев приводят и к существенным преобразованиям плагногранитоидов нижнепротерозойского возраста, а также мигматит-гранитов фундамента. Эти процессы особенно интенсивно проявлены в тектонически ослабленных зонах и в осевых частях складчатых структур. Здесь образуются типичные метасоматические лейкократовые граниты, имеющие постепенные переходы к первоначальным плагногранитоидам через зону мигматитов. Последние имеют вид неправильных пятен или ветвистых жил пегматоидного строения с нерезкими контактами. Часть лейкократовых пегматоидных гранитов, особенно в секуше-жильной форме проявления, имела, видимо, магматогенно-интрузивную природу. Это может быть лучшим объяснением того, что их составы близки котектическим.

Таким образом, на уровне мезозоны Западно-Карельской структуры карелид процессы позднескладчатого гранитообразования имели очень ограниченные масштабы и характеризовались локальными проявлениями калиево-кремниевое метасоматоза и мелкими интрузиями анхикотектических (низкотемпературных) гранитных расплавов. Можно предполагать, что эти процессы являются производными более глубинных ультрамагматических процессов, сходных, например, с только что описанными явлениями на уровне катазоны Фенно-Карельской и Восточно-Карельской структур.

Для зонально метаморфизованных свекофеннид Финляндии А. Симонен (Simonen, 1960) выделяет позднюю гранитную серию („провинцию“), по многим характеристикам сходную с позднескладчатыми гранитоидными комплексами карелид. Для этих пород А. Симонен (Simonen, 1960) специально подчеркивает куполообразное строение многих массивов, имеющих батолитовые размеры, и „эвтектоидный“ гранитный состав многих их разновидностей, свидетельствующий об их магматической природе. На тройной гранитной диаграмме в его работе (Simonen, 1960) видно, что на фоне очень большого разнообразия состава пород этой серии нередки гранитоиды, близкие по составу низкотемпературной части гранитной котектики. По сравнению с более ранними („геосинклинальными“) эти синиверсионные гранитоиды отчетливо более калиевые.

Кроме Балтийского щита гранитоиды сходного типа широко представлены на Украинском щите и в фундаменте Русской плиты (Шуркин и др., 1972). В работах Ю. Ир. Половинкиной, Н. П. Семененко, Л. А. Вардамянца, в сводках И. С. Усенко и др. (1974), Н. П. Щербака (1970), А. М. Папа (1968), К. А. Шуркина и др. (1972) и других исследователей подробно описаны позднескладчатые („синорогенные“) плаггиомикроклиновые гранитоиды и мигматиты метаморфического, метасоматического и магматического генезиса. Большое значение последних в составе позднескладчатых массивов кировоградских и новоукраинских гранитов показано в 1971 г. В. Г. Кушевым, И. С. Усенко и др. (1974), К. А. Шуркин и др. (1972) особо отмечают широкое развитие гранитоидов и мигматитов этой формации в пределах активизированных архейских массивов фундамента Русской плиты, где они, как и на щитах, слагают мигматит-гранитовые поля первой величины значимости, но где их очень часто принимают за архейские ареальные мигматит-граниты.

Подводя итоги этого краткого описания отдельных однотипных комплексов отечественных регионов и дополняя его сведениями по зарубежным регионам из работ А. Баддингтона (1963), А. Макгрегора (Macgregor, 1951), П. Эскола (Escola, 1949 и др.), А. Симонена (Simonen, 1969 и др.) и других, можно сформулировать основные черты формации позднескладчатых (сининверсионных) мигматитов и гранитоидов протогеосинклиналильных систем материкового типа.

К этому формационному типу относится большая часть гранитоидов и мигматитов щитов и фундаментов древних платформ. Эти породы отличны по структурным и вещественным признакам от складчатых собственно протогеосинклиналильных гранитоидов и мигматитов, не образуют с ними единого ряда, будучи разделенными во времени и в тектоно-метаморфической истории протогеосинклиналильных систем. Эти два формационных типа ультраметагенных пород принадлежат разным стадиям развития структур, разделенных этапом частичной инверсии и консолидации и образованием более глубинных магматических пород (например, формации интрузивных чарнокитоидов).

В отличие от факолитообразных складчатых тел, величина и форма которых определяются элементами складчатой структуры рамы, позднескладчатые гранитоиды нередко слагают куполообразные массивы батолитовых размеров, формирование которых само оказывает активное преобразующее влияние на структуру рамы. А. Симонен (Simonen, 1969) вслед за П. Эскола (Escola, 1949) и И. Эделманом (Edelman, 1960) дает принципиальную схему образования таких куполов и их активного физико-химического воздействия на структуры гнейсовой рамы. Крупные формы таких протогеосинклиналильных куполов мобилизации и ремобилизации (в структурах фундамента) описываются в карелидах Карелии (рис. 39),

в свекофенидах Финляндии, в южной Африке, на Канадском щите и в других регионах.

Кроме того, для данного типа характерна приуроченность процессов гранитообразования к дизъюнктивным зонам. На примере Фенно-Карельской и Западно-Карельской структур (Геология и петрология..., 1969) показано, что в одних линейных зонах (в условиях сжатия) происходило образование метаморфогенных гранитоидов (путем изохимической перекристаллизации, метаморфических реакций), в других (зоны растяжения) — анатектических и метасоматических.

Среди гранитоидных образований этого формационного типа преобладают аллохтонные. К ним относятся не только интрузивные магматогенные породы, но и гранитоидные метасоматиты (за счет калиевого аллохтонного метасоматоза), испытавшие в своем развитии и явления последующего реоморфизма, особенно диапиризма.

Характерно, что процессы ремобилизации нередко захватывали породы фундамента и при относительно слабом региональном метаморфизме покровных протогейсинклинальных толщ. По-видимому, в условиях восходящих тепловых потоков наибольшему воздействию подвергались теплопроводные кристаллические породы фундамента, перекрытые теплоизоляционными осадочно-вулканогенными породами прогибов (эффекты „теплового экрана” — Fonteilles, Guillard, 1972, и „тепловой рефлексии” — Белоусов, 1966). Поэтому в гранито-гнейсовых породах фундамента явления нового гранитообразования были облегчены. При этом в условиях повышенных температур и пониженного общего давления (например, в Свекофенно-Карельской области региональный метаморфизм инверсионной стадии проявился в условиях аядалузит-силлиманитовой фациальной серии — Кратц, Глебовицкий, 1972) основное значение могло иметь парциальное давление летучих. Это, согласно многочисленным опытам по плавлению (анатектитовая модель) и гидротермальному растворению алюмосиликатов (Orville, 1960, 1963 — гидротермально-метасоматическая модель), должно способствовать выборочной мобилизации щелочей в соотношениях приблизительно $Na \geq K$ (но не существенно калиевых, как при $P_{общ} \gg P_{H_2O}$, и не существенно натриевых, как при гидротермальном растворении в условиях относительно низких температур).

Эти мобилизаты в магматических (анхикотектических) и флюидно-гидротермальных формах могли перемещаться на более верхние уровни, формируя массивы, жильные тела и метасоматические мигматитовые поля. Последовательное их перемещение сопровождалось кристаллизационной дифференциацией с более ранним (высокотемпературным) образованием пород, обогащенных калием относительно натрия (Шиянкарев, 1970). Такое перемещение, вероятно, было незначительным, так как нигде не установлено связи этих гранитоидов с вулканитами. Больше того, с ними не связаны

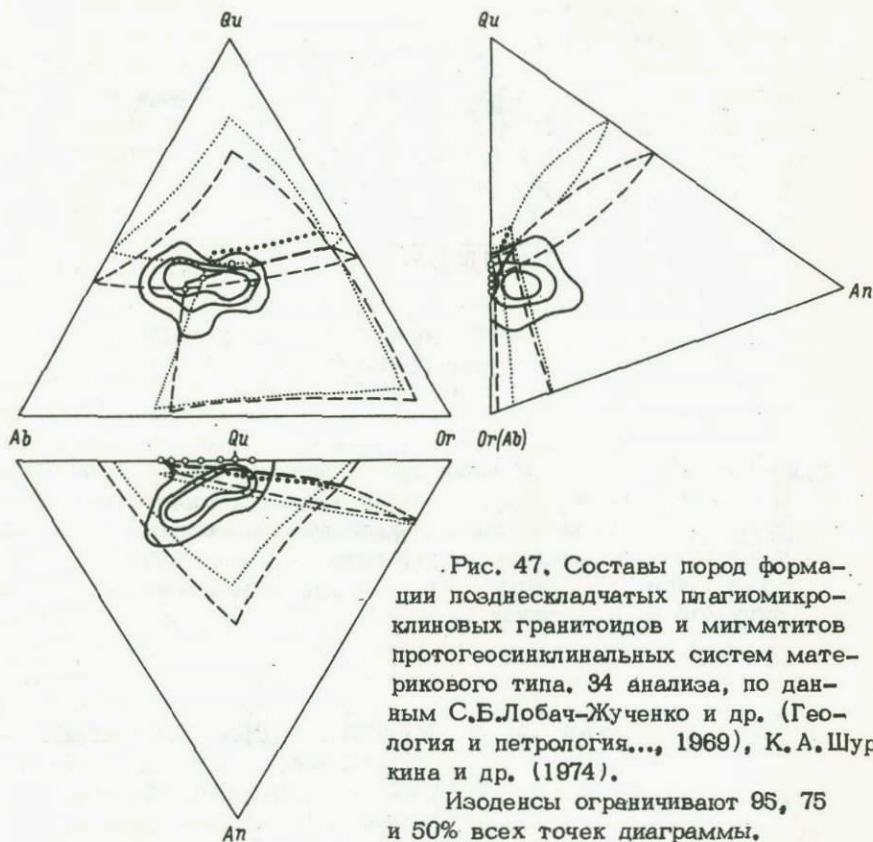


Рис. 47. Составы пород формации позднескладчатых плагиомиоклиновых гранитоидов и мигматитов протогеоинклинальных систем материкового типа. 34 анализа, по данным С.Б.Лобач-Жученко и др. (Геология и петрология..., 1969), К.А.Шуркина и др. (1974).

Изоденсы ограничивают 95, 75 и 50% всех точек диаграммы.

и гипабиссальные жильные образования (например, гранит-порфиры), а характерны только жильные пегматиты и аплиты. На диаграммах магматического гранитного процесса (рис. 47) лишь редкие точки составов этих гранитоидов и мигматитов приурочены к составам расплавов-минимумов, что свидетельствует о достаточно равновесной глубинной кристаллизации большинства этих пород.

Заканчивая общую характеристику гранитоидов этого формационного типа, подчеркиваем, что магматогенные породы часто имеют состав анхикотектических плагиомиоклиновых, нередко субшелочных гранитов, а метасоматические и метаморфогенные гранитоиды и мигматиты могут быть различными по составу в зависимости

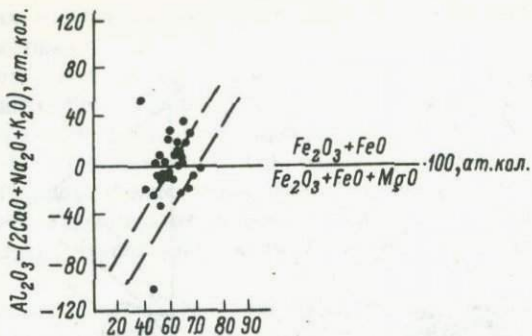


Рис. 48. То же (рис. 47) на диаграмме В. А. Кутолина (1964).

от состава субстрата и степени преобразования его. Тем не менее общая направленность процессов ведет к обогащенности всех этих глубинных пород преимущественно калиевым компонентом. Интересно, что и эти ультраметагенные гранитоиды в целом более „глиноземистые“, чем „железистые“ (рис. 48), и принадлежат „литогенному“ типу (по В. А. Кутолину (1964)).

Глава 14. ФОРМАЦИЯ ПОЗДНЕСКЛАДЧАТЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПЛАГИОМИКРОКЛИНОВЫХ ГРАНИТОИДОВ (протогеосинклинальных систем окраинного типа)

В отличие от комплексов предыдущего типа гранитоиды этой формации непосредственно связаны, продолжают развитие ультраметагенного складчатого гранитообразования, составляют с ним часть единого генетического ряда и, отличаясь малыми масштабами проявления, не завершают геосинклинального развития окраинных протогеосинклинальных систем. Конкретными комплексами этой формации являются гранитоиды складчатых областей обрамления Сибирской платформы: хонголдойский (среднепротерозойский) и окинский (раннепротерозойский) в Восточно-Саянской области, таракский (раннепротерозойский) в Енисейской области, позднестановой (позднеархейский) в Становой области.

Хонголдойский позднескладчатый комплекс интрузивных плагиомиоклиновых гранитов и адамелитов Восточного Саяна подробно охарактеризован в главе 3. Там показано, что эти гранитоиды составляют, вероятно, единый когенетический ряд с соскладчатыми существенно плагиоклазовыми гранитоидами. Будучи анхикотектическими по составу, они могут являться низкотемпературными производными интрузирующих гранитных расплавов. По объему эти производные составляют малую часть ряда и завершают геосинклинальное развитие лишь отдельных структур Восточно-Саянской складчатой системы в стадию ее ранней инверсии.

Таракский комплекс плагиомиоклиновых гранитов и артеритовых мигматитов Енисейской области по времени формирования относится к концу раннего протерозоя (1800±100 млн лет - Волобуев и др., 1968). Наиболее изученным (Кузнецов, 1941) является Таракский массив площадью более 200 км², расположенный в основном в архейском (канском) гранулитовом комплексе основания, повторно метаморфизованном в условиях амфиболитовой фации в раннепротерозойское время. Внутренняя структура Таракского акмолитового массива в целом согласна и гармонична с наложенными зонами метаморфизма. Породы последних изофациальны и структурно гармоничны с протогеосинклинальными метаморфитами енисейской (весинской) серии. Характерные породы таракских гранитоидов представлены гнейсовидными и реже массивными биотитовыми и двуслюдяными плагиомиоклиновыми (решетчатый микроклин - около 40, альбит-олигоклаз - 25-30%) гранитами, иногда имеющими постепенные переходы в лейкократовые и пегматоидные граниты. С ними связаны отдельные жилы ортотектитовых пегматитов.

Таракский массив имеет широкий (до 6 км) ореол наложенного инъекционно-контактового метаморфизма, в котором породы рамы превращены в кордиерит- и гранатсодержащие гнейсы и инъекционные мигматиты. В экзоконтактовой зоне образуются довольно грубые артеритовые мигматиты, которые в зоне эндоконтакта постепенно сменяются гибридными мигматит-гранитоидными образованиями. Для массива характерно наличие многочисленных включений и полос гнейсового состава.

По химизму породы Таракского массива относятся к щелочно-земельным и субщелочным гранитам с отчетливо повышенным содержанием калиевого компонента. Такой состав пород, особенно анхикотектических, по-видимому, находится в соответствии с вероятными источниками гранитообразующего вещества в пределах гранулитовых образований прогеосинклинального комплекса основания. Как уже отмечалось, бедность таких уровней магмообразования летучими компонентами способствует смещению области низкотемпературной магматической котектики в ортоклазовую часть гранитной системы.

В позднеархейской Становой окраинной протогеосинклинальной области выделена (Судовиков и др., 1965) позднестановая ассоциация гранитоидов, включающая микроклин-плагиоклазовые гранитоиды и плагиомикроклиновые лейкократовые граниты. Породы этой ассоциации слагают массивы площадью до нескольких сотен квадратных километров, мелкие и жильные тела, приуроченные как к складчатым, так и к разрывным структурам рамы. Форма массивов разнообразная: антиклиналь- и синклиналь-шпунтоны, согласные и несогласные с вмещающими породами, неправильной формы тела с фельдшпатизированными постепенными и эруптивными контактами. В отдельных случаях встречаются постепенные переходы к складчатым мигматит-гранитам („гранито-гнейсам“) собственно станового комплекса (Оюнский и Желтулакский сложные массивы – Судовиков и др., 1965). И те и другие гранитоиды близки по минералогическому и химическому составу, набору элементов-примесей и аксессуарных минералов.

Во внешней зоне Становой области среди гранитоидов преобладают биотитовые граниты и адалелиты, во внутренней – биотит-амфиболовые гранодиориты, кварцевые сиенито-диориты и адалелиты; лейкократовые породы представлены жильными аплитовидными и пегматитовидными гранитами, ашитами и пегматитами.

Текстуры пород обычно массивные, в краях тел – полосчатые, трахитоидные и гнейсовидные. Характерно обилие вкрапленников калиевого полевого шпата, большая часть которого кристаллизовалась на поздних этапах формирования пород. В результате калиевого метасоматоза по отдельным зонам происходило образование мономинеральных полевошпатовых пород.

На петрохимической диаграмме (рис. 49) выделяются микроклин-плагиоклазовые и плагиомикроклиновые гранитоиды соответственно внутренней и внешней зон и плагиомикроклиновые граниты жильных тел обеих зон становид. Вместе с более ранними складчатыми гранитоидами собственно станового комплекса (глава 12) они образуют вещественные временные ряды гранитоидов „существенно плагиоклазовые-микроклин-плагиоклазовые-плагиомикроклиновые“ (во внутренней зоне) и „микроклин-плагиоклазовые-плагиомикроклиновые“ (во внешней зоне), в целом соответствующие разработанной для региона (Судовиков и др., 1965) временной генетической модели гранитообразования „автохтонный ультраметагенез-субавтохтонный реоморфизм-аллохтонный магматизм“.

Все три рассмотренных гранитоидных комплекса окраинных протогеосинклинальных структур существенно, структурно и генетически близки позднекладчатым аллохтонным плагиомикроклиновым гранитоидам материковых протогеосинклинальных структур. Поэтому заключение о последних в конце предыдущей главы можно было бы повторить и здесь. Разница заключается в масштабах

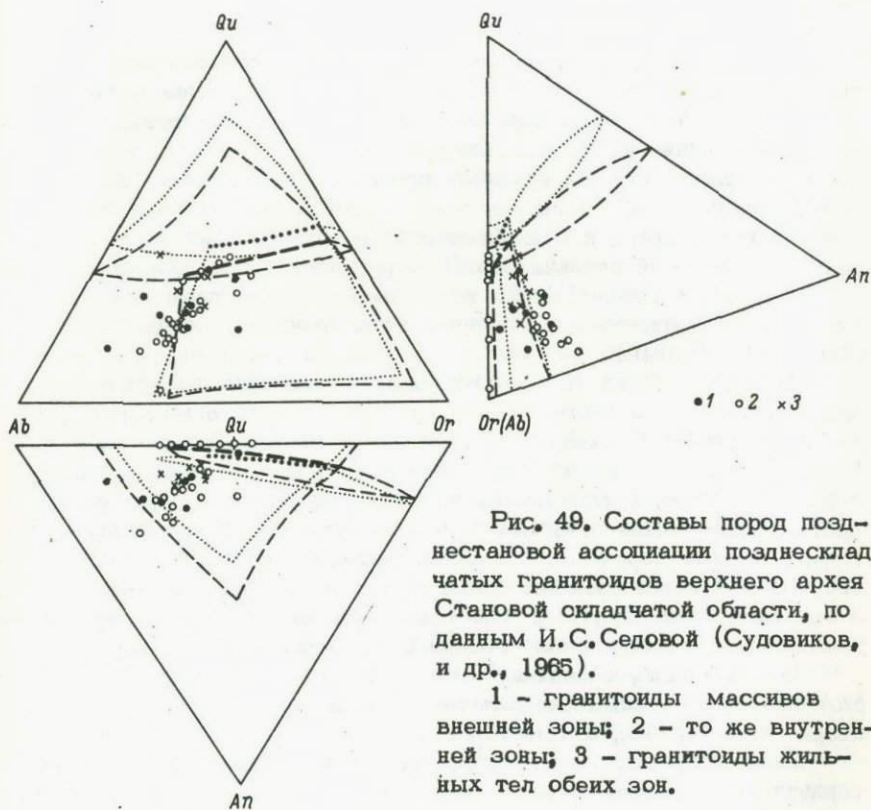


Рис. 49. Составы пород позднеостановой ассоциации позднескладчатых гранитоидов верхнего архея Становой складчатой области, по данным И. С. Седовой (Судовиков, и др., 1965).

1 - гранитоиды массивов внешней зоны; 2 - то же внутренней зоны; 3 - гранитоиды жильных тел обеих зон.

протогеосинклинального гранитообразования и в общей взаимосвязи геологических событий двух главных типов протогеосинклинальных систем земной коры.

Глава 15. ФОРМАЦИЯ ПОСЛЕСКЛАДЧАТЫХ АЛЛОХТОННЫХ СУЩЕСТВЕННО МИКРОКЛИНОВЫХ ГРАНИТОВ И МИГМАТИТОВ

Этот формационный тип раннедокембрийских гранитов выделен на примерах послескладчатых существенно микроклиновых гранитов карелид Карелии и Кольского полуострова, свекофеннид Финляндии и Приладожья, саксаганид Украины, т. е. на примерах наиболее поздних гранитов протогеосинклинальных систем материкового типа. Появились даже предложения относить образование этих гранитов к свекофеннской эпохе (1800 млн лет) вторичной тектонической активизации (Геохронологические рубежи..., 1972).

Наряду со значительным вещественным сходством намечается структурно-геологическое различие этих гранитов в структурах карелид и свекофеннид.

В карелидах Карелии послескладчатые существенно микроклиновые граниты наиболее представительны в массивах Карташи, Нуорунен, Корманка, Койгера (Глебова-Кульбах и др., 1963; Шемякин, 1970). Массивы площадью до 100 км², имеющие штокообразные формы, а также дайковые и жильные тела приурочены к протяженным зонам разломов и имеют четкие эруптивные контакты с вмещающими породами. В эндоконтактах массивов отмечаются относительно мелкозернистые фации и слабые проявления ассимиляции; в экзоконтактах, например в метадиабазах района Карташей, наблюдаются лишь явления окварцевания и биотитизации пород.

Эти массивы, обладающие гипабиссальными чертами, сопровождаются редкими жильными аплитами, кварц-полевошатовыми и кварцевыми жилами, а также жильными кварцевыми порфирами.

Более глубинная фация образования характерна для раннепротерозойских лейкократовых гранитов Фенно-Карельского антиклинального поднятия (Кратц и др., 1970). Граниты этой зоны не образуют крупных массивов. Они слагают жильные тела, заполняют зоны тектонического брекчирования, формируют грубые послонно-жильные мигматиты. Все эти проявления приурочены к разрывным нарушениям или границам других геологических тел, имеют прямолинейные, вертикальные, нередко секущие контакты или согласные и постепенные переходы с более ранними гранитоидами и мигматитами. Отмечается слабое контактовое воздействие лейкократовых гранитов.

Вещественно близкие микроклиновые граниты свекофеннид Финляндии (Simonen, 1960) и Приладожья (Саранчина, 1972) также относятся к наиболее поздним гранитоидным образованиям. Их пространственная локализация, форма залегания

и внутреннее строение тел тоже находятся в тесной связи с региональными разрывными нарушениями рамы, которые документируются зонами тектонических брекчий и blastsмилонитов (Саранчина, 1972). Однако куполовидная форма многих массивов южной Финляндии (Simonen, 1960, 1969), тесная связь гранитов с региональными полями инъекционно-метасоматических мигматитов, обилие пегматитов и аддитов отличает эти глубинные мигматитообразующие граниты, нередко позднескладчатого структурного типа, от вещественно сходных менее глубинных микроклиновых гранитов карелид. Видимо, это различие следует связывать с разными фациями становления вещественно и генетически близкого гранитообразующего материала.

Все наиболее поздние граниты карелид и свекофеннид характеризуются близкими петрографическим и химическим составами. Содержание кварца в них постоянное (30–35%). В гипабиссальных породах встречаются иногда крупные (до 1.5 см) выделения кварца, имеющие голубоватую окраску и опаловидный облик. Калиевый полевой шпат в гранитах всегда преобладает над альбит-олигоклазом (соответственно 35–45 и 15–30%). Из темноцветных минералов всегда присутствует биотит и нередко гранат. Кроме обычных акцессорных минералов (широк, апатит, магнетит, сфен, ортит) встречаются флюорит, турмалин, касситерит, молибденит, монацит, торит, а также иногда такие минералы, как ромбические и моноклинные пироксены и амфиболы.

Очень характерны и близки между собой петрохимические параметры. Все граниты близки по химизму составам тройной котектики гранитной системы (рис. 50). Но относительно низкотемпературных частей этой котектической линии и области расплавов-минимумов *M* эти граниты обогащены ортоклазовым и анортитовым компонентами. Это отмечалось А. Симоненом (Simonen, 1960), который относил микроклиновые граниты к „неэвтектоидным“, обогащенным калием, и не считал возможным называть их „идеальными“, как предлагал П.Эскола. Такая обогащенность калием связывалась финскими исследователями с широко проявленными процессами постмагматического калиевого (авто?) метасоматоза.

Проявление таких процессов в мигматитообразующих гранитах неоспоримо, оно документируется геолого-петрографическими наблюдениями в свекофеннских породах. Тем не менее большая однородность составов гранитов, их анхикотектический состав позволяют предполагать ведущим процессом в их образовании магматическую кристаллизацию.

Каковы же данные об условиях образования такой гранитной магмы, существенно обогащенной K_2O (более 5%)? В модели анатексиса в принципе это возможно в условиях плавления достаточно анортитовых пород („анортитовый эффект“ экспериментов Г.Платена и Г.Винклера), пород, обогащенных $NaCl$ и H_2O (те же эксперименты),

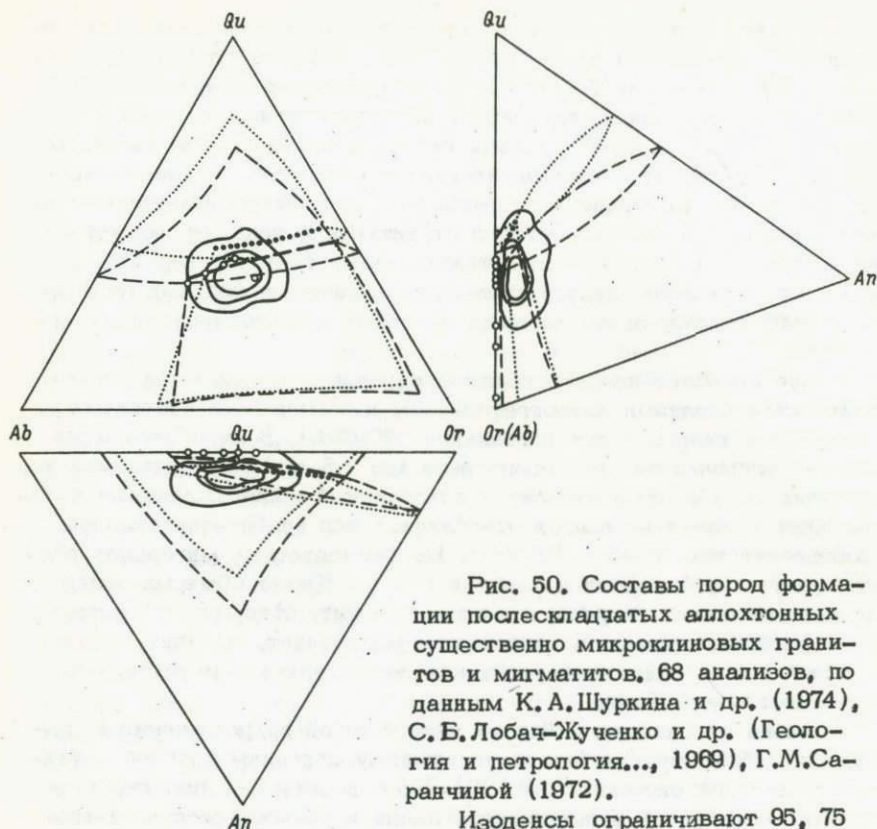


Рис. 50. Составы пород формации послескладчатых аллохтонных существенно микроклиновых гранитов и мигматитов, 68 анализов, по данным К. А. Шуркина и др. (1974), С. Б. Лобач-Жученко и др. (Геология и петрология..., 1969), Г. М. Саранчиной (1972).

Изоденсы ограничивают 95, 75 и 50% всех точек диаграммы.

и плавления пород при малом парциальном давлении воды в балансе общего давления („эффект общего давления“ экспериментов В. Луса и др.). При всех этих условиях плавление начинается с образования гранитных магм, обогащенных калием. Заметим, что постоянное высокое содержание SiO_2 в рассматриваемых гранитах (более 72%), видимо, исключает условия слишком высокого общего давления в области плавления.

Учитывая геологические условия проявления комплексов существенно микроклиновых гранитов этого типа, наиболее благоприятными условиями для генерации магм такого состава, по-видимому, можно считать условия урвней метаморфит гранулитовой фации

в участках спада общего давления, вероятно, в инверсионную стадию развития структур.

Возникающие на глубине анхикотектические, существенно калиевые „сухие“ гранитные расплавы по зонам разломов могли проникать на верхние уровни карелид и формировать при быстрой кристаллизации массивы типа Карташей, Нуоруен и т.п. Уже отмечалось, что эти микроклиновые граниты отличаются химической пассивностью и слабым проявлением пород жильной фазы, что, видимо, также свидетельствует об их относительной „сухости“.

Иным был режим становления микроклиновых гранитов в еще мобильных структурах свекофеннид. Здесь аллохтонное гранито- и мигматитообразование отличается большими масштабами проявления и физико-химической активностью гранитообразующего материала, обусловленной большим содержанием в них летучих компонентов. Нам представляется, что последнее — большая водонасыщенность этой калиевой гранитной магмы — может быть объяснено вторичным обогащением, трансвопаризацией глубинной магмы (Ссадецки-Кардош, 1961; Петров, 1972), поднимающейся на более верхние уровни в условиях еще не полностью консолидированного гранито-гнейсового слоя. Относительно высокое содержание SiO_2 в расплаве, значительная кислотность его способствовали повышенной активности кислорода в системе, а следовательно, и облегчали более полное водонасыщение магмы (Нарсеев, Летников, 1969). Кристаллизация такой „гибридной“ магмы, естественно, происходила по законам систем с летучими, в том числе и с проявлением активных авто-метаморфических процессов.

Таким образом, предполагая для микроклиновых гранитов разных структур единое происхождение гранитообразующего материала (магмы), мы допускаем разнообразие условий их становления. Поэтому более точно формация послескладчатых существенно микроклиновых гранитов представляется нам серией разнофациальных комплексов. Последние являются, по-видимому, продуктами завершающих процессов генерации гранитообразующего вещества на гранулитовом уровне („слое“), в то время как позднекладчатые плагиомикроклиновые граниты и мигматиты завершают собой процессы гранитообразования уровня амфиболитовой фации („гранито-гнейсового слоя“).

Очень характерно, что данный формационный тип гранитов отличается постоянным повышенным содержанием SiO_2 (больше 72%) и K_2O (обычно более 5%), принадлежит субщелочному ряду, а по соотношению „глиноземистость-железистость“ (рис. 51) относится к „литогенному“ типу, что, похоже, отличает его от еще более глубинных гранитов рапакиви и интрузивных чарнокитоидов (Свириденко, Шемякин, 1971).

Таким образом, как в метаморфических, так и в регионально ультраметаморфических процессах разных уровней земной коры

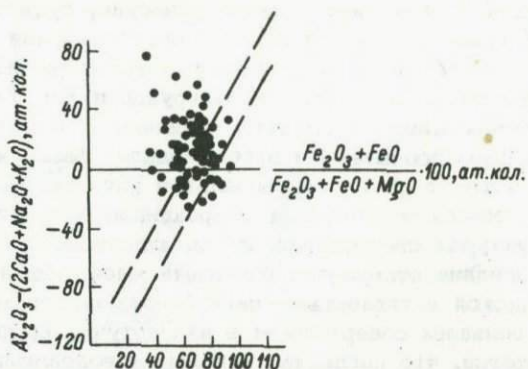


Рис. 51. То же (рис. 50) на диаграмме В. А. Кутапина (1964).

могут быть выделены прогрессивная и регрессивная стадии их развития. Достаточно полный такой эпигенетический ряд гранитных мобилизаторов гранулитового уровня представлен в Умбинском районе Кольского полуострова.

Умбинский „комплекс“ (или ряд), детально описанный Г. В. Виноградовой (1971, 1972), относится к раннему протерозою (возраст более 1900 млн лет) и состоит из последовательно сформированных интрузивных эндербитов, чарнокитов и существенно микроклиновых гранитов. Эти породы приурочены к области глубоких разломов сочленения кольской системы карелид и Беломорского массива. Изменение химизма магматического ряда показано на рис. 52. На нем видно изменение составов от ранних гиперстеновых диоритов, плагногранитов и гранитов (формация интрузивных чарнокитоидов) до поздних существенно микроклиновых гранитов рассматриваемого формационного типа.

Формация существенно микроклиновых гранитов в ее немигматитообразующих проявлениях характерна и для послескладчатых стадий развития складчатых областей неогей. Очень интересно отметить, что в крупных гипабиссальных массивах такого состава Сангилена (с возрастом около 670 млн лет, по устному сообщению М. И. Волобуева) нами совместно с Т. Ф. Зингер и И. К. Козаковым установлены включения и гипоксенолиты гранулитов, эндербитов, чарнокитов и аляскитов, т.е. остатков немобилизованного вещества гранулитового уровня. Также характерно, что во многих

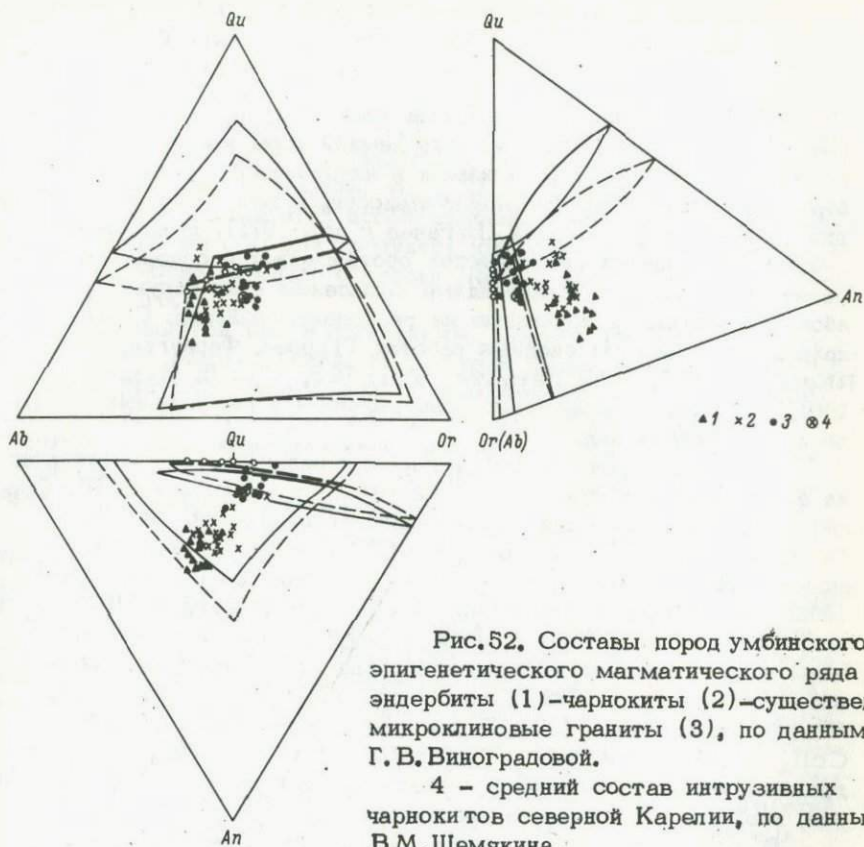


Рис. 52. Составы пород умбинского эпигенетического магматического ряда эндербиты (1)–чарнокиты (2)–существенно микроклиновые граниты (3), по данным Г. В. Виноградовой.

4 – средний состав интрузивных чарнокитов северной Карелии, по данным В. М. Шемякина.

ассоциациях этих гранитов встречаются элементы комплексов рапакиви–гранитов (в том числе и структурные) и кислых существенно калиевых вулcano–плутонитов. Таким образом, намечаются когенетические связи раннедокембрийских чарнокитоидов, существенно микроклиновых гранитов, рапакиви и соответствующих вулcano–плутонитов. Все они являются вероятными производными гранитообразующего вещества гранулитового уровня, а их структурные и вещественные особенности обусловлены различными условиями их становления.

3. ФОРМАЦИИ РАННИХ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Раннеплатформенный (или протоорогений) магматизм раннедокембрийских структур земной коры является очень интенсивным основным магматизмом в интрузивной и вулканической форме, в антидромной последовательности, в том числе и в древнейших трапповых проявлениях (Богачев и др., 1971). В неустановленных, но намечаемых генетических соотношениях с основным магматизмом находятся гранитоидные комплексы этих структур, наиболее известные и изученные из раннедокембрийских. Описания их приведены во многих сводных работах (Тернер, Ферхуген, 1961; Raguin, 1957, 1970; Termier, Termier, 1956; Кузнецов, 1964, и др.), в региональных монографиях и в специальных тематических исследованиях.

Особенно широко известны граниты рапакиви. Они установлены на всех шитах и в фундаментах многих плит (Билибина, 1960; Биркис и др., 1972; Варданыц, 1960; Великославинский, 1953, 1973; Гамалея, Лунц, 1967; Левковский, 1970; Полканов, 1948, 1955; Свириденко, 1968; Соболев, 1947; Dawes, 1966, 1970; Savolahti, 1956; Sederholm, 1891; Simonen, 1966; Wahl, 1925; Vorma, 1971, и др.). Хотя граниты со структурами рапакиви встречаются и среди поздних образований складчатых областей разного возраста (Буданов, 1963; Ескин и др., 1971; Заварицкий, 1937; Мануйлова, Срывцев, 1974; Dimanche, Michot, 1966; Mac Coll, 1964; Sylvester, 1964; Volborth, 1962), формация гранитов рапакиви считается характерной для конца раннего докембрия, особенно для среднего протерозоя.

В этой книге мы не посвящаем специального раздела гранитам рапакиви, считая, что названная литература достаточна для всесторонней характеристики этой формации. Многие дискуссионные, но исключительно важные вопросы объема этой формации и ее генезиса разобраны там же, затронуты в ряде глав этой книги (главы 2, 4, 5, 15, 17), им посвящены также специальные публикации. Так, важнейший, но одновременно и наименее изученный вопрос о когенетической связи базитов и особенно лабрадоритов-анортозитов с гранитами рапакиви обсуждается с магматических позиций в работах А. А. Полканова (1948, 1955), В. С. Соболева (1947), Е. Кранка (Krank, 1967), Н. Ф. Шинкарева (1972) и др. В них показывается, что и те и другие породы могут быть продуктами кристаллизации единой магмы среднего состава (вероятно, гибридной - синтектической). С другой стороны, в публикациях Ю. Ир.По-

ловинкиной (1964), В.Н.Мошкина и И.Н.Дагелайской (1964), А.Я.Лунца (1969) и других намечается когенетическая связь этих пород как результат особого метасоматического процесса.

Важными также являются вопросы связи рапакиви с чарнокитами, порфиroidными существенно микроклиновыми гранитами (особенно в публикациях Р.З.Левковского (1970), кислыми вулканоплутонитами. Можно сказать, что в настоящее время определенные когенетические связи этих ассоциаций намечаются особенно в плане рассмотрения всех их как продуктов кристаллизации гранитообразующего вещества глубинного уровня мобилизации, по всей видимости гранулитового.

Что является менее доказанным, так это прямая временная и генетическая связь крупнейших массивов интрузивных гранитов рапакиви с ультраметаморфитами амфиболитовой фации свекофеннид (Судовиков, 1967). Только наличие элементов маргинационных структур в порфиробластических гнейсах и мигматитах свекофеннид не может считаться основным доказательством прямой генетической связи региональных метаморфит и более поздних интрузивных гранитов. Региональный метаморфизм свекофеннид андалузит-силлиманитового типа, по всей видимости, должен был приводить к автохтонному гранитообразованию плагιοгранитной линии, что и устанавливается в соответствующих мигматит-гранитах (Саранчина, 1972 - см. в главе 12). Последующее мигматито- и гранитообразование в свекофеннидах действительно было существенно калиевой направленности, но оно - это доказывается геологически и объясняется петрологически (глава 15) - было аллохтонным и генетически связанным с мобилизацией вещества на более глубинных уровнях. Поэтому в данном случае можно говорить только о когенетических, но не о сингенетических связях поздних микроклиновых мигматитов-гранитов свекофеннид и еще более поздних гранитов рапакиви, тем более что все три процесса одновременны и по радиологическим данным (Геохронологические рубежи..., 1972): возраст регионального метаморфизма ладожской серии свекофеннид 1885 ± 30 млн лет (изохронный Rb-Str метод), существенно микроклиновых гранитов - 1815 ± 35 млн лет (тот же метод), гранитов рапакиви Финляндии - 1700 млн лет (изохронный U-Pb метод).

Интересными являются также дальнейшие исследования И.Л.Личака и Р.З.Левковского (Биркис и др., 1972) по выделению в формации гранитов рапакиви двух вещественных линий - существенно калиевой (классические рапакиви Балтийского щита) и калиево-натриевой (тип Бердяшского массива на Урале). Эти работы, с одной стороны, возможно, наметят связи гранитов рапакиви со щелочными гранитоидами, а с другой, - очень вероятно, выявят различия в составе гранитов рапакиви типичных древних платформ и обрамляющих их складчатых областей. В последних, как это по-

казано в главе 17, рапакиви имеют отчетливые связи с кислыми вулканоглиптопитами.

Ниже, в главе 16, изложены материалы по формации щелочных гранитоидов, обычно чуть предшествующих образованию гранитов рапакиви. Нужно сразу подчеркнуть; несмотря на то что в различных статьях появляются радиометрические данные о более древних раннедокембрийских щелочных породах щитов, масштабное развитие щелочные породы кислого и основного состава получили только с начала этапа стабилизации древних платформ (Шуркин, Митрофанов, 1968). В целом это средний протерозой, хотя и не исключено, что в участках платформ более ранней стабилизации (например, в структурах Сибирской платформы) это могут быть и более ранние геологические эпохи.

Все магматогенные формации „этапа стабилизации древних платформ“, включая сюда и ранние платформенные, и протоорогенные, и геосинклинально-складчатые (глава 6), имеют своих аналогов в образованиях позднего докембрия и фанерозоя. Это только подчеркивает, что этот „этап“, с одной стороны, являлся завершающим в формировании структур земной коры протогейя, а с другой — начинал развитие другого типа структур неогейя.

Глава 16. ФОРМАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Щелочные граниты этапа стабилизации древних платформ известны на Кольском полуострове, Алдане, в Приазовье. Классической и наиболее изученной провинцией щелочногранитного магматизма, который связывается по времени (1950–1650 млн лет) со среднепротерозойским тектогенезом, является Кольский полуостров. Здесь наибольшим распространением пользуются энигматит-эгириин-арфведсонитовые разновидности щелочных гранитов гнейсо-видного и массивного облика. В центральной части полуострова они слагают ряд крупных массивов (Западных Кейв, Верхнего Поноя, Пачинский, Каневский и др.) общей площадью более 3000 км², серию мелких тел, даек и пегматитовых жил. С ними пространственно и генетически связаны многочисленные разновидности щелочных метасоматитов. Резко подчиненное значение на Кольском полуострове имеют эгириин-авгит-феррогастингситовые и биотитовые гнейсограниты района озер Канозера-Колвицкого, р. Цаги, оз. Низьявр.

В западной части Кольского полуострова формация представлена мелкими трещинными интрузиями биотит-амфиболовых, биотитовых щелочных гранитов и сиенитов. Кроме того, к формации

щелочных гранитов-сиенитов И. Д. Батиева и И. В. Бельков (1968) относят также щелочные и нефелиновые сиениты, слагающие в центральной части Кольского полуострова два небольших самостоятельных массива — Сахарйок I и Сахарйок II.

В структурном отношении все проявления щелочногранитного магматизма на Кольском полуострове приурочены к региональным зонам, вдоль которых широко проявились щелочной метасоматоз, дислокационный метаморфизм и разрывная тектоника. Очень часто эти зоны разделяют крупные разнофациальные и разновозрастные структуры Балтийского щита.

Щелочные граниты центральной части Кольского полуострова локализируются в зонах сочленения Кейвской грабен-синклинали с Мурманским блоком и Центральнo-Кольским антиклинорием. В зависимости от генетических представлений огромные массивы щелочных гранитов этого района рассматриваются либо как области интенсивной гранитизации (Ожогин, 1968; Сидоренко, Ожогин, 1968), либо как межформационные пластообразные интрузии, лакколиты, реже штоки, внедрение которых происходило в напряженной тектонической обстановке и сопровождалось интенсивным кварцево-щелочным метасоматозом вмещающих пород (Куплетский, Воробьева, 1930; Иванов, 1958; Батиева, Бельков, 1968).

Несмотря на внушительные размеры массивов и их пространственную разобщенность, отмечается исключительная выдержанность состава пород. Подавляющее распространение имеют гнейсовидные, реже массивные эгирий-арфведсонитовые щелочные граниты и их разновидности с энigmatитом. Лишь в периферических частях массивов преимущественное развитие получают существенно эгириновые и лейкократовые щелочные граниты, часто обогащенные акцессорными минералами. Приконтактные разновидности имеют четкий гнейсовидный облик и отличаются более мелкозернистым сложением.

Основными минералами щелочных гранитов являются кварц, плагиоклаз (№ 0-10), микроклин, щелочной амфибол рибекит-арфведсонитового ряда, эгирий, энigmatит. Количественные соотношения силикатных минералов близки к эвтектическим. В качестве второстепенных и акцессорных минералов встречаются астрофиллит, биотит, циркон, апатит, сфен, флюорит, магнетит, ильменит, ортит, а также рутил, монацит, ксенотим, торит, чевкинит, фергусонит и др.

Структура пород гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, ближе к контактам отмечаются гранобластовые, реже гломеробластовые структуры.

Гнейсовидный облик щелочных гранитов обуславливается плоскопараллельной и линейной ориентировкой в них темноцветных минералов или их скоплений. Как правило, плоскостные и линейные текстуры наблюдаются совместно. Наиболее четко они выражены в периферических частях массивов, где строго сопряжены

с поверхностью контактов и плавно обтекают ксенолиты вмещающих пород. По мере удаления от контактов директивные структуры становятся менее совершенными, сопряженность их с линией контакта затушевывается. В центральных частях массивов наблюдаются массивные разновидности гранитов со слабо выраженной линейностью. Такое „затухание“ директивных текстур от контакта к центру характерно в разных масштабах для всех щелочногранитных массивов этого района, включая маломощные дайки и жилы.

Представляется наиболее вероятным связывать возникновение директивных текстур щелочных гранитов с периодом кристаллизации движущейся магмы и давлением, которое они оказывали на уже раскристаллизованные приконтактные разновидности щелочных гранитов. Этот механизм объясняет R -тектонитовую ориентировку кварца и гранобластовые структуры в приконтактных породах и изотропию гранитов центральных тел (Иванов, 1958). Если же формирование директивных текстур связывать с внешним давлением рамы в момент внедрения или после консолидации щелочных гранитов, то трудно объяснить и автономные внутренние структуры щелочных гранитов, наблюдаемые на некотором удалении от контактов с вмещающими породами, и массивные текстуры и магматические структуры щелочных гранитов в маломощных дайках среди интенсивно метаморфизованных пород.

По ориентировке текстур выявляется внутреннее строение щелочногранитных массивов. Оно часто показывает своеобразную „складчатость“ щелочных гранитов (рис.53), гармоничную в эндоконтакте со складчатостью протерозойских толщ. В целом внутренняя структура щелочных гранитов оказывается самостоятельной и резко несогласной по отношению к структурам вмещающих их кольских гнейсов, древних гранитоидов и интрузий габбро-анортозитов. Непосредственный контакт щелочных гранитов с этими породами интрузивный, секущий, с остроугольными ксенолитами вмещающих пород и четкими экзоконтактовыми изменениями, которые выражаются как в общем щелочном метасоматозе пород, так и в послонной их мигматизации.

Совершенно иные взаимоотношения щелочных гранитов наблюдаются с нижнепротерозойскими гнейсами кейвской серии. Внутренняя структура щелочных гранитов оказывается полностью сопряженной со складчатыми структурами пород осадочно-метаморфического комплекса. Переход от неизменных гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов кейвской серии к щелочным гранитам осуществляется совершенно постепенно через зону щелочных метасоматитов мощностью от первых метров до нескольких километров. Лишь в ряде случаев щелочные граниты (преимущественно дайки и мелкие штоки) обнаруживают с породами кейвской серии четкие интрузивные взаимоотношения. Границы в этих случаях всегда прямолинейные и отчетливые.

Во вмещающих породах отмечаются „глазки“ микроклина, реже кварца и жилки кварц-полевошпатового состава. Щелочные граниты в эндоконтакте представлены осветленными мелкозернистыми разновидностями с повышенным содержанием аксессуарных минералов.

Много общего со щелочными гранитами центральной части Кольского полуострова имеют щелочные граниты района оз. Пурнач, р. Стрельны и Белых тундр. В районе оз. Пурнач щелочные граниты слагают массив эллиптической формы, в структурном отношении приуроченный к ядру брахиантиклинальной складки, сформированной породами имандра-варзугской серии. В центральной части массива отмечаются выходы плагиомикроклиновых гранитов архейского основания (Батиева, Бельков, 1968), в связи с чем интрузия оз. Пурнач рассматривается теперь как межформационная пластовая. Она обладает концентрически-зональным строением, выражающимся в последовательной смене от контакта к центру среднезернистых эгириин-арфведсонитовых и четко гнейсовидных щелочных гранитов более крупнозернистыми и массивными эгириин-арфведсонитовыми и существенно эгириновыми щелочными гранитами.

Щелочные граниты района озер Канозера-Колвицкого несколько отличаются от описанных. Они слагают крупный Канозерский массив площадью около 150 км², ряд более мелких интрузивных тел, даек и пегматитовых жил. В структурном отношении эти тела приурочены к широкой тектонической зоне на границе гнейсов беломорской серии и древних гранитоидов с Колвицко-Кандалакшским массивом гранулитов и основных пород. Породы представлены здесь эгириин-авгит-феррогастингситовыми гнейсо-гранитами, щелочными гнейсами-бластомилонитами и аплитовидными гранитами.

Щелочные граниты в этом районе обнаруживают отчетливые интрузивные взаимоотношения с вмещающими породами. Внутренняя структура тел, как правило, несогласна со структурами вмещающих пород. Непосредственный контакт резкий и прямолинейный. В щелочных гранитах наблюдаются остроугольные ксенолиты вмещающих пород, которые плавно обтекаются гнейсовидностью гранитов. На контакте с основными и ультраосновными породами нередко отмечается эруптивная брекчия. Эти же породы в зоне контакта интенсивно расслаиваны согласно с гнейсовидностью щелочных гранитов. Последняя резко усиливается в эндоконтакте.

Породы щелочногранитной формации Кольского полуострова имеют близкие петрохимические характеристики. Резкая пересыщенность кремнеземом, щелочами и железом, ничтожно малые содержания MgO и CaO, преимущественно аглаитовый тип химизма, редкометалльная и редкоземельная металлогеническая специализация являются характерными особенностями химизма щелочных гранитов. Для всех них отмечается высокое отношение FeO/MgO , что, по

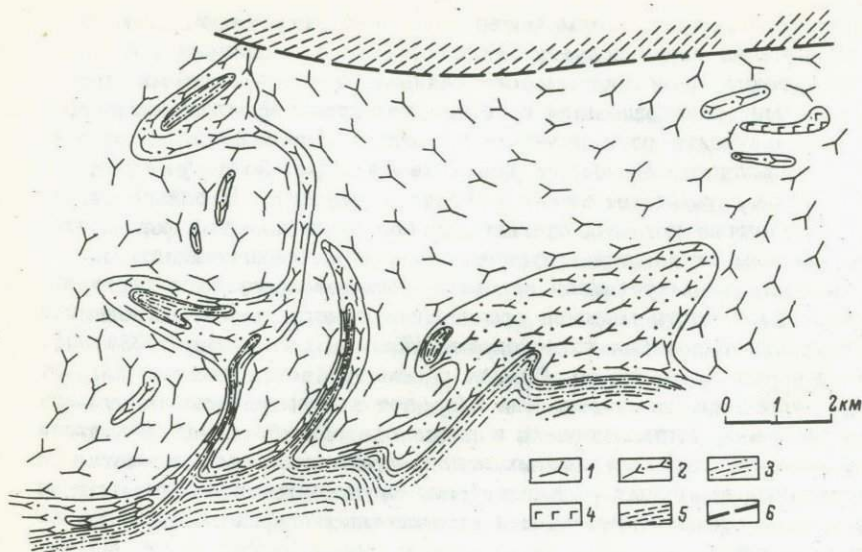


Рис. 53. Карта северо-западной части массива щелочных гранитов Западных Кейв на Кольском полуострове.

1 - щелочные граниты; 2 - щелочные метасоматиты по гнейсам кейвской серии; 3 - гнейсы и сланцы кейвской серии; 4 - метагаббро-анортозиты; 5 - гранито-гнейсы архея; 6 - Северо-Кейвский разлом.

мнению А.А.Полканова (1955), свидетельствует о возможности образования щелочных гранитов из дифференциатов гибридных магм толеитового типа.

Вопрос о генезисе щелочных гранитов центральной части Кольского полуострова является дискуссионным. Свообразные складчатые структуры, наблюдаемые в щелочных гранитах этого района, их полная сопряженность со складчатыми структурами кейвских гнейсов и постепенные переходы между щелочными гранитами и гнейсами кейвской серии через широкие поля метасоматитов привлекаются в качестве главных аргументов в пользу метасоматического генезиса пород щелочногранитного комплекса (Ожогин, 1968). Целый же ряд других наблюдений свидетельствует о магматической природе щелочногранитных массивов. Наиболее важными из них являются следующие: резкие и даже интрузивные контакты щелочных гранитов с вмещающими породами архейского

структурного этажа, а иногда и с породами кейвской серии; рас-
сланцевание пород экзоконтакта вплоть до образования плейчатых
складок и blastomylonitов; наличие текстур течения и обтекание
ими остроугольных ксенолитов вмещающих пород; зональность ще-
лочногогранитных интрузий, которая не увязывается со стратифика-
цией осадочно-метаморфических толщ, наблюдается от контакта к
центру массивов и не зависит от состава вмещающих пород; нали-
чие типичных магматических структур и минеральных парагенези-
сов, отличающихся многоминеральностью и большим постоянством
на огромных площадях.

Все эти наблюдения, по-видимому, позволяют говорить о внед-
рении химически активной щелочногранитной магмы. Если это так,
то мелкозернистое сложение, наличие протобластовых структур в
приконтактных щелочных гранитах свидетельствуют о том, что
кристаллизация завершилась раньше в краевых частях интрузий.
Центральные части массивов кристаллизовались, очевидно, в спо-
койной тектонической обстановке.

Характерные особенности химизма щелочных гранитов цент-
ральной части Кольского полуострова видны на рис. 54. Здесь рас-
сматриваются 25 составов типичных пород комплекса, отобранных
в количествах, пропорциональных их содержанию в геологических
телах.

В отличие от всех предыдущих раннедокембрийских гранитоидов щелочные граниты характеризуются отсутствием нормативного аортита. Поэтому их ассоциация рассмотрена на тройной диаграмме кварц-альбит-ортоклаз. Видны однородность состава гранитов, отсутствие протяженного ряда дифференциации, приуроченность всех составов к ограниченной области предельных расплавов-минимумов. Кристаллизация этого ряда пород, судя по постоянству $\rho_{H_2O} / \rho_{общ}$ ≈ 0.5 , происходила в изобарических условиях. Поскольку щелочные полевые шпаты в этих породах всегда представлены двумя минеральными фазами (альбитом и микроклином), нужно полагать, что $\rho_{общ}$ при их кристаллизации было очень значительным, во всяком случае более 4 кб. Тогда достаточно просто объясняется и обилие постмагматических явлений, связанных со становлением массивов щелочных гранитов.

Многоминеральность и близость составов всех пород этой предельной ассоциации гранитов является веским аргументом в пользу их магматогенности.

Мы не можем согласиться с представлениями, например, Р.М. Слободского (1971), который считает, что тенденция к уменьшению числа минеральных фаз при метасоматозе, выявленная Д.С. Коржинским (1952), не соответствует геологическим наблюдениям. Все изложенные выше материалы по раннедокембрийским гранитоидам и мигматитам подтверждают разную направленность

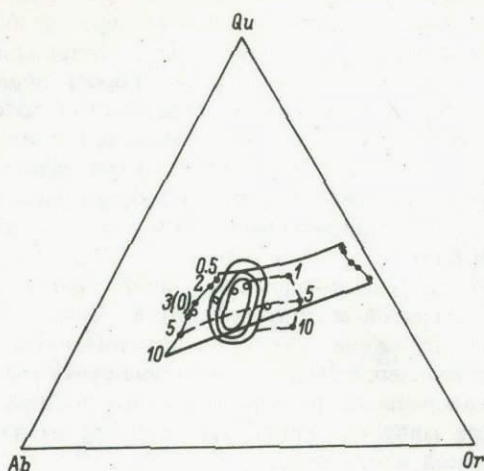


Рис. 54. Составы щелочных гранитов центральной части Кольского полуострова.

25 анализов типичных пород, отобранных в количествах, пропорциональных их содержанию в геологических телах. Основа диаграммы аналогична левой верхней проекции рис. 28. Дополнительно нанесены 5 точек M , соответствующих составам расплав-минимумов при $\rho_{H_2O} = 0, 0.5, 1.0, 2.0, 3.0$ кб.

процессов магматического и метасоматического гранитообразования. Первое во всех ассоциациях представлено многоминеральными гранитоидами, наиболее низкотемпературные из которых «близки определенным составам котектических (эвтектических) расплавов или расплав-минимумов. Вторые – метасоматические мигматиты и гранитоиды, характерные для складчатых и особенно поздне-складчатых ассоциаций, в предельном своем выражении представлены породами, существенно обогащенными тем или иным минералом за счет уменьшения количества других. Другое дело, что эта тенденция может быть выявлена только на основе анализа всего множества пород ассоциаций, а не отдельных гранитоидов. По нашему мнению, она отчетливо видна на рис. 31, 34, 37, 41.

Заканчивая описание комплекса щелочных гранитоидов центральной части Балтийского щита, отметим, что они характеризуются высокой и постоянной железистостью (рис. 55), что не противоречит представлению А. А. Полканова (1955) о возможности

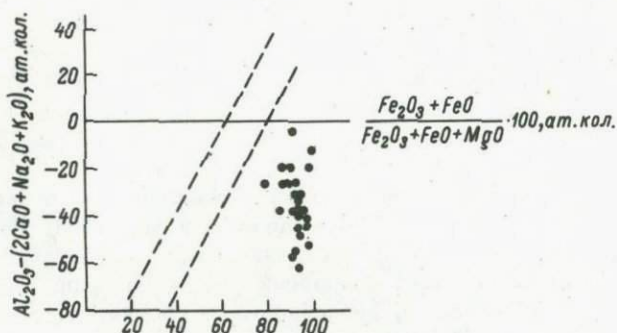


Рис. 55. То же (рис. 54) на диаграмме В. А. Кутолина (1964).

их рассмотрения как дифференциатов гибридных магм базальтоидного типа.

Щелочные породы Приазовья. Субплатформенный этап развития Украинского кристаллического щита характеризуется в Приазовье широким проявлением щелочного и гранитного магматизма (Елисеев и др., 1965). По данным определения абсолютного возраста (Половинкина и др., 1959; Кушев и др., 1965) здесь выделяются три группы среднепротерозойских пород повышенной щелочности: 1) сиениты и граниты (1800–1950 млн лет); 2) щелочные сиениты (1740–1850 млн лет); 3) нефелиновые сиениты, мариуполиты и связанные с ними фениты, натровые метасоматиты трещинных зон (1450–1600 млн лет). Все эти породы слагают трещинные интрузии, связанные с образованием крупных расколов, вдоль которых происходило интенсивное движение блоков земной коры и щелочной метасоматоз (Царовский, 1954).

Общее высокое содержание щелочей с преобладанием K_2O над Na_2O , небольшое участие MgO в составе цветных минералов являются отличительными чертами химизма этих пород и сближают их со щелочными гранитами и сиенитами Кольского полуострова. Существенным отличием сиенитов Приазовья является нещелочной состав темноцветных минералов, невысокое содержание в породах SiO_2 и значительное количество Al_2O_3 .

Наиболее близкими аналогами щелочных гранитоидов Кольского полуострова являются интрузивные породы улканского субвулканического комплекса Алдана (Зленко, Шпак, 1961), слагающие ряд крупных массивов (Улканский, Угайский, Быстри-

ский и др.) в области сочленения щита с его складчатым обрамлением (зоной Становика-Джугджура).

В строении массивов принимают участие феррогастингситовые сиениты, граниты и граносиениты, биотитовые, лейкократовые и щелочные граниты. По данным Ю.Н. Гамалея (1968), все эти породы сформировались в несколько интрузивных фаз единого магматического цикла с возрастом 1600–1700 млн лет (по данным Тугаринова и Войткевича (1970), – 1900 ± 50 млн лет).

Характеристика интрузивных пород улканского комплекса дана в ряде работ (Зленко, Шлак, 1961; Залищак и др., 1966; Гамалея, 1968, 1970). Наибольшее распространение имеют крупнозернистые биотитовые граниты (1 фаза) с краевой фацией гибридных пород, представленных фаялитовыми, диопсидовыми, гастингситсодержащими гранодиоритами, гранитами и граносиенитами. Граниты 1 фазы интрузируются неравномернозернистыми биотитовыми гранитами дополнительной (II) фазы.

Щелочные граниты являются наиболее молодой (III) интрузивной фазой пород улканского комплекса. Они представлены в основном грубозернистыми разновидностями с миароловой текстурой, реже наблюдаются среднезернистые, порфиридные и пегматоидные щелочные граниты. Структура пород гипидиморфнозернистая. По составу темноцветных минералов выделяются рибекитовые, рибекит-эгириновые и рибекит-эгирин-астрофиллитовые щелочные граниты. Отмечаются также разновидности с энigmatитом и лепидомеланом.

Образование щелочных гранитов сопровождалось интенсивным калинатровым метасоматозом (фенитизацией) вмещающих пород, включая граниты ранних фаз улканского комплекса. На фенитизированные породы наложился более поздние процессы натриевого метасоматоза и гидротермальных изменений.

Биотитовые граниты улканского комплекса характеризуются высоким содержанием кремнезема, щелочей ($K_2O > Na_2O$), повышенным – железа и незначительными количествами CaO и MgO . Щелочные граниты обладают агапитовым типом химизма и отличаются еще более низкими содержаниями CaO и MgO , а также Al_2O_3 и более высокими – железа, редких и редкоземельных элементов.

Глава 17. РЯД ФОРМАЦИЙ КИСЛЫХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД

Для большей части СССР орогенный этап развития раннедокембрийских сооружений связан со средним протерозоем (от 2000 ± 100 до 1600 ± 50 млн лет), поэтому и большинство известных протоорогенных формаций имеют среднепротерозойский возраст.

По составу среди вулканоплутонических формаций орогенного этапа развития раннего докембрия выделяются формации преимущественно ультраосновного и основного, среднего и кислого состава. Первые (ряд основных-ультраосновных вулканоплутонических формаций) характерны для структур областей завершённой складчатости, например для среднего протерозоя Балтийского щита (Богачев и др., 1971), для верхнего протерозоя Байкальской области (довыренский комплекс — Мануйлова и др., 1964). Для них типично отсутствие широкого развития кислых составляющих, последние обычно являются продуктами кристаллизационной дифференциации основных магм.

Отличные от предыдущих среднепротерозойские вулканоплутонические (субвулканические) ассоциации основного и среднего состава известны в наложенных внешних прогибах геосинклинально-складчатых областей. Это, например, породы уртагольской свиты восточносаянских прогибов, пенченгинской свиты структур Енисейского кряжа и некоторые другие (Щуркин, Митрофанов, 1968).

В этой работе характеризуются лишь кислые вулканоплутонические комплексы и формации, которые очень широко развиты и типичны для структур периферии древних протоплатформ. Особенностью этого ряда является широкое развитие вулканитов и гранитоидов, относительно богатых калием.

Байкальская зона. Наиболее полно среднепротерозойские калиевые вулканоплутонические формации изучены в Байкальской области. Здесь в кислый калиевый ряд включаются вулканогенные образования акитканской серии и интрузивные породы сложных многофазных ирельского, чуйского и приморского комплексов. Акитканская серия и ирельский комплекс приурочены к Ангаро-Ленскому краевому прогибу, который П.М. Хреновым и др. (1966) рассматривается как Северо-Байкальский вулканический пояс. Чуйский и приморский комплексы развиты в пределах Байкало-Витимского поднятия (Салоп, 1967). Характерно, что в пределах прогиба преобладающее развитие имеют вулканиты. Наблюдающиеся здесь массивы гранитоидов ирельского комплекса имеют небольшие размеры, а наиболее крупные из них приурочены к зоне сочленения прогиба и поднятия. В пределах поднятия преобладают гранитоиды; некоторые массивы занимают площади более тысячи квадратных километров (Витимо-Чуйский, Мало-Чуйский). Эффузивы в поднятиях крайне редки и наблюдаются иногда только в виде ксенолитов в гранитах.

В формировании Северо-Байкальского пояса выделяются три или даже четыре этапа (Салоп, 1967; Бухаров, 1970, и др.). С ранним этапом связано образование вулканогенных пород низов акитканской серии (домугдинская свита), объединяемых в трахиандезитовую формацию. Интрузивными породами этого этапа являются гранитоиды I фазы ирельского комплекса сиенит-гранодиоритовой

формации. В средний этап произошло образование эффузивов хибинской свиты — трихилипаритовая формация — и интрузий II фазы ирельского комплекса — граносиенит-гранитная формация, в поздний этап — эффузивов чайской и верхов хибинской (в Байкальском хребте) свит и гранитоидов III фазы (соответственно липаритовая и гранит-гранофировая формации). С заключительным этапом развития, по-видимому, связан дайковый комплекс основных пород.

Соответствующие вулканогенные и интрузивные формации, слагающие акитканскую серию и ирельский комплекс, имеют общие особенности состава и химизма пород, характеризуются сходным типом дифференциации. Отдельные массивы, представленные той или иной интрузивной формацией, наряду с интрузивными соотношениями в ряде случаев дают постепенные переходы в соответствующие вулканические формации (Лобанов, 1964; Флерова, Матвеева, 1969), что подтверждает комагматичность вулканогенных и интрузивных формаций в пределах Ангаро-Ленского краевого прогиба.

Трахиандезитовая формация характеризуется большой гетерогенностью составов, что выражается в большом разбросе точек на рис. 56. Форма сгустка свидетельствует о щелочноземельной направленности кристаллизации. По железистости выделяется два ряда: один более железистый ($F = 85\%$), другой менее железистый ($F = 55\%$). Большинство анализов принадлежит высокожелезистому ряду и на диаграмме В. А. Кутолина (1964) занимает область базальтоидных пород. На диаграмме К. Б. Зарянова видно, что большинство анализов находится в щелочноземельном поле.

Комагматичная ей сиенит-гранодиоритовая формация более гомогенна (рис. 56). Составы гранитов ложатся в компактный сгусток с максимумом в пределах поля $Pl-Ot$. Очень характерна высокая железистость ($F = 80\%$) при непостоянном содержании глинозема. Компактный сгусток ложится в поле субщелочных пород.

Трахилипаритовая формация более гомогенна по составу, чем трахиандезитовая, хотя здесь тоже разброс точек значительный (рис. 57). Максимум сгустка лежит в $Pl-Ot$ поле. Эта формация характеризуется более щелочным типом кристаллизации. По железистости породы имеют довольно постоянный состав ($F = 75-77\%$), в то время как по глиноземистости варьируют очень сильно. Достаточно компактный сгусток составов лежит главным образом в поле субщелочных пород.

Максимум составов гранитоидов граносиенит-гранитной формации лежит также в поле $Pl-Ot$, частично захватывая ортоклазовый объем (рис. 57). Породы имеют большую железистость ($F = 80-85\%$). Граносиенит-гранитная формация характеризуется более высоким содержанием кремнезема и суммы щелочей, что сдвигает составы с субщелочного поля на границу со щелочным.

Поздняя липаритовая формация имеет наибольшую гомогенность составов (рис. 58). Компактный сгусток находится в $Pl-Ot$ поле,

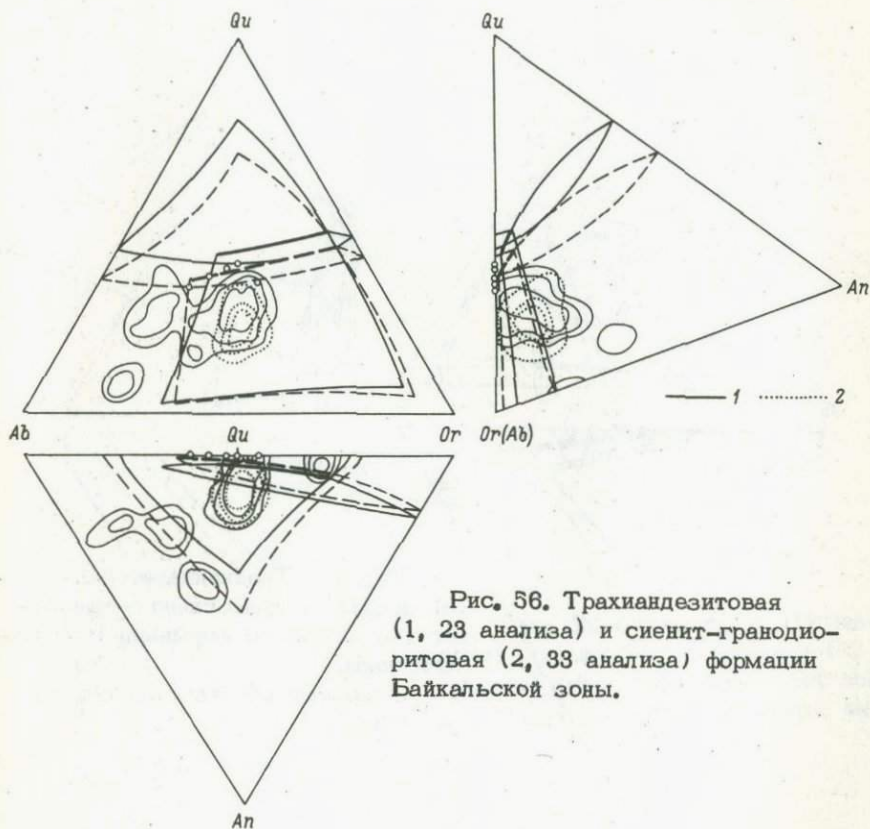


Рис. 56. Трахиандезитовая (1, 23 анализа) и сиенит-гранодиоритовая (2, 33 анализа) формации Байкальской зоны.

вблизи котектики. В целом породы формации по сравнению с другими обогащены альбитом. Железистость варьирует от 70 до 90 ат. кол., а глиноземистость — от -40 до +50 ат. кол. Большая часть составов находится в переходном и литогенном полях В. А. Кутюлина, однако часть анализов лежит в поле базальтоидных пород. Максимум составов находится также в субшелочном поле.

Комагматичная с этой гранит-гранофировая интрузивная формация по составу близка граносиенит-гранитной формации, отличается от нее и от соответствующей вулканогенной липаритовой формации перемещением максимума сгустка в ортоклазовое поле близко к точке минимума (рис. 58). При сохранении высокой общей

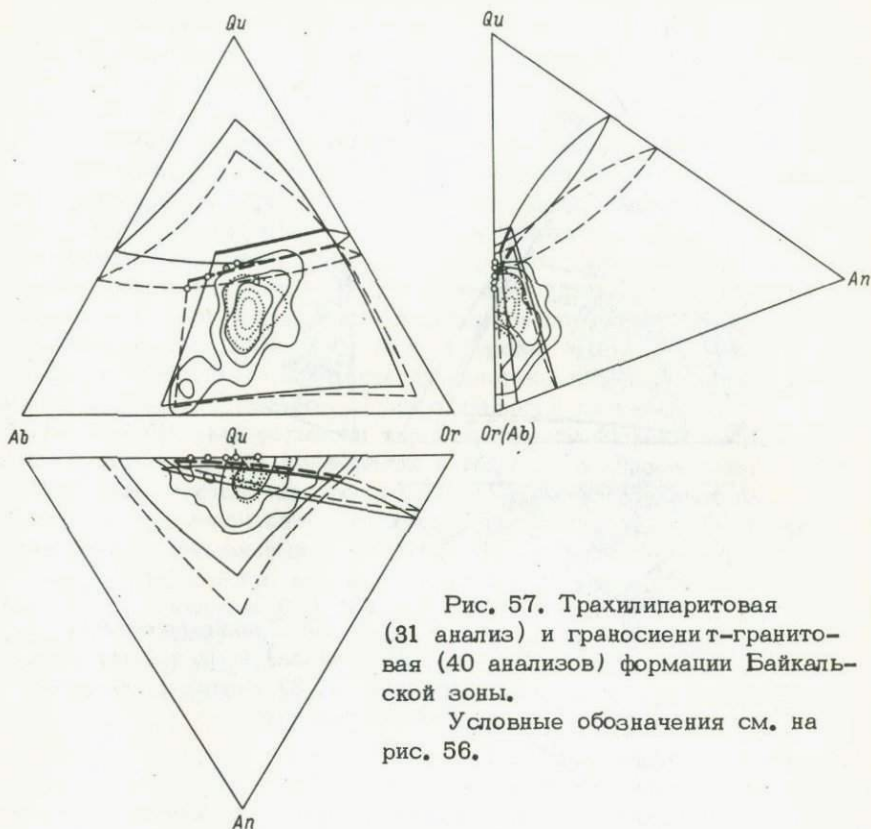


Рис. 57. Трахилипаритовая (31 анализ) и граносиенит-гранитовая (40 анализов) формации Байкальской зоны.

Условные обозначения см. на рис. 56.

железистости, такой же как и в граносиенит-гранитной формации, по глиноземистости породы варьируют значительно больше, образуя два максимума, один из которых лежит в базальтовом поле, другой — в переходном. По содержанию кремнезема и щелочей породы гранит-гранофировой формации находятся в поле щелочных пород.

Таким образом, вулканогенные породы аkitканской серии и гранитоиды ирельского комплекса, представленные тремя формациями, отражающими эволюцию магматического очага во времени, характеризуются некоторыми общими особенностями, главными из которых являются высокая общая железистость и щелочность пород.

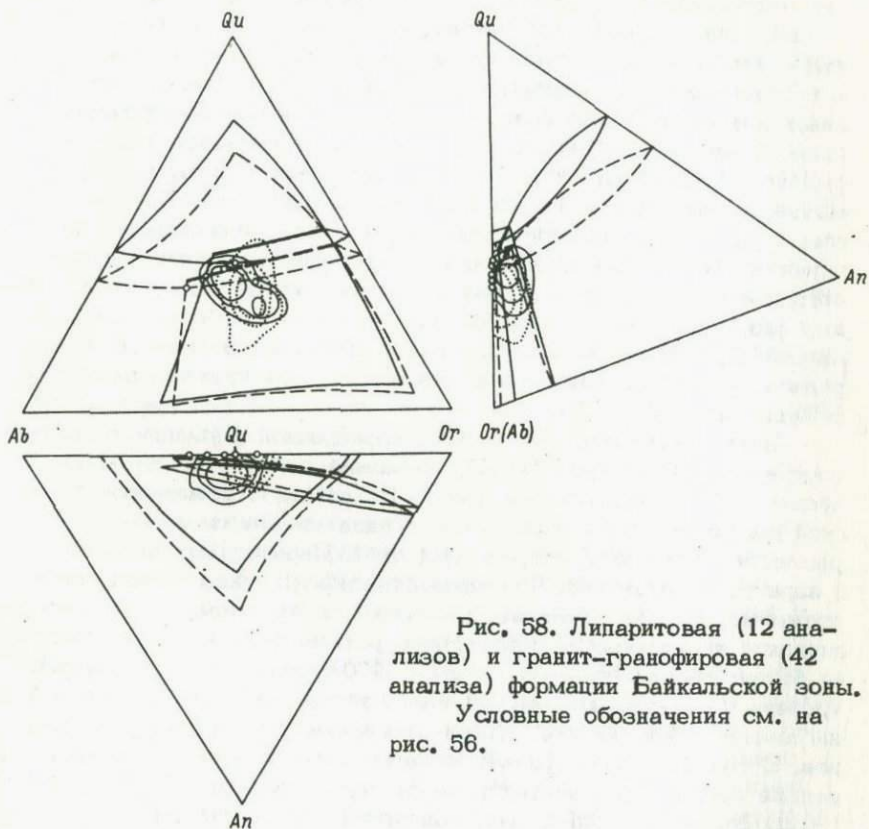


Рис. 58. Липаритовая (12 анализов) и гранит-гранофировая (42 анализа) формации Байкальской зоны. Условные обозначения см. на рис. 56.

Преобладающей формой железа обычно является FeO , но часто FeO и Fe_2O_3 находятся в равных весовых соотношениях, реже Fe_2O_3 преобладает над FeO . Из щелочей обычно K преобладает над Na . Относительные величины F и K с увеличением A несколько возрастают в вулканогенных и интрузивных породах от I к III этапу магматической деятельности.

Судя по составам каждой из эффузивных фаз - формаций, от раннего к поздним этапам вулканизма увеличивается гомогенность расплавов. Каждая из эффузивных формаций представляет собой самостоятельный ряд дифференциации: ранняя - щелочноземельный, средняя и поздняя - более щелочные.

Характер изменения составов во времени в ирельском комплексе подобен характеру изменения эффузивов. Все три фазы ирельского комплекса представляют собой петрохимически определенно выраженный ряд, который протягивается от поверхности R₁-0₁в ранней сиенит-гранодиоритовой формации к 0₁т объема во второй фазе и к точке тройного минимума в третьей фазе. В отличие от эффузивов все интрузивные фазы характеризуются большей гомогенностью. Гранитоиды обеднены по сравнению с соответствующими эффузивными аналогами нормативным кварцем и анортитом, что, возможно, объясняется большей сухостью излившихся магм или меньшим $R_{общ}$. Форма сгустков гранитоидов более изометрическая в отличие от удлинённых форм сгустков в эффузивах, что, вероятно, объясняется меньшей степенью процессов дифференциации интрузивных фаз. В глубинных условиях процесс эволюции магм более законченный, чем в условиях кристаллизации на поверхности, где равновесия внутри фазы не достигается и формируются ряды дифференциации.

Если принимать, что составы пород одной формации отражают составы первичных источников, то можно заключить, что магматический очаг во времени смещался. На ранних стадиях магматической деятельности он зарождался в базальтовом слое, а затем разрастался и смещался в гранитный слой. Параллельно изменялся и характер извержений. Преимущественно трещинные излияния и, возможно, щитовые вулканы, характерные для раннего этапа вулканической деятельности, сменялись стратовулканами и экструзиями на более поздних этапах (Бухаров, 1970). Несмотря на различный уровень первичных источников магм, все они все же были связаны между собой, на что указывает геохимическая общность составов. С такой моделью развития магматизма хорошо согласуются данные по изучению изотопии первичного стронция (Яшенко и др., 1972). Вулканогенные породы раннего этапа имеют первичное отношение $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,705 \pm 0,001$, что характерно для базальтового слоя, при этом возраст, определяемый по изохроне, соответствует 1700 ± 35 млн лет. Вулканиты позднего этапа имеют первичное отношение $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,721 \pm 0,001$, характерное для гранитного слоя, при этом возраст их соответствует 1620 ± 40 млн лет. Судя по разнице возраста, продолжительность вулканоплутонического цикла в докембрии составляет более 80 млн лет. Эта цифра очень велика, но если учесть продолжительность эволюции отдельных структурных зон в докембрии, которая в несколько раз превышает эволюцию в более молодые периоды (Мануйлова, Кольцова, 1971), то она вполне приемлема.

Вулканогенные и интрузивные образования в пределах Ангаро-Ленского прогиба и Байкало-Витимского поднятия имеют свою четко выраженную металлогеническую специализацию. По данным

А. А. Бухарова, М. П. Лобанова, с интрузивными и сульвулканическими образованиями в прогибе парагенетически связанная редкометаллическая и редкоземельная минерализация, с субвулканическими и вулканогенными образованиями (жерловая фация эффузивов) – рудопроявления полиметаллов, меди, золота, редких металлов. С интрузивными породами в пределах поднятий парагенетически связываются рудопроявления редких металлов и олова.

Восточно-Алданская зона. Среднепротерозойские вулканоплутонические формации расположены на юго-восточной границе Ангарской палеоплатформы и в пределах Челатского и Станового краевых поднятий. Здесь выделяются осадочно-вулканогенная уянская серия и интрузивный улканский комплекс (Зленко, Шлак, 1961; Гамалея и др., 1963). Вулканогенно-осадочные породы приурочены к Улканскому краевому прогибу, а гранитоиды встречаются как в пределах прогиба (Улканский массив), так и на границе прогиба и поднятия (Угаянский и Южно-Учурский массивы).

По составу эффузивы могут быть объединены в две ассоциации (формации) – трахиандезитовую и андезит-липаритовую (Гамалея, 1970). Последняя, вероятно, соответствует трахилипаритовой и липаритовой формациям Байкальской зоны.

Интрузивным аналогом андезит-липаритовой формации являются амфиболовые граниты и граносиениты и гранофировые граниты Улканского массива. По особенностям развития и составу пород и минералов эти гранитоиды соответствуют граносиенит-гранитной и гранит-гранофировой формациям Северо-Байкальского пояса.

Восточно-Саянская зона. В пределах Восточного Саяна кислые калиевые вулканогенные породы вскрыты скважинами под платформенным чехлом в пределах Присаянского краевого прогиба и обнажены на поверхности в северо-западной части Урикско-Ийского и Тойсукского грабенов. Они представлены преимущественно кварцевыми и фельзитовыми порфирами, которые могут быть прокоррелированы с верхами акитканской серии, объединенными в липаритовую формацию. Петрология и химизм эффузивов сублукской свиты почти не изучены. Интрузивные породы, разновозрастные с сублукской свитой, объединяются в саянский комплекс гранитоидов. Интрузии этого комплекса основное развитие имеют в Присаянском краевом поднятии, хотя также отмечаются и в Урикско-Ийском грабене. Саянский комплекс двухфазный: ранняя фаза – существенно гранодиоритовая, поздняя – гранитная. С поздней фазой связано широкое развитие пегматитов, в том числе и редкометаллических. Широкое развитие редкометаллических пегматитов, связанных с поздней фазой гранитов саянского комплекса, особенности состава гранитов, выраженные в их меньшей железистости и калиевости, отличают саянский комплекс от гранитоидов ирельского и чуйского комплексов, хотя по типу дифференциации они похожи, особенно саянский

и чуйский комплексы. Различие, возможно, обусловлено тем, что некоторая часть массивов саянского комплекса находится в пределах Урикско-Ийского грабена, тектоническое развитие которого отлично от развития структур краевых прогибов. Геохимическая специализация саянского комплекса (Абрамович и др., 1971) имеет ряд общих черт с ирельским и чуйским комплексами.

Восточно-Енисейская зона. На Енисейском краже наиболее близкими по составу и геологическому положению к вулканоплутоническим формациям Северо-Байкальского и Восточно-Алданского поясов являются вулканогенные породы низов сухопитской серии и связанные с ними граниты, изученные Г. Б. Кочкиным и Ю. М. Шуваловым (1968) в бассейне верхнего течения р. Вороговки, где они выделены под названием верхневороговского комплекса. Аналоги его в другой зоне выделяются под названием глушихинского комплекса.

Формирование осадочно-вулканогенного и интрузивного верхневороговского комплекса происходило по крайней мере в два этапа магматической деятельности. С первым этапом связано образование вулканогенной липаритовой и интрузивной (субвулканической) граносиенит-порфировой формации, со вторым — андезитовой вулканогенной и гранит-граносиенитовой интрузивной формаций. Последовательность образования вулканогенных и интрузивных формаций в вороговском комплексе обратная той, которая устанавливается в Байкальской области. Причиной этого, возможно, является недостаточно четко установленная стратиграфическая последовательность толщ.

Западно-Уральская зона. К среднепротерозойским образованиям на Западном Урале относятся бурзянская серия и машакская (кувашская) свита, габброиды кушиновского комплекса и гранитоиды Бердяшского и Рябиновского массивов (Гарань, 1946; Сергиевский, 1971). Аналогом вулканогенных формаций Северо-Байкальского и Восточно-Алданского поясов являются, скорее всего, породы машакской (кувашской) свиты, которые могут быть отнесены к ранней андезитовой и поздней липаритовой формациям. Из интрузивных пород наиболее надежно и однозначно комагматичность с эффузивами устанавливается для рябиновских гранитов.

Вероятно, к этому же вулканоплутоническому циклу следует относить и граниты рапакиви Бердяшского массива, основываясь на данных геологии (Сергиевский, 1971), петрохимии (Заварицкий, 1937) и абсолютного возраста (Краснобаев, Бородин, 1970; Салоп, Мурина, 1970). Гранитоиды Бердяшского массива можно, по видимому, коррелировать с приморским комплексом, который относится к формации рапакиви (Мануйлова, Срывшев, 1974), а лейкократовые, часто гранофировые граниты Рябиновского массива следует относить к гранит-гранофировой формации.

Шведская зона. На территории Балтийского щита вулканогенные комплексы калиевого ряда не имеют широкого развития. В виде самостоятельных подразделений они выделены только в субиотнии юго-восточной (серия Дала и Смоланд) и северной (эффузивы Дуаблон, Каска и Кируна) Швеции и Финляндии. На территории Советского Союза отдельные выходы этих пород известны в связи с гранитами рапакиви.

В Шведской зоне можно выделить по крайней мере два этапа вулканической и интрузивной деятельности, с которыми связано образование андезитовой и липаритовой эффузивных и граносиенит-гранитовой и гранит-гранофировой интрузивных формаций. Вулканогенные породы андезитовой формации Швеции имеют несколько меньшую общую железистость по сравнению с акитканской серией. По данным Е.Велина (Welin, 1971), эффузивы Северной Швеции близки акитканским по эволюции радиогенного стронция. Так, порфиры Дуаблон имеют первичное отношение $Str^{87}/Str^{86} = 0.703 \pm 0.003$ и возраст 1725 ± 75 млн лет, Каска - ($Str^{87}/Str^{86} = 0.714 \pm 0.005$ и возраст 1635 ± 90 млн лет, Кируна - 0.705 ± 0.003 и возраст 1605 ± 65 млн лет.

Из приведенных очерков видно, что несмотря на дискуссионность многих вопросов геологического и возрастного положения кислых калиевых вулканогенных и интрузивных формаций различных докембрийских структур, представляется важным то обстоятельство, что по своему тектоническому положению, строению и составу они близки, и это позволяет относить их к одному формационному типу. Так, все они располагаются по периферии только что сформированных докембрийских платформ, приурочены к краевым прогибам последних и к обрамляющим геантиклиналям. При этом в пространстве вулканические и плутонические образования распределяются закономерно. Плутонические породы, слагающие крупные гранитоидные массивы, сосредоточены в поднятиях или по границам поднятий и прогибов. Одновременные с ними вулканические породы приурочены в основном к краевым прогибам. Здесь также имеются гранитоиды, тесно связанные с вулканогенными толщами, но размеры слагаемых ими массивов гораздо меньше.

В пределах прогибов устанавливается связь глубинных и вулканогенных пород. Наряду с интрузивными соотношениями нередко наблюдаются переходы от гранитоидов в низах разреза через субвулканические фации в средних или приповерхностных частях к фациям излившихся пород. Вместе с постепенными структурными переходами устанавливается близкий химизм пород. В пределах поднятий такой связи между интрузивным и эффузивным магматизмом не наблюдается, возможно, из-за слабого развития здесь вулканизма. В эволюции химизма также отмечаются общие тенденции: почти во всех структурах, кроме Восточно-Енисейской, развитие начинается с излияний трахиандезитовых магм и заканчивается липаритовыми магмами.

На примере Байкальской, Восточно-Алданской, Западно-Уральской и Шведской зон, с развитием вулканоплутонических ассоциаций тесно связана формация гранитов рапакиви. Все приведенные особенности позволяют объединять описанные вулканогенные и интрузивные формации в единый ряд кислых калиевых вулканоплутонических формаций. Главной особенностью химизма этого ряда является преобладание (в вес.%) калия над натрием. Особенно высокое содержание калия в трахилипаритовой и граносиенит-гранитной формациях. Эти формации имеют и более высокие коэффициенты апгаитности и окисленности железа (Fe_2O_3 / FeO).

Сравнение составов эффузивов с типами естественных ассоциаций вулканических пород по А.Н. Заварицкому показывает, что все они ложатся между вариационными линиями, отражающими крайний известково-щелочной и промежуточный между известково-щелочным и щелочным ряды ассоциаций. По соотношению щелочей лавы изученных формаций отличаются от лав Тихоокеанского вулканического пояса. Преобладание калия над натрием сближает их с лавами срединноземноморского типа (по П.Ниггли), развитыми на материковой коре.

Вулканогенные и интрузивные породы калиевого ряда этапа стабилизации раннедокембрийских подвижных зон по своему тектоническому положению похожи на магматические образования „квазикратонного“ этапа развития земной коры по Г.Штилле в фанерозойский этап времени (субсеквентный магматизм). К субсеквентным вулканическим образованиям (порфировая формация) относятся эффузивы Центрального Казахстана, верхнемеловые-палеогеновые эффузивы Охотского пояса Чукотки, четвертичные эффузивы Курило-Камчатской дуги и многие другие (Буш, Кирюхин, 1971).

Докембрийские вулканоплутонические ассоциации отличаются от фанерозойских большим содержанием щелочей и кремнезема, высокой железистостью. Возможно, это отличие обусловлено тем, что в докембрии наибольшее развитие получили средний и поздний этапы магматической деятельности, характеризующиеся кислым составом, в то время как в фанерозое наибольшее значение имеет ранний этап.

В связи с вулканогенными породами в докембрии, особенно в пределах краевых геосинклинальных поднятий и в фундаменте проплатформ, значительно более широко проявлен кислый интрузивный магматизм, включающий формацию рапакиви-гранитов.

Фанерозойские вулканогенные и интрузивные комплексы являются более гетерогенными по составу, чем докембрийские. Большая гетерогенность фанерозойских вулканоплутонических ассоциаций свидетельствует, по-видимому, о неоднородности состава и внутреннего строения земной коры в целом в фанерозойский этап. На современном геологическом этапе это находит подтверждение в геофизических данных, указывающих на блоковое строение не только земной коры, но и верхней мантии.

Сходство первичного изотопного состава стронция в вулканогенных комплексах раннего докембрия и фанерозоя (Ященко, Варшавская, 1971) указывает на то, что разделение рублидия и стронция в Земле произошло давно, во всяком случае ранее 1700 млн лет.

4. РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЕ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ И ЕГО СРАВНЕНИЕ С ФАНОРОЗОЙСКИМ

В схеме эволюции процессов гранитообразования в земной коре (табл. 15) в обобщенной форме изложены представления автора по этой важнейшей проблеме глубинной петрологии.

Древнейшие и наиболее глубинные гранитоидные образования представлены чарнокитовыми комплексами прогессинклиинальных ареальных метаморфид. Наибольшее значение среди них имеют ультраметагенные чарнокит-мигматиты. Они являются составными частями разрезов гранулитовых толщ, часто близки по составу со многими изофациальными с ними гранулитами, и для них наиболее приемлема модель преимущественно метаморфического генезиса (перекристаллизация и метаморфическая дифференциация), хотя и процессы анатексиса в ограниченных масштабах не исключены и нередко описываются (Кузнецов, 1941; Шкодзинский, 1970, и др.). Вещественные особенности чарнокит-мигматитов не обнаруживают отчетливой направленности метасоматических процессов, если не считать крайних случаев „чарнокитизации“ пластов основных по составу гранулитов. Но и эти явления могут быть объяснимы местным перераспределением вещества.

Ограниченность масштабов анатектических процессов в условиях гранулитовой фации обычно объясняется относительной „сухостью“ системы (Соболев и др., 1967; Кузнецов, Изох, 1969, и др.). В. С. Шкодзинский (1969, 1970, 1972) уточнил это положение и показал, что при буферной роли расплава вода в этих условиях является ненасыщающим виртуальным компонентом и ограниченность и выборочность анатексиса можно объяснять низким P_{H_2O} и его большими градиентами.

Повсеместность („ареальность“) и равномерность процессов прогессинклиинального чарнокитообразования, „рассеянный“ характер распределения чарнокитового материала в толщах гранулитовых пород, изофациальность процессов гранулито- и чарнокитообразования позволяют рассматривать эти чарнокит-мигматиты как автохтонные образования („эндомигматиты“ по E. Ragün, (Raguin,

Таблица 15

Схема эволюции процессов гранитообразования в земной коре

Структуры	Платформы на ранних стадиях		Орогенные структуры		Геосинклинально-складчатые структуры
Платформенные и геосинклинальные	ИНТРУЗИВНЫЕ ГРАНИТЫ РАПАКИВИ	ИНТРУЗИВНЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТОИДЫ	ИНТРУЗИВНЫЙ РЯД КИСЛЫХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД	ИНТРУЗИВНЫЙ РЯД ГАББРО-ДИОРИТОВ-ГРАНОДИОРИТОВ	РЯД БАТОЛИТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ
			ИНТРУЗИВНЫЙ РЯД ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТОВ		
Протогеосинклинальные	Структуры материкового типа ИНТРУЗИВНЫЕ СУЩЕСТВЕННО МИКРОКЛИНОВЫЕ ГРАНИТЫ И МИГМАТИТЫ		Структуры окраинного типа		
	ПЛАГИОМИКРОКЛИНОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ И МИГМАТИТЫ Интрузивные чарнокитоиды		Плагииомикроклиновые гранитоиды		
	СУЩЕСТВЕННО ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ МИГМАТИТЫ		И ГРАНИТОИДЫ КАТАЗОНЫ (разных уровней формирования)		
	СЕРИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ				
	Уровень ареальных метаморфид амфиболитовой фации		Уровень ареальных метаморфид гранулитовой фации		
Прогеосинклинальные	Микроклин-плагноклазовые граниты МИГМАТИТ-ГРАНИТЫ		Существенно микроклинковые аляскиты ЧАРНОКИТ-МИГМАТИТЫ		
Первичная кора	Интрузивные эндербиты (члены антидромного гипербазиты)		ряда эндербиты-анортозиты-габбро-диориты-		
	Кора „базальто-анортозиты-андезитового” состава				

1970)) и исключить необходимость существенного привноса еще более глубинного вещества.

Иного типа более поздние гранитоидные образования гранулитовых толщ, сопряженные в своем развитии с зонами регрессивных метаморфид. Некоторые из них описываются как поздние метасоматические и реоморфические образования (Крылова, 1974). Но многие аляскиты Алдана (см., например, рис. 28) являются, видимо, магматогенными. Они часто слагают секущие тела, а их анхизектический существенно калиевый состав, отвечающий составу инициального расплава, который мог образовываться в условиях пониженного парциального давления воды, может свидетельствовать о том, что они являются вероятными анатектитами. В то же время значительное содержание в них кремнекислоты (около 73%) дает основание предполагать (Luth, 1969; Штейнберг и др., 1971), что генерация такого расплава могла происходить при $P_{общ}$ около 5 кб, но не более. Это соответствует установленным условиям позднего метаморфизма супракрустальных алданских гранулитов. В связи с этим все эти гранитоиды предпочтительнее считать субавтохтонными производными ультраметагенеза гранулитовой фации, чем продуктами мобилизации подстилающего слоя, где общее давление должно было превышать эту величину.

Слой, подстилающий супракрустальные прогеосинклинальные образования, в современном срезе структур земной коры неизвестен. Не излагая в этой работе имеющиеся основания, отметим, что К. А. Шуркин и автор (Митрофанов, Шуркин, 1972; Шуркин, Митрофанов, 1974) предполагают его изначально „базальто-анортозит-андезитовый“ состав.* В прогеосинклинальной группе формаций к производным этого палеослоя можно относить раннескладчатые интрузивные эндербиты, которые являются, видимо, членами наиболее раннего антидромного интрузивного ряда эндербиты-анортозиты-габбро-нориты-гипербазиты (Шуркин, Митрофанов, 1968). Если это так, то в прогеосинклиналях гранулитового уровня намечается последовательная временная группа эндербиты-чарнокиты-алясциты.

На уровне прогеосинклинальных ареальных монофациальных метаморфид амфиболитовой фации этой группе соответствует группа интрузивные гиперстеновые плагиогранитоиды-автохтонные мигматит-граниты-субавтохтонные микроклин-плагиоклазовые граниты (табл. 15).

Определяющее значение здесь имеет формация автохтонных мигматит-гранитов, ультраметагенных производных самих прогеосинклинальных толщ. Равномерное распределение мигматитовых

* В последней работе Л. И. Салопа (1973) также высказано предположение о первичной „гранитной коре“ Земли.

и гнейсо-гранитовых образований амфиболитовой фации по всей площади и по всему мощному разрезу толщ свидетельствует об устойчивости термодинамических условий метаморфизма, о равномерности высокого теплового режима по площади и по глубине. Первое подтверждает предположение об отсутствии в прогеосинклиналях значительных термальных аномалий (локальных зон тепловых потоков). Второе может объясняться наличием мощного (в беломоридях до 8–10 км) однородного слоя ультраметаморфизма, высокая теплопроводность которого могла быть обусловлена конвекционным переносом тепла такими подвижными субстанциями, как расплав и надкритический раствор.

В мигматит-гранитовых комплексах этого типа устанавливается зависимость состава гранитоидного материала от состава вмещающих пород. Крайние производные прогрессивной стадии мигматитообразования представлены мелкими телами анатектит-гранитов, пегматитами и метасоматит-гранитоидами. При этом анатектиты относятся не к инициальным, а к метатектитовым и диатектитовым образованиям, что вполне понятно, так как совсем малые объемы инициальных выплавов не имели бы возможности объединяться в более или менее обособленные массы — тела. Эксперименты показывают, что для такого значительного по объему расплавления не требуется большого повышения температур относительно инициального плавления. Скорее этот процесс наиболее полной мобилизации облегчают локальные повышения ρ_{H_2O} , особенно в участках пониженного $\rho_{общ}$. Состав диатектического расплава в первую очередь зависит от состава исходного субстрата и может быть различным, однако в ультраметаморфитах амфиболитовой фации он часто плагιοгранитоидный.

Регрессивная (кристаллизационная) стадия ультраметаморфического процесса соответственно характеризуется противоположной последовательностью, и кристаллизация существенно плагιοклазовых диатектитов сменяется на поздней стадии кристаллизацией микроклин-плагιοклазовых котектических гранитов. Последние слагают мелкие позднескладчатые субавтохтонные тела среди мигматит-гранитов амфиболитовой фации и отличаются меньшим содержанием калия от аляскистов гранулитовых уровней.

Переходя к следующим группам гранитоидных формаций ранне-го докембрия (табл. 15), сразу отметим, что наличие различных по тектоническому режиму структур на протогеосинклинальном этапе развития земной коры, изменчивость регионального метаморфизма во времени и в пространстве, проявление региональных метаморфических зональностей разного типа по давлению обуславливают разнообразие гранитоидных проявлений автохтонного и аллохтонного характера. При этом напомним, что аллохтонными мы называем процессы гранитообразования, происходящие с привнесом гранитообразующего вещества в любой его форме — расплава, флюида,

растворов. При таком понимании даже типичные метасоматические гранитоидные массивы, особенно в верхних зонах, могут быть аллохтонными.

Как и во всех других подвижных структурах земной коры, включая прогеосинклинальные и собственно геосинклинальные, наиболее ранние гранитоиды в протогеосинклинальных системах представлены интрузивными породами диорит-плагиогранитного состава. Эти типичные домигматовые гранитоиды имеют вероятную генетическую связь с кислыми и средними вулканитами натриевого ряда, менее определенную комагматичность с базитами и, как мы старались показать в главах 11 и 12, составляют вещественную основу для последующего формирования наиболее распространенных ультраметагенных („собственно коровых“) гранитоидов раннего докембрия. Особенности состава и строения раннедокембрийских проявлений этого важнейшего типа гранитоидов земной коры, возможных производных андезитового палеослоя, обусловлены фациями их становления и интенсивностью их метаморфических и ультраметаморфических преобразований.

Среди разнообразных гранитоидов протогеосинклинальных систем обоих типов большое значение имеют особо характерные для раннего докембрия автохтонные гранитоиды и мигматиты катазоны (табл. 15). Они образованы за счет вещества более ранних магматогенных пород, собственно протогеосинклинальных толщ и их прогеосинклинального комплекса основания. Это ультраметагенные образования амфиболитовой и реже гранулитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Они представлены взаимосвязанными „стратиформными“ мигматит-гранитовыми полями и факолитообразными гнейсогранитоидными телами обычно автохтонного характера. Для непротяженных вертикальных серий этого типа устанавливается „стратуровенная“ зональность, согласующаяся с разрезами и регионально-метаморфической зональностью. Аллохтонные лейкократовые составляющие этой вертикальной (фациальной) серии имеют подчиненное значение и незначительный интервал перемещения (до уровня эпидот-амфиболитовой фации).

В результате ультраметагенных, типичных внутрикоровых процессов перекристаллизации, дифференциации, диатектитового анатексиса в условиях квазизакрытой системы формировались комплексы существенно плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых мигматитов и гранитоидов.

Намечается, что существенно плагиоклазовые гранитоиды должны быть особенно характерны для ультраметаморфит андалузит-силлиманитового типа, а гранитоиды с заметным содержанием калиевого полевого шпата — для ультраметаморфит кианит-силлиманитового типа. Эта тенденция имеет ряд геологических и физико-химических объяснений (глава 12). Она противоположна широко известным представлениям Х.Цварта (Zwart, 1967) и нуждается

еще в серьезной проверке, особенно потому, что с этим вопросом тесно связано петрологическое объяснение приуроченности промышленно важных редкометальных пегматитов (существенно натриевых) к метаморфитам первого типа, а мусковитовых пегматитов (натриево-калиевых) — к метаморфитам второго типа (Салье, 1973).

Характерно также, что именно эти (и еще прогеосинклинальные) ультраметабазальные мигматит-граниты явно обеднены кремнеземом и относятся к „плутоническому“ типу (Шнейнберг, Ферштатер, 1968; Штейнберг и др., 1971), а по соотношению глиноземистости-железистости они принадлежат в основном к „литогенным“ ассоциациям (Кутолин, 1964).

Наиболее интенсивным внутрикоровым гранитообразованием отличается поздняя (инверсионная) стадия развития протогеосинклинальных систем материкового типа (например, сумийская эпоха раннего протерозоя карелид). К позднескладчатому формационному типу этой стадии (глава 13) относится большая часть гранитоидов и мигматитов плагиомикроклинового состава щитов и фундаментов древних платформ. С этими интенсивными процессами гранитообразования совпадает и переход этих протогеосинклинальных систем в разряд областей завершенной складчатости.

Гранитоиды этой стадии гранитообразования отличаются по структурным, вещественным и генетическим признакам от предыдущих. В структурах материковых протогеосинклинальных систем они, по-видимому, не образуют с более ранними единого генетического ряда, разделены во времени и принадлежат разным стадиям развития структур, отделенных периодом частичной инверсии и консолидации.

Инверсионная стадия развития характеризовалась большой дифференциацией процессов регионального метаморфизма. В разных зонах метаморфизма процессы гранито- и мигматитообразования протекали по-разному, но среди гранитоидных образований этого формационного типа преобладают аллохтонные. В зонах ультраметаморфизма, особенно на уровнях прогеосинклинального фундамента, это было анатектитовое выплавление низкотемпературных плагиомикроклиновых гранитных расплавов на фоне общего ультраметабазального преобразования мигматит-гранитового фундамента (перекристаллизации, метаморфической дифференциации, реоморфизма). Для более верхних зон характерно магматическое (анхикотектическое) гранитообразование и метасоматическая гранитизация.

В целом образуются разнообразные плагиомикроклиновые гранитоиды, многие из которых являются магматогенными анхикотектическими по составу при умеренных общем давлении и парциальном давлении воды. Другие разновидности пород этого формационного типа, обычно несоразмерно обогащенные калием и обедненные кремнеземом, являются метасоматическими образованиями. Вся совокупность этих пород, как автохтонных, так и аллохтонных,

принадлежит относительно низкотемпературным производным процессов амфиболитовой фации. При сравнении с наиболее низкотемпературными производными гранулитовых образований (например, аляскитами и существенно микроклиновыми гранитами) выявляется их заметно меньшая калиевоность.

Следует отметить, что и в этих условиях относительно открытой системы перемещения гранитообразующего материала, особенно в магматических формах, вероятно, были незначительными. Нигде не установлено связи этих гранитоидов с гипабиссальными породами или вулканитами, они принадлежат к плутоническому типу и формирование их происходило в основном в условиях глубинной равновесной кристаллизации, что проявлено в относительной редкости среди них гранитоидов, отвечающих по составу расплавам-минимумам.

Эти комплексы позднекладчатых плагимикроклиновых гранитов и мигматитов в протогеосинклинальных прогибах материкового типа разделяют образование двух гранитоидных комплексов более глубинного формирования гранитообразующего вещества (табл. 15) — интрузивных гиперстеновых гранитов (чарнокитоидов) и интрузивных микроклиновых гранитов.

В зонах долгоживущих глубинных разломов устанавливается, что эти породы составляют единый эпигенетический ряд. Магмы обоих комплексов могут рассматриваться как мобилизаты гранулитовых уровней земной коры. Наиболее поздние из них обогащены калиевым компонентом. Изначально малое содержание в их магмах воды способствовало интрузии расплавов, которые в особо благоприятных условиях (в разломах) достигали верхних уровней, формируя гипабиссальные тела и даже давая переходы к субвулканитам (вулканический тип по Штейнбергу и Ферштатеру (1968)).

Магма комплекса интрузивных гиперстеновых гранитоидов характеризовалась, видимо, наиболее глубинными уровнями диатектической генерации и может быть отнесена даже к „базальтоидному“ типу. Для нее характерны высокая железистость, наличие гипоксенолитов шпивельсодержащих и эклогитоподобных пород, изначально малое содержание летучих, высокая температура ликвидуса.

К наиболее поздним, регрессивным, мобилизатам гранулитового уровня могут быть отнесены анхизвтектические магмы комплексов существенно микроклиновых гранитов. Высокое содержание в них кремнекислоты (около 72%), видимо, исключает условия слишком большого $P_{общ}$ в области плавления. Поэтому за эти условия, как и для прогрессивных аляскитов, можно принять условия метаморфизма гранулитовой фации в участках спада $P_{общ}$, вероятно в инверсионную стадию развития структур. Предполагая для существенно микроклиновых гранитов разных структур сходные условия образования магм, условия формирования самих пород на

различных уровнях следует признать очень разными. Эта глубинная и первоначально сухая магма при быстром подъеме и кристаллизации формировала гипабиссальные массивы. При медленном подъеме в условиях глубинных зон могло происходить ее обогащение летучими. Соответственно температура ее кристаллизации уменьшалась, магма становилась перегретой, ее физико-химическая активность увеличивалась, а избыток калиевого компонента (относительно состава котектики магмы, обогащенной водой) получал возможность при кристаллизации переходить в раствор, интенсивно фельдшпатирующий (мигматизирующий) окружающие породы.

Таким образом, и ранний, собственно протогеосинклиальный, и поздний, инверсионный, ряды гранитоидных формаций включают в себя продукты и глубинного магнообразования, и регионального ультраметагенного („собственно корового“) гранитообразования. Последнее на ранней стадии в условиях квазизакрытой системы включало процессы метаморфической перекристаллизации, дифференциации, в том числе межпластового перераспределения элементов („автохтонный метасоматоз“), и регионального анатексиса. На поздних стадиях, в том числе отчасти и на регрессивных этапах собственно протогеосинклиального режима, система становилась открытой и наиболее подвижные гранитообразующие мобилизаты ультраметагенных процессов в магматических (анхикотектических) и флюидно-гидротермальных формах могли перемещаться вверх, формируя аллохтонные массивы, жильные тела и мигматитовые поля.

Отсюда следует, что процессам собственно аллохтонного метасоматоза, вероятно, следует отводить иное место в общей последовательности гранитообразующих процессов, чем это обычно принято. Во всех раннедокембрийских гранитоидных рядах устанавливается, что эти процессы не начинают явления гранитизации, а завершают их.

Очень интенсивные процессы протогеосинклиального регионального метаморфизма и гранитообразования в пределах древних платформ, вероятно, завершили перераспределение вещества на известных нам уровнях земной коры. Во всяком случае все последующие геологические события в этих структурах не сопровождались региональным метаморфизмом и ультраметагенезом, а все более поздние кислые плутониты – щелочные гранитоиды, граниты рапакиви, кислые вулканоплутониты – принадлежат к типичным аллохтонным магматогенным образованиям земной коры, вероятно, базальтоидного или гибридного ряда.

Иной была направленность развития протогеосинклиальных систем окраинного (внематерикового) типа. Ни одна из них после своего протогеосинклиального развития не стала структурой платформенного типа, и все они характеризуются интенсивным кислым магматизмом в последующие эпохи. Это относится ко всему

обрамлению Сибирской платформы, участки которого после ранне-докембрийских эпох про- и протогеосинклинального развития, временных инверсий и частичных стабилизаций позднее вошли в состав байкальских, каледонских и более молодых геосинклинально-складчатых областей. На рассмотренных примерах Восточно-Саянской и Байкальской складчатых областей (главы 3 и 4), а также других структур южного обрамления Сибирской платформы можно прямо сопоставить гранитоидные комплексы про- и протогеосинклинальных этапов и следующего за ними геосинклинально-складчатого этапа развития земной коры.

Про- и протогеосинклинальные комплексы этих структур в целом не отличаются от описанных выше. Нужно отметить лишь гораздо меньшую масштабность и явную незавершенность в них протогеосинклинального гранитообразования, несмотря на то, что некоторые особенности протогеосинклинального режима, например региональный зональный метаморфизм и ультраметаморфизм высоких степеней, наследуются в них и такими поздними структурными элементами, как остаточные и миеосинклинальные прогибы (раннепротерозойский Кодаро-Удоканский, среднепротерозойские восточно-саянские и др.).

В структурном отношении в отличие от протогеосинклинальных и особенно прогеосинклинальных автохтонных мигматит-гранитовых и чарнокит-мигматитовых образований собственно геосинклинальные и орогенные гранитоиды являются все аллохтонными, чужеродными вмещающим их породам, батолитовыми, а не факолитовыми по своему характеру (но совсем не обязательно по форме). Не имеется вписанности гранитоидных масс в складчатую структуру рамы, рассеянных форм распределения гранитного материала. Массивы регионально дискордантные и дисгармоничные, с большой глубиной залегания, отчетливо обособленные и автономные. Это относится к гранитоидам разного состава и возраста, разных структур, как геосинклинальных, так и орогенных стадий развития. Кроме гранитоидов байкалид и каледонид Восточного Саяна и Байкальской горной области (рис. 23 и глава 3; Докембрий Восточного Саяна, 1964; Салоп, 1967) многочисленные примеры разновозрастных гранитоидов такого структурного рисунка приведены в сводных работах А. Баддингтона (1863), Ю. А. Кузнецова (1964), Р. М. Слободского (1971), в сборнике „Механизм интрузий магмы“ (1972) и др. Одним из древнейших и крупных гранитных дололитов этой группы является раннепротерозойский Кодаро-Кеменский (Лейтес, Федоровский, 1972). Для таких гранитных тел в последнее время появились и некоторые результаты геолого-геофизических исследований, особенно интересные в случаях установления характера нижней границы (подосшы) гранитоидных масс. Так, Г. Н. Щерба и др. (1971), а также группа новосибирских исследователей во главе с В. С. Сурковым показали, что все крупнейшие массивы палеозойских гранитоидов

Алтае-Саянской складчатой области являются автономными и обособленными от пород рамы до глубин 10-15 км. Приводятся описания таких массивов („батолитов“), под которыми фиксируется в земной коре наличие крупных масс, соответствующих по геофизическим характеристикам „базитам“ (Беляевский, Борисов, 1964), „гранулитобазитам“ (Летников, 1968), „диоритам“ – реститам (Ботт и др., 1972), что, судя по всему, не должно быть характерно для массивов автохтонных мигматит-гранитов щитов.

Намечается и еще одно существенное различие в строении массивов геосинклинально-складчатых гранитоидов и мигматит-гранитовых серий (полей). Для первых, как известно, очень характерно концентрически-зональное строение с размещением более основных разностей гранитоидов в периферических частях. Это объясняется с позиций и гипотезы магматической ассимиляции, и гипотезы магматического замещения. Для мигматит-гранитовых же серий, как было показано выше, характерна обратная зональность, в которой центральные части полей сложены наиболее основными по составу продуктами интенсивного ультраметагенеза (при анатексисе – диатектитам), а периферические зоны – низкотемпературными продуктами остаточной мобилизации (при анатексисе – инициальными анатектитам – „котектитам“).

Что касается вещественных сопоставлений характерных раннедокембрийских и более молодых гранитоидов, отметим следующее. Как видно из приведенных выше описаний, все выделенные нами раннедокембрийские формации, за исключением протоорогенных, являются однофазными и близкими по фациям становления вмещающим метаморфитам. Последнее находит свое подтверждение не только в сходных минеральных парагенезисах чарнокитов-гранулитов и мигматитов-гнейсов, но и в характере петрохимических диаграмм. Среди описанных в этой работе про- и протогеосинклинальных гранитоидных комплексов не имеется ни одного, точки составов которых тяготели бы к точке минимума M гранитной системы (рис. 21, 22, 28, 33, 42, 47, 49, 50). В условиях магматической модели это может свидетельствовать только о том (Винклер, 1969), что гранитоиды раннедокембрийских формаций являются в основном продуктами равновесной кристаллизации в глубинных условиях. Этот вывод наиболее справедлив, по-видимому, для складчатых и одновременно с региональным метаморфизмом мигматитов и гранитов.

Раннедокембрийские гранитоиды протоорогенных структур (рис. 19, 54, 56-58) и все изученные нами послераннедокембрийские геосинклинально-орогенные гранитоидные комплексы Восточно-Саянской и Байкальской областей (например, рис. 24, 25) являются многофазными, а точки составов многих слагающих их пород тяготеют к поверхности кристаллизации самих низкотемпературных щелочных полевых шпатом в условиях солидуса и к точке минимума M .

Подобное направление дифференциации и кристаллизации гранитоидных пород, продуктов изначально „двуполюсоватых“ гранитных магм, фигуративные точки составов которых располагаются в объеме несмесимости четвертой системы, видимо, указывает на неравновесность процессов формирования пород, происходящих при значительной фракционной кристаллизации в условиях отсутствия равновесия между кристаллической фазой и расплавом. Такая тенденция к неравновесной кристаллизационной дифференциации намечается уже в однофазных поздне- и послескладчатых протогеосинклинальных гранитоидах (рис. 22, 47, 50), но отсутствует в протогеосинклинальных и в ранних протогеосинклинальных мигматитах и гранитах (рис. 21, 33, 42).

После такого сопоставления можно было предположить, что статистическая обработка множества составов фанерозойских гранитоидов выявит их тенденцию к „неравновесности“ в еще большей степени. Это казалось тем более вероятным, что сначала О.Таттл и Н.Боуэн (Tuttle, Bowen, 1958) на основе более 500 анализов гранитов, а затем А.Холл (Hall, 1971) на основе анализов составов каледонских, варисских и альпийских гранитов, нанесенных на тройную диаграмму кварц-альбит-ортоклаз, показали, что максимумы концентраций составов фанерозойских гранитов статистически близки составам M тройной гранитной системы при разных давлениях воды. К близким выводам пришли Г.Винклер и Г.Платен (Винклер, 1969), статистически анализируя составы 1190 гранитных пород.

Наш же статистический анализ фанерозойских гранитоидных комплексов на основе четверной гранитной системы кварц-альбит-ортоклаз-анортит наметил более сложную картину.

Э.П.Изох любезно предоставил нам более 350 химических анализов восьми ассоциаций каледонских, герцинских, мезозойских и альпийских гранитоидов. Эти выборки, включающие только породы с содержанием кремнекислоты более 63%, разделены по четыре ассоциации („натриевые“ и „калиевые“) и нанесены на диаграммы (рис. 59 и 60). И более натриевые, и более калиевые граниты всех четырех фанерозойских тектоно-магматических циклов имеют максимумы концентраций, не совпадающие с составами M магматической гранитной системы, хотя на левой верхней диаграмме, близкой к упрощенной диаграмме Боуэна-Таттла, такое совпадение получается. Это, видимо, показывает неприменимость тройной („безанортитовой“) диаграммы к генетическому анализу естественных гранитных ассоциаций, хотя, безусловно, не может являться и основанием для отрицания основных генетических выводов магматической петрологии.

Что касается нашей основной задачи, на диаграммах видно, что обе группы фанерозойских гранитных ассоциаций имеют тенденцию к неравновесной кристаллизационной дифференциации с конечной направленностью в область низкотемпературных остаточных магм.

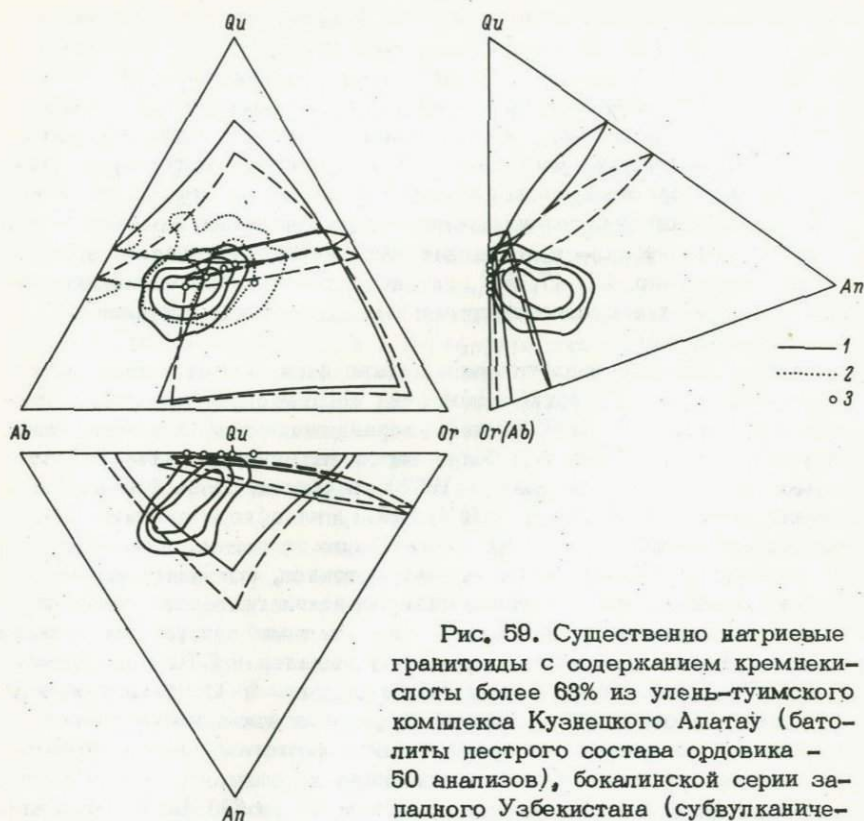


Рис. 59. Существенно натриевые гранитоиды с содержанием кремнекислоты более 63% из улень-туимского комплекса Кузнецкого Алатау (батолиты пестрого состава ордовика - 50 анализов), бокалинской серии западного Узбекистана (субвулканическая серия тоналит-гранодиоритового состава среднего карбона - 53 анализа), нижеамурской серии Приамурья (субвулканическая серия гранодиорит-гранитного состава мелового возраста - 45 анализов), серии субвулканических гранитоидов центральной Камчатки (неоген - 50 анализов).

Всего 198 анализов, по систематизированным данным Э.П.Изоха.

1 - изоденсы, ограничивающие 95, 75 и 50% всех точек; 2 - поля, включающие 86 и 53% из 1190 гранитных пород, по данным Г.Винклера и Г.Платена (Винклер, 1969); 3 - точки минимума системы (M) при $\rho_{H_2O} = 0,3$ кб.

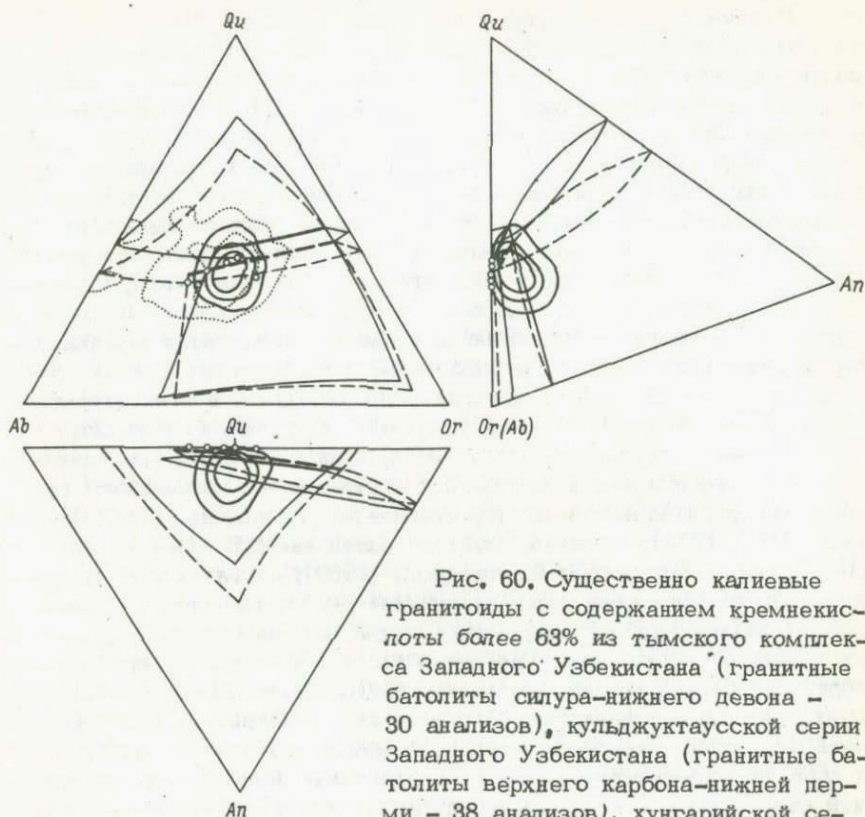


Рис. 60. Существенно калиевые гранитоиды с содержанием кремнекислоты более 63% из тымского комплекса Западного Узбекистана (гранитные батолиты силура-нижнего девона - 30 анализов), кульджуктаусской серии Западного Узбекистана (гранитные батолиты верхнего карбона-нижней перми - 38 анализов), хунгарийской серии Сихотэ-Алиня (гранитные батолиты нижнего мела - 49 анализов), бутакоппинской серии Сихотэ-Алиня

(субвулканическая серия гранодиорит-гранитного состава верхнего мела-нижнего палеогена - 51 анализ). Всего 168 анализов, по систематизированным данным Э.П. Изоха.

Условные обозначения см. на рис. 59.

Эта тенденция сходна по типу с формированием поздних протогеосинклинальных и особенно протоорогенных гранитоидных комплексов и отлична от равновесных условий кристаллизации прогеосинклинальных и ранних протогеосинклинальных мигматит-гранитовых ассоциаций.

Многие наиболее характерные типы раннедокембрийских (протогейских) гранитоидных формаций имеют тесную генетическую связь с процессами регионального и даже „глобального“ метаморфизма и ультраметаморфизма. Во всех же позднедокембрийских и фанерозойских регионах, в геосинклинально-складчатых структурах неогей не устанавливается прямой связи регионального метаморфизма и регионального гранитообразования. Точнее, эта связь устанавливается обратной: региональное аллохтонное гранитообразование может вызывать регионально-контактовый метаморфизм („плутонический“ по Хоревой (1966)). Вероятно, это связано с тем, что собственно региональный метаморфизм в геосинклинальных толщах неогей редко превышал зеленосланцевую фацию, проявлялся в породах фундамента даже очень глубокого среза в диафоритах той же фации, и не имеется никаких оснований предполагать в этих структурах наличие обширной области ультраметаморфизма на глубине.

Не рассматривая здесь многих предполагаемых причин этого явления, связываемых в основном с понижением термического режима континентальных структур земной коры (см., например: Хорева, 1966, 1972), отметим особенно вслед за В. В. Белоусовым (1966), что, по расчетам Г. Джеффриса (1960), в силу малой теплопроводности осадочных пород нагревание их до температуры, отвечающей данной глубине погружения, будет всегда существенно отставать от прогибания. Требуется более 100 млн лет, чтобы температура осадков мощностью 10 км приблизилась к своему возможному предельному значению. Это, как нам кажется, должно объяснить отсутствие полной вертикальной метаморфической зональности и слоя ультраметаморфизма в геосинклиналях фанерозоя с их большой скоростью и относительной кратковременностью погружения и, напротив, благоприятные условия развития этих явлений в длительно существующих раннедокембрийских прогибах (Салоп, 1973).

Кроме того, по-видимому, невозможно связать региональное гранитообразование геосинклинально-складчатых областей неогей и с узкими высокоградиентными зональными метаморфитами и ультраметаморфитами зон глубинных разломов или зон смятия (типа Мамской, Иртышской, Памирской, Гималайской и др.). Наличие в них узких зон и локальных участков ультраметагенных мигматитов, гранитоидов и пегматитов типа мамского комплекса Байкальской области или музкольского комплекса на Памире, видимо, совсем не означает того, что с этими образованиями, обладающими кроме прочего еще и малой мигрирующей способностью (см. выше), можно связать формирование крупнейших (батолитовых) гранитоидных масс (например, верхнепалеозойских гранитоидов Южного Памира). В связи с этим нам трудно согласиться и с Г. Винклером (1969), который ведущим процессом гранитообразования во все геологические эпохи считает региональный внутрикоровый анатексис.

Остается признать вслед за Ю. А. Кузнецовым (1964, 1969) характерную аллохтонность („интрателлуричность“) гранитообразующих процессов формирования гранитоидных формаций геосинклинально-складчатых областей неогей, отличающую их от автохтонных (собственно „коровых“) про- и протогеосинклинальных гранитообразующих процессов раннего докембрия. Такая аллохтонность процессов, в смысле привноса внекоровыми субстанциями вещества и (или) энергии, составляет основу почти всех современных моделей формирования батолитовых гранитоидов верхних уровней земной коры: модели магматического замещения Д. С. Коржинского (1952, 1955) и Ю. А. Кузнецова (1964, 1969), а также всех вариантов моделей метасоматической гранитизации; астенолитовой модели В. В. Белоусова (1966, 1969) и ее разновидности – контактово-палингенной модели А. А. Полканова (1955, 1956) и К. О. Кратца (1958); моделей магматической дифференциации базитовых и андезитовых магм Т. Х. Грина и А. Е. Рингвуда (1970) и др.

Таким образом, намечаемые в настоящее время некоторые структурные, вещественные и генетические различия типичных раннедокембрийских гранитоидных формаций (протогея) и главных гранитоидных формаций геосинклинально-складчатых структур неогей имеют, возможно, принципиальный характер и определяются разницей условий и типов процессов гранитообразования на ранних и более поздних этапах формирования земной коры континентального типа. В то же время эти структуры на определенных стадиях развития характеризовались и сходными типами гранитоидных ассоциаций. Среди них в первую очередь нужно отметить раннескладчатые интрузивные плагιοгранитоидные и почти все орогенные (за исключением, вероятно, гранитов рапакиви).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В этой книге подводятся итоги исследований ответственного исполнителя Ф. П. Митрофанова, дополненные материалами коллектива соавторов. Работа содержит следующие основные разработки и заключения.

Основой выделения раннедокембрийских гранитоидных комплексов и формаций, их серий, рядов и групп должен являться комплексный палестектонический анализ докембрийских регионов. В настоящее время могут быть выделены типы структур протогея, отличные от структур неогей (табл. 1).

В пределах каждой конкретной структуры выделение комплексов может производиться на основе структурно-вещественных признаков и возрастных данных. Структурно-метаморфический метод позволяет разделять plutонические и вулканические образования глубинных зон на до-, ранне-, со-, поздне- и послескладчатые.

Для петрохимического анализа гранитоидов может быть использована модель четверной системы кварц-альбит-калиевый полевой шпат-анортит при различных давлениях воды и с приближительным учетом влияния общего давления, обуславливающих разную направленность петрогенетических процессов. На примерах различных гранитоидов, мигматитов, чарнокитов и пегматитов показана возможность применения этой системы для сравнительных и петрологических целей, особенно для проверки анатектитовой модели гранитообразования.

На основе сформулированных принципов и по единой методике изучены и сопоставлены гранитоидные комплексы, серии и ряды основных докембрийских структур СССР. В результате выделены и охарактеризованы типы раннедокембрийских гранитоидных формаций (табл. 14). Они особенно характерны для ранних этапов развития континентальной земной коры и являются в большинстве своем продуктами внутрикорового гранитообразования. Проявления этого

процесса в структурах различных типов и стадий формирования, в разных условиях и на разных уровнях мобилизации и становления грани тообразующего вещества обуславливают структурно-вещественную специализацию конкретных гранитоидных комплексов, серий, рядов и групп.

Намечаются структурно-вещественные и генетические отличия раннедокембрийского, по сути, автохтонного изофациального гранитообразования („корового“) от аллохтонного нефациального гранитообразования („внекорового“) геосинклинально-складчатых структур неогей.

В конце 1972 г. в г. Ленинграде состоялся симпозиум „Специфика докембрийского магматизма“. Материалы этого симпозиума показывают, что в настоящее время геолого-петрографическая изученность многих докембрийских плутонических ассоциаций сравнима с таковой фанерозойских.

Это позволяет не только охарактеризовать древнейшие плутонические образования земной коры, но и провести первые сопоставления их с более молодыми. При этом когда речь идет о специфике раннедокембрийских геологических образований, то имеют в виду целые комплексы (ассоциации) пород, а не отдельные петрографические разновидности горных пород. Так, описываются как характерные комплексы и формации ареальных и регионально-зональных чарнокит-мигматитов и мигматит-гранитов, анортозитов, рапакиви, подчеркивается отсутствие в раннем докембрии регионально развитых ассоциаций щелочных пород, некоторые статистически значимые петрохимические различия древнейших и молодых базитов и т.п. Это не означает, что отдельные породы из перечисленных не могут быть и среди молодых. Редкие интрузивные гиперстенновые граниты описываются и в фанерозое; анортозиты и граниты со структурами рапакиви тоже встречаются в молодых образованиях, но это только разновидности других преобладающих в комплексах пород, например в дифференцированных базитовых интрузиях и в массивах орогенных гранитов. Такое же положение и с молодыми ультраметагенными мигматит-гранитами: они известны в локальных метаморфических зональностях разного возраста, но по масштабам, формам проявления и факторам своего образования они никак не могут быть сравнимы с раннедокембрийскими ареальными (прогеосинклинальными) и регионально-зональными (протогеосинклинальными) ультраметагенными комплексами.

Таким образом, при формационном сравнении дело не только в типах пород, даже характерных, но и в формах и масштабах их проявления, и в их генезисе.

Литература последних лет и материалы названного всесоюзного симпозиума показывают, что в отечественной и в зарубежной геологии проведено очень мало исследований по геофизическим

и изотопно-геохимическим характеристикам гранитоидов, особенно древних. Между тем на основе их могут быть получены особенно хорошие показатели не только для сравнения, но и для установления природы и генезиса различных ассоциаций пород. Так, из описаний автохтонных мигматит-гранитов щитов может следовать, что даже самые крупные поля их не должны подстилаться более основными по составу массами горных пород. Эти гранитоиды, а также раннедокембрийские позднескладчатые субавтохтонные массивы (которые, по-видимому, могут иметь в основании массы реститов) должны, вероятно, обладать первичными изотопными соотношениями стронция, свинца, кислорода, самыми характерными для гранито-гнейсового слоя земной коры.

Наиболее ранние и поздние вулканы и плутониты всех геологических эпох, включая ранне- и послескладчатые протогеосинклинальные и все протоорогенные, а также, наверное, большая часть гранитоидов батолитов должны, по-видимому, иметь изотопные соотношения, в разной мере характерные для гранулитобазитового и мантийного слоев или скорее для смешанного состава вещества этих магмообразующих слоев Земли и вещества гранито-гнейсового слоя. Таковыми по крайней мере являются изученные в этом отношении среднепротерозойские вулканоплутониты ирельско-акитканского магматического ряда (глава 17), палеозойские и мезозойские гранитоиды батолитов Северной Америки (Hamilton, Myers, 1967), третичные граниты Британо-Исландской провинции (Раст, 1972) и некоторые другие. В то же время предполагаемые механизмы образования таких кислых пород предусматривают наличие на глубине крупных генерирующих базитовых масс (астенолитовый механизм) или других обширных нарушений границ Мохо и Конрада, связанных с необходимостью проявления в глубинных зонах путей повышенной массо- и (или) теплоподачи (механизмы подкорковых потоков).

Такие геофизические и точные изотопно-геохимические исследования, так же как и интенсивное продолжение геолого-петрологических работ, необходимы и для более достоверного познания рудообразующей роли и металлогенической специализации гранитоидов различного геологического положения и разного генезиса.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович Г. Я., Г. М. Гундобин, А. П. Таскин. Геохимические особенности гранитов и пегматитов разной глубинности в пределах редкометальной провинции В. Сибири. - В кн.: Геохимия пегматитов В. Сибири. М., 1971, с. 7-20.
- Абрамович Г. Я., П. И. Шамес. Докембрийские магматические формации Присаянья. - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 88-96.
- Ажгирей Г. Д. Происхождение и развитие материков и океанических впадин. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 3, с. 20-33.
- Арсентьев В. П. Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна. - Тр. БКНИИ СО АН СССР, Улан-Удэ, 1960, вып. 2, с. 39-50.
- Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. М., 1950, 123 с.
- Афанасьев Г. Д. Некоторые закономерности развития магматизма складчатых областей СССР. - Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, проблема 13, 1960, с. 3-8.
- Афанасьев Г. Д., А. М. Борсук, Л. А. Кондаков, Н. П. Лупанова, В. В. Плошко. Конкретные магматические формации Северного Кавказа. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 7, с. 3-27.
- Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М., 1963, 108 с.
- Барт Т. Теоретическая петрология. М., 1956, 414 с.
- Батиева И. Д., И. В. Бельков. Гранитоидные формации Кольского полуострова. - В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., 1968, с. 5-143.
- Батиева И. Д., И. В. Бельков. Вопросы металлогении гранитоидов северо-восточной части Балтийского щита. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 78-91.

- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М., 1962, 608 с.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., 1966, 123 с.
- Белоусов В.В. Факторы магмообразования и их связь с тектогенезом. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969, с.5-19.
- Беляевский Н.А., А.А.Борисов. Возможная роль основных интрузий в магматической активизации платформ и древних складчатых сооружений. - В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., 1964, с.15-26.
- Бибикова Е.В., А.И.Тугаринов. Геохронология беломорского блока. - В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., 1972, с.419-428.
- Билибин Ю.А. Металлогенетические провинции и металлогенетические эпохи. М., 1955, 88 с.
- Билибин Ю.А. Основы регионально-металлогенетического анализа. М., 1957, 132 с.
- Билибина Т.В. О петрологии приладожских рапакиви. - Бюлл. ВСЕГЕИ, 1960, № 2, с.13-21.
- Биркис А.П., Д.А.Великославинский, Т.И.Кууспалу, Р.З.Левковский, И.Л.Личак, В.А.Пуура. Граниты рапакиви европейской части СССР, их генезис и минералогия. - В кн.: Геология, формационный анализ, петрология и металлогенетическая специализация кристаллических образований Русской платформы. Воронеж, 1972, с.31-33.
- Богачев А.И., С.И.Бреслер, Л.П.Галдобина, В.С.Куликов, Т.К.Кулмала, М.М.Лавров, Ю.И.Лазарев и др. Магматизм и металлогения докембрия Карелии. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с.37-44.
- Богданов А.А., Л.П.Зоненшайн, М.В.Муратов, В.Д.Наливкин, Ю.М.Пушаровский, В.Е.Хаин, В.М.Цейслер, Н.А.Штрейс. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. - Геотектоника, 1972, № 5, с.3-22.
- Бондаренко Л.П. Магнетитосодержащие и другие породы гранулитовой фации метаморфизма (район оз. Чудзъявр на Кольском полуострове). - Тр. ЛАГЕД, 1960, вып. 11, с.249-269.
- Бондаренко Л.П. Гранулиты и чарнокиты центральной части Кольского полуострова. - В кн.: Чарнокиты. М., 1964, с.13-31.
- Бондаренко Л.П., В.Б.Дагелайский. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., 1968, 168 с.
- Ботт М., А.Холдер, Р.Лонг, А.Лукас. Структура земной коры под гранитными массивами юго-западной Англии. - В кн.: Механизм интрузий магмы. М., 1972, с.74-81.

- Буданов В.И. К вопросу о происхождении рапакиви геосинклинальных областей (на примере рапакиви Джамокского интрузива на Памире). - ДАН СССР, 1963, т.151, № 6, с.1395-1398.
- Бузиков И.П., И.Н.Крылов, Ф.П.Митрофанов, Л.П.Никитина, В.Я.Хильтова. Основные черты развития Восточно-Саянской подвижной области. - В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.-Л., 1964, с.117-125.
- Бухаров А.А. Докембрийский Северо-Байкальский вулканический пояс. - В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., 1970, с. 108-117.
- Буш В.А., Л.Г.Кирюхин. О положении субсеквентных эффузивов верхнего палеозоя в структуре Средней Европы. - Советская геология, 1971, № 3, с.66-76.
- Варданиц Л.А. Геологическая карта докембрийского фундамента Русской платформы. Масштаб 1:5 000 000. Объяснительная записка. М., 1960, 95 с.
- Великославинский Д.А. Петрология Выборгского массива рапакиви. - Тр. ЛАГЕД, 1953, вып.3, 141 с.
- Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений (кианитовый и андалузитовый типы регионального метаморфизма на примере Северо-Байкальской и Северо-Ладжской областей развития метаморфической зональности). Автореф., Л., 1971, 43 с.
- Великославинский Д.А. К вопросу о формации собственно гранитов рапакиви и рапакивиобразных гранитов. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1973, № 8, с.46-54.
- Виар Ж. Механизм действия воды в условиях повышенных температуры и давления при образовании и превращении силикатов. - В кн.: Химия земной коры. Т.2. М., 1964, с.168-174.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., 1969, 247 с.
- Винклер Г., Г.Платен. Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Новосибирск, 1968, 145 с.
- Виноградова Г.В. Чарнокитовые серии Кандалакшского побережья Белого моря. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып.2. Апатиты, 1971, с.152-157.
- Виноградова Г.В. Формационное положение умбинского гранитоидного комплекса. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып.3. Апатиты, 1972, с. 143-149.
- Волобуев М.И., С.И.Зыков, Н.И.Ступникова. Енисейская складчатая область. - В кн.: Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1968.

- Гамалея Ю.Н. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 2, с.35-40.
- Гамалея Ю.Н. Улканская протерозойская гранитоидная щелочная формация юго-востока Сибирской платформы. - В кн.: Вопросы региональной геологии Русской и Сибирской платформы и востока СССР. М., 1970, с.15-17.
- Гамалея Ю.Н., В.Е.Забродин, В.С.Коген. Раннесинийские вулканогенно-осадочные отложения юго-восточной части Алданского щита. - ДАН СССР, 1963, т.152, № 3, с.690-692.
- Гамалея Ю.Н., М.В.Мини. О находке игнимбритов в докембрии Алданского щита. - Геология и геофизика, 1967, № 12, с.109-112.
- Гарань М.И. О возрасте и условиях образования древних свит западного склона Южного Урала. М.-Л., 1946, 51 с.
- Геологические формации. Матер. к совещанию. Л., 1968, 156 с.
- Геологическое строение СССР. Т.Ш, Магматизм. М., 1968, 640 с.
- Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. Л., 1969, 226 с.
- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., 1972, 193 с.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1968, 333 с.
- Глебова-Кульбах Г.О., С.Б.Лобач-Жученко, Н.И.Пинаева, К.Д.Борисова. Граниты южной Карелии. - В кн.: Граниты Кольского полуострова и Карелии. М.-Л., 1963, с.161-333.
- Глебовицкий В.А. Фациальные серии и эволюция метаморфических поясов. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 269-291.
- Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973, 127 с.
- Глуховский М.З. Структуры полей гранито-гнейсов Куандинского комплекса (Олекмо-Витимская горная страна). - В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР. Чита, 1969, вып.6, ч.1, с.32-37.
- Головенко В.К. О платформенном этапе в развитии Байкальской горной области. - Советская геология, 1967, № 12, с.40-53.
- Горжевский А.И., В.Н.Козеренко. Фаии глубинности магматических пород и магматогенных месторождений полезных ископаемых. - Советская геология, 1963, № 8, с.3-16.
- Граниты Кольского полуострова и Карелии. -Тр. ЛАГЕД, 1963, вып.15, 337 с.
- Грия Д.Х., А.Е.Рингвуд. Кристаллизация базальтов и андезитов в водных условиях при высоком давлении. - В кн.:

- Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., 1970, с.240-249.
- Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., 1960, 485 с.
- Дибров В.Е. Геология центральной части Восточного Саяна. М., 1964, 334 с.
- Добрецов Н.Л., В.В.Реввердатто, В.С.Соболев, Н.В.Соболев, В.В.Хлестов. Фации метаморфизма. М., 1970, 432 с.
- Добрецов Н.Л., В.С.Соболев, В.В.Хлестов. Принципы выделения и классификации регионально-метаморфических формаций. - Геология и геофизика, 1969, № 3, с.3-16.
- Додин А.Л. Основные черты истории геологического развития Алтае-Саянской геосинклинальной области. - Матер. по геологии и полезн. ископаемым. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1956, вып. 8, с.17-36.
- Докембрий Восточного Саяна. - Тр. ЛАГЕД, 1964, вып.18, 328 с.
- Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., 1968, 383 с.
- Другова Г.М., Л.В.Климов, М.Д.Крылова, Д.А.Михайлов, Н.Г.Судовиков, З.Г.Ушакова. Геология докембрия Алданского горно-промышленного района. - Тр. ЛАГЕД, 1959, вып. 8, с.5-331.
- Дук В.Л., М.Е.Салье, В.С.Байкова. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л., 1974, 272 с.
- Елисеев Н.А. Структурная петрология. Л., 1953, 310 с.
- Елисеев Н.А. Основы структурной петрологии. Л., 1967, 258с.
- Елисеев Н.А., В.Г. Кушев, Д.П. Виноградов. Протерозойский интрузивный комплекс восточного Приазовья. М.-Л., 1965, 204 с.
- Ескин А.С., С.П.Обухов, П.М.Хренов. Граниты рапакиви из Западного Прибайкалья. - ДАН СССР, 1971, т.200, № 4, с.921-924.
- Ефимов М.М. Древнейшие метаэффузивы северо-западного Беломорья. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с.206-210.
- Жариков В.А. Реакционные явления магматической и послемагматической стадий при формировании скарновородных месторождений. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960, с.507-522.
- Заварицкий А.Н. Петрография Бердяшского плутона. - Тр. ЦНИГРИ, 1937, вып.96, 406 с.

- Зайцев Н.С. Сравнительная тектоника В.Саяна и нагорий Шотландии. - В кн.: Каледонская орогеня. М., 1960, с.54-68.
- Закруткин В.В. О химизме гранитов-чарнокитов и их генезисе. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1971, № 10, с.39-47.
- Залишак Б. Л., П.Г.Недашковский, Э.Г.Абисалов, Улканский и ныгваганский гранитоидные комплексы бассейна верхнего течения р.Учур. - В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., 1966, с.103-119.
- Замараев С.М. Типы складчатых структур и некоторые вопросы геологической истории Иркутского амфитеатра. - В кн.: Новые данные по геологии нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., 1964, с.61-92.
- Зарянов К. Б. К вопросу о химизме щелочных гранитов и значении повышенной щелочности в гранитоидах для хрусталеобразования. - Тр. Всесоюз. научн.-иссл. ин-та пьезоопт. минер. сырья, 1960, № 1, с.53-61.
- Зленко Н. Д., Н.С.Шпак. Раннесийские субвулканические образования юго-восточной части Алданского щита. - В кн.: Материалы по региональной геологии. Тр. ВАГТ, 1961, вып.7, с.52-65.
- Иванов А.М. Щелочные граниты Западных Кейв. - В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.-Л., 1958, с.19-65.
- Иванова Т.Н. Роль ассимиляции в формировании интрузий таннуольского комплекса (Тувинская автономная область). - Петрогр. сб. ВСЕГЕИ, 1957, вып.21, № 2, с.89-93.
- Иванова Т.Н. Основные черты истории развития магматизма Тувы. - Советская геология, 1959, с.29-44.
- Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, 1965, 139 с.
- Йодер Х.С., Д.Б.Стюарт, Д.Р.Смит. Тройные полевые шпаты. - В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., 1963, с.330-342.
- Каденский А.А. Геология и петрология южной части Анабарского щита. М.-Л., 1961, 198 с.
- Карта докембрийской тектоники Сибири. Масштаб 1:5 000 000. Ред. Ю.А.Косыгин, Новосибирск, 1962.
- Карта магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Ред. П.Ф.Иванкин, Новосибирск, 1972.
- Карта магматических формаций СССР. Масштаб 1:2500 000. Краткая объяснительная записка. Под ред. Д.С.Харкевича. Л., 1971, 55 с.
- Кедров Б.М. О геологической форме движения в связи с другими его формами. - В кн.: Взаимодействие наук при изучении Земли. М., 1963, с.129-151.

- Келлер Б.М., К.О.Кратц, А.Н.Неелов. Палеотектоника докембрия СССР. - Докл. сов. геологов к XXIII сессии МГК, проблема 4. Л., 1968, с.16-28.
- Кицул В.И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита. - В кн.: *Метаморфические пояса СССР*. Л., 1971, с.71-91.
- Комаров Ю.В., М.М.Одинцов, П.М. Хренов. Особенности континентальных структур и вулканизма мезозоя внутренних районов Азии. - Докл. сов. геологов к XXII сессии МГК, проблема 4. М., 1964, с.165-177.
- Коплус А.В. Некоторые петрохимические особенности гранитов аляскитовой формации в докембрии Алданского щита. - В кн.: *Вопросы петрохимии*. Л., 1969, с. 396-398.
- Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. - *Тр. ЦНИГРИ*, 1936, вып.86. 76 с.
- Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение. - *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 1952, № 2, с.56-70.
- Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. - В кн.: *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых*. М., 1955, с.220-234.
- Коржинский Д.С. Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов. - В кн.: *Геология и петрология докембрия*. М., 1962, с.50-61.
- Кориковский С.П., Г.Н.Баженова. Взаимоотношения чарнокитов с анортозитами Каларского массива (Олексо-Витимское нагорье) в связи с проблемой анортозит-чарнокитовой формации. - *ДАН СССР*, 1966, т.166, № 2, с.447-450.
- Костюк В.П. Парагенетический анализ кристаллических пород Подолии в районе г.Винницы. Киев, 1955, 112 с.
- Костюк В.П., Т.Ю.Базарова. К вопросу о формировании щелочных пород Восточного Саяна. - В кн.: *Происхождение щелочных пород*. Тр. 3-го Всесоюз. петрогр. совещ. М., 1964, с.33-39.
- Косыгин Ю.А. Развитие Сибирской платформы в докембрии. - *Геология и геофизика*, 1962, № 7, с.16-31.
- Косыгин Ю.А. *Тектоника*. М., 1969, 116 с.
- Косыгин Ю.А. (ред.). *Вопросы тектоники докембрия континентов*. М., 1970. 287 с.
- Косыгин Ю.А., А.К.Башарин, Н.А. Берзин, Ч.Б.Борукаев, А.Л.Матвеевская, Л.М.Парфенов, Б.М.Чиков. Основные черты докембрия континентов. - Докл. сов. геологов к XXIУ сессии МГК, проблема 1. Л., 1972, с.60-68.
- Кочкин Г.Б., Ю.М.Шувалов. Основные черты позднедокембрийской металлогении юго-западного обрамления Сибирской

- платформы. - В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. 4. Чита, 1968, с.34-37.
- Кравцова Е.И. Система альбит-ортоклаз-кварц (вода) при давлении воды от 0 до 10 килобар. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1974а, № 2.
- Кравцова Е.И. Система альбит-ортоклаз-анортит-кварц (вода) при давлении воды от 0 до 10 килобар. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1974б, № 3.
- Кравцова Е.И., Ф.П.Митрофанов. Проверка анатектитовой модели образования мигматит-гранитов с помощью системы альбит-анортит-ортоклаз-кварц (+ вода). - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Тр. 1 сессии Научного совета по геологии докембрия. Л., 1974.
- Краснобаев А.А., Н.С.Бородина. Геохимические особенности, генезис и возрастная корреляция рифейских гранитоидов и липаритовых порфиров Златоустовского района (Южный Урал). - В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Вып. 85, сб.1. Свердловск, 1970, с.109-153.
- Кратц К.О. О генезисе магматических титаномагнетитовых месторождений. - Тр. ЛАГЕД, 1957, вып.7, с.5-21.
- Кратц К.О. Некоторые вопросы палингенеза и гранитообразования в докембрии и связанной с ними эндогенной минерализации. - В кн.: Вопросы магматизма и металлогении СССР. Матер. П петрогр. совещ. АН УзССР. Ташкент, 1958, с.106-109.
- Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.-Л., 1963. 209 с.
- Кратц К.О., Э.К.Герлинг, С. Б. Лобач-Жученко. Геохронология докембрия Балтийского щита. - Докл. сов. геологов к XXIII сессии МГК, проблема 4. Л., 1968, с.128-135.
- Кратц К.О., В.А.Глебовицкий. Эволюция метаморфических поясов и их роль в формировании фундамента древних платформ. - В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1971, с.1-3.
- Кратц К.О., В.А.Глебовицкий. Метаморфические пояса СССР. - Докл. сов. геологов к XXIУ сессии МГК, проблема 1. Л., 1972, с.41-51.
- Кратц К.О., В.А.Глебовицкий, В.А. Дедеев, А.К.Запольнов, Ф.П.Митрофанов. Основные закономерности развития структур земной коры в раннем докембрии. - В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., 1973, с.366-370.
- Кратц К.О., В.А.Дедеев, Ф. П. Митрофанов, В.А.Глебовицкий, А. К. Запольнов, А.Н.Неелов, К.А.Шуркин. Основные этапы формирования складчатой структуры земной коры в докембрии. - В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с.104-109.

- Кратц К.О., С.Б.Лобач-Жученко, В.П.Чекулаев. Гранитообразование в раннем докембрии Балтийского щита (геохимический аспект). - Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 5, с.3-11.
- Кропоткин П.Н., Б.М.Валяев, Р.А.Гафаров, И.А.Соловьева, Ю.А.Трапезников. Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М., 1971, 390 с.
- Крылов И.Н. Процессы гранитообразования в фундаменте Восточно-Саянской складчатой области. - Бюлл. МОИП, отд.геол., 1968, т.43, вып.1, с.139.
- Крылов И.Н. Структурный контроль процессов гранитообразования в архейском комплексе юго-западного Прибайкалья. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с.164-171.
- Крылова М. Д. Этапы гранитообразования в раннем докембрии Алданского щита. - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Тр. 1 сессии Научного совета по геологии докембрия. Л., 1974.
- Крылова М.Д., И.С.Седова, И. Н. Крылов, С.С. Глебовский, В.А.Галибин. Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири). Л., 1972. 179 с.
- Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. Томск, 1941, 240 с.
- Кузнецов Ю.А. Фации магматических пород. - В кн.: Вопросы геологии Азии. Т.2. М., 1955, с.645-657.
- Кузнецов Ю.А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области. - Геология и геофизика, 1960, № 1, с.23-37.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., 1964. 387 с.
- Кузнецов Ю.А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизме образования гранитоидных тел. - Геология и геофизика, 1966, № 6, с.3-15.
- Кузнецов Ю.А., Э.П.Изох. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т.1. М., 1969, с.7-20.
- Кузнецов Ю.А., Ю.А.Косыгин. Основные черты тектоники и магматизма Сибири. - Геология и геофизика, 1962, № 5, с.3-13.
- Кузнецов Ю.А., А.Л.Яншин. Гранитоидный магматизм и тектоника. - Геология и геофизика, 1967, № 10, с.108-121.
- Куплетский Б.М., О.А.Воробьева. Геолого-петрографические наблюдения на центральном водоразделе Кольского

- полуострова летом 1928. - Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей, 1930, т. LX, вып. 4, с. 19-66.
- Кутюлин В. А. Петрохимические особенности кислых производных базальтовой магмы платформенных областей. - Геология и геофизика, 1964, № 2, с. 74-81.
- Кушев В. Г., Л. В. Комлев, Д. П. Виноградов. Геохронология Восточного Приазовья. - В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.-Л., 1965, с. 84-102.
- Лазько Е. М., В. П. Кирилук, А. М. Лысак, А. А. Сиворонов, Г. М. Яценко. Формационные особенности и возрастное расчленение высокометаморфизованного нижнего докембрия. - В кн.: Геология докембрия. Докл. сов. геологов к XXIУ сессии МГК, проблема 1. Л., 1972, с. 68-77.
- Левковский Р. З. Геологическое строение и механизм формирования массивов рапакиви северо-западной части Кольского полуострова. - В кн.: Петрография фундамента Русской платформы. Киев, 1970, с. 135-143.
- Лейтес А. М., М. В. Муратов, В. С. Федоровский. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ. - ДАН СССР, 1970, т. 191, № 6, с. 1122-1125.
- Лейтес А. М., В. С. Федоровский. Тектоника запада Алданского щита (Олекмо-Витимская горная страна). - Геотектоника, 1972, № 2, с. 46-60.
- Летников Ф. А. Особенности магмообразования на различных термодинамических уровнях земной коры. - Докл. сов. геологов к XXIII сессии МГК, проблема 1. М., 1968, с. 200-206.
- Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Автореф. Иркутск, 1972, 73 с.
- Лобанов М. П. О магматизме северной части Байкальского хребта. - В кн.: Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., 1964, с. 47-68.
- Лопатин Б. Г., А. Н. Вишневский. О нижнепротерозойских жильных гранитоидах на Анабарском щите. - ДАН СССР, 1968, № 4, с. 941-944.
- Луц А. Я. О строении и особенностях процесса формирования курземского комплекса анортозитов и гранитов рапакиви западной Латвии. - В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1969, с. 17-26.
- Магматические и метаморфические образования Сибири. Тезисы докл. 1 Сибир. петрогр. совещ. М., 1966.
- Мануйлова М. М. Петрология гранитоидов Кодарского плутона (Олекмо-Витимская горная страна). - Тр. ЛАГЕД, 1960, вып. 9, с. 306-329.
- Мануйлова М. М. Калиевый ряд вулканоплутонических формаций этапа стабилизации раннедокембрийских подвижных зон. - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974.

- Мануйлова М.М., Д.П. Васьковский, С.А. Гурулев. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М.-Л., 1964, 225 с.
- Мануйлова М.М., Т.В. Кольцова. О возможности применения К-Аг метода для палеотермических и палеотектонических реконструкций (на примере Прибайкалья). - ДАН СССР, 1971, т. 197, № 5, с.1140-1143.
- Мануйлова М.М., Н.А. Срывцев. Приморский комплекс гранитов рапакиви (Зап. Прибайкалье). - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974.
- Маслеников В.А., Л.П. Бондаренко, Л.А. Прияткина, В.Б. Дагелайский, К.Д. Борисова. Граниты северо-восточной части Кольского полуострова. - В кн.: Граниты Кольского полуострова и Карелии. М.-Л., 1963, с.5-160.
- Махлаев Л.В., Н.И. Коробова. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. Красноярск, 1972. 158 с.
- Межеловский Н.В. Тектоническое развитие Саяно-Тувинской складчатой системы в позднем докембрии и раннем палеозое. Автореф. М., 1971. 35 с.
- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., 1971. 328 с.
- Метаморфические пояса СССР. Л., 1971. 294 с.
- Механизм интрузий магмы. Сб.ст. М., 1972. 315 с.
- Миллер Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. - Геотектоника, 1973, № 5, с.83-93.
- Миронюк Е.П. Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского щита и соотношение олекминской серии и станового комплекса. - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966, с.93-109.
- Миронюк Е.П., Б.К. Любимов, Э.Л. Магнушевский. Геология западной части Алданского щита. М., 1971. 238 с.
- Митрофанов Ф.П. Сопоставление нижнепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы и восточной части Восточного Саяна. - Вестн. ЛГУ, 1962, № 6, с.47-56.
- Митрофанов Ф.П. Структурный анализ при формационном изучении магматогенных и ультраметагенных образований. - В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., 1970, с.37-51.
- Митрофанов Ф.П., Т.В. Кольцова. Возраст некоторых последокембрийских интрузивных пород Восточного Саяна. - В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.-Л., 1965, с.142-148.
- Митрофанов Ф.П., Е.И. Кравцова. Раннедокембрийское гранитообразование во времени и пространстве и в сравнении с фанерозойским. - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Тр. 1 сессии Научного совета по геологии докембрия. Л., 1974.

- Митрофанов Ф. П., К. А. Шуркин. Особенности формирования магматогенных и ультраметагенных формаций раннего докембрия. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., 1972, с.74-78.
- Михайлов Д. А., Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. Л., 1973. 142 с.
- Мошкин В. Н., И. Н. Дагелайская. Авортозитовая формация хребтов Станового и Джугджура. — В кн.: Магматические формации. М., 1964, с.146-154.
- Муратов М. В. Роль магматизма в развитии геосинклинальных систем. — В кн.: Вулканизм и тектогенез. Докл. сов. геологов к XXIII сессии МГК, проблема 2. М., 1968, с.11-20.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. — Геотектоника, 1970, № 2, с.3-27.
- Муратов М. В. Строение и развитие эвгеосинклинальных прогибов и их магматизм. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 5, с.3-11.
- Мусатов Д. И. Некоторые основные вопросы стратиграфии и тектонической истории Саяно-Енисейской складчатой области. Автореф. Красноярск, 1966, 113 с.
- Наливкина Э. Б. Классификация магматических формаций древних подвижных областей и платформ. — Советская геология, 1968, № 5, с.139-141.
- Нарсеев В. А., Ф. А. Летников. Об эволюции расплавов и гидротерм на различных уровнях вулканоплутонической системы. — В кн.: Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносности. М., 1969, с. 187-192.
- Неелов А. Н. Палеотектоника докембрия Сибирской платформы и некоторые закономерности развития докембрийских подвижных областей. — Докл. сов. геологов к XXIII сессии МГК, проблема 4, Л., 1968, с.41-51.
- Неелов А. Н., В. А. Глебовицкий, Л. П. Карсаков, Г. Г. Дук, Р. И. Милькевич, И. С. Седова, С. И. Турченко, В. С. Байкова. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 117-144.
- Никитина Л. П., Ф. П. Митрофанов, И. П. Бузиков, В. Н. Дав, Н. А. Авдонцев. Докембрий юго-восточной части Восточного Саяна и западной части хребта Хамар-Дабана. — В кн.: Докембрий Восточного Саяна. М.-Л., 1964, с.123-315.
- Николаев В. А., В. В. Доливо-Добровольский. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., 1961, 338 с.
- Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны. — ДАН СССР, 1949, т.68, № 5, с. 905-908.

- Обручев С. В., Л. П. Никитина, Ф. П. Митрофанов, И. П. Бузииков. Основные черты докембрийской и нижнепалеозойской истории развития главнейших структурных элементов юго-восточной части Восточного Саяна. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 3, с.73-81.
- Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. - Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1957, вып.22, 150 с.
- Ожогин В. А. Некоторые результаты статистической обработки силикатных анализов верхнепонойских щелочных гранитов и вмещающих их пород (Кольский полуостров). - ДАН СССР, 1968, т.182, № 2. с.437-440.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. - Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, геол. сер., 1948, вып.99, № 31. 174 с.
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 19, с.3-12.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. - В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., 1964, с.3-17.
- Пап А.М., В.М. Борковская. Петрохимические особенности изверженных и метаморфических пород докембрия БССР. Минск, 1968, 163 с.
- Пейве А. В., Н. А. Штрейс, А. А. Моссаковский, А. С. Перфильев, С. В. Руженцев, Н. А. Богданов, В. С. Буртман, А.Л. Книппер, Г. И. Макарычев, М.С. Марков, А. И. Суворов. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. - Советская геология, 1972, с 12, с.7-25.
- Перчук Л. Л. Термодинамические условия гранитизации метapelитовых толщ. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Т. 2. М., 1970, с.188-213.
- Петров В. П. Магма и генезис магматических горных пород. М., 1972, 194 с.
- Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Новосибирск, 1961, 110 с.
- Платен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов. - В кн.: Природа метаморфизма. М., 1967, с. 211-226.
- Плешанов С. П. Провинция редкометалльных пегматитов Восточного Саяна. - В кн.: Совец. по металлогении Западного Забайкалья (тезисы). Иркутск, 1956, с.47-49.
- Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Л.-М., 1935, 564 с.

- Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 5, с.65–72.
- Полканов А. А. Генетическая систематика интрузий платформы-кратогена. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 6, с.7–15.
- Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Вольни УССР. Л., 1948. 78 с.
- Полканов А. А. Проблема происхождения гранитов платформенных областей и геология, магматизм и граниты эпохи хогландия-иотния южной части Балтийского щита. – Тр. ЛАГЕД, 1955, вып.5, с.5–43.
- Полканов А. А. Геология хогландия-иотния Балтийского щита. – Тр. ЛАГЕД, 1956, вып.6, 122 с.
- Полканов А. А., В. А. Маслеников, Г. О. Глебова-Кульбаха, К. А. Шуркин. Ведущая физико-химическая направленность процесса образования гранитов. – В кн.: Химия земной коры, Т.1. Тр. геохим. конф., 1963, с.86–101.
- Половинкина Ю. Ир. К вопросу о происхождении лабрадоритов Украины. – В кн.: Геология и геохронология докембрия. Л., 1964, с.282–288. (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19).
- Половинкина Ю. Ир., Т. Н. Иванова. Разработка учения о магматических формациях – первоочередная задача петрографии. – Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, проблема 13. М., 1960, с.37–42.
- Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железоруденение юга Средней Сибири. М., 1971. 250 с.
- Поляков Г. В., Г. С. Федосеев, А. Е. Телешов, С. М. Николаев. Абсолютный возраст гранитоидов ольховского комплекса (Восточный Саян). – Геология и геофизика, 1965, № 9, с.22–31.
- Рабкин М. Г. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. М., 1959. 163 с.
- Равич М. Г., Е. Н. Каменев. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л., 1972. 658 с.
- Раст Н. Зарождение, подъем и становление магм. – В кн.: Механизм интрузий магмы. М., 1972, с.284–310.
- Рид Х. Размышления о граните. – В кн.: Проблемы образования гранитов. М., 1949, с. 143–294.
- Рид Х. Гранитные серии в подвижных поясах. – В кн.: Земная кора. М., 1957, с.423–446.
- Рик Л. П. Огнитский интрузивный комплекс. – Матер. по геологии и полезн. ископаемым Иркутск. обл., вып. 1 (XXУШ). Иркутск, 1961, с.82–91.
- Рогов Н. В., Ф. П. Митрофанов, А. В. Абрамов. Специфика докембрийских анатектит-мигматитовых комплексов восточных районов Алтае-Саянской области. – В кн.: Проблемы

- докембрийского магматизма. Тр. 1 сессии Научного совета по геологии докембрия. Л., 1974.
- Рогов Н. В., Ю. Я. Черненко, П. Ф. Иванкин, А. Д. Щеголов, А. Г. Гузман. Закономерности размещения и металлогении докембрийских магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. - В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971, с.12-14.
- Рудник В. А. Раннедокембрийская гранитизация и ее связь с тектоническим развитием Алданского щита. - В кн.: Матер. по тектонике и магматизму Востока СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1967, т.135, с.113-157.
- Рудник В. А. Гранитообразование и его роль в формировании гранитного слоя земной коры в докембрии (на примере Алданского щита и других районов В.Сибири и Д.Востока). Автореф. Л., 1972. 57 с.
- Рудник В. А., Э. В. Собонович. Ранняя история Земли, Л., 1973, 23 с.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т.П. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М., 1967. 699 с.
- Салоп Л. И. Докембрий СССР. - Докл. сов. геологов к XXIII сессии МГК, проблема 4. Л., 1968, с.5-15.
- Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия (периодизация докембрия материков Северного полушария и основные черты раннего этапа геологической эволюции). Л., 1973, 309 с.
- Салоп Л. И., Г. Д. Мурина. Возраст Бердяшского плутона рапакиви и проблема геохронологических границ нижнего рифея. - Советская геология, 1970, № 6, с.15-27.
- Салье М. Е. Металлогеническая специализация пегматитов докембрия и эволюция их химизма (на примере восточной части Балтийского щита). - В кн.: Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Л., 1973, с.12-17.
- Саранчина Г. М. Гранитоиды Приладожья. - В кн.: Геологическое строение СССР. Т. Ш. Магматизм. М., 1968, с.53-56.
- Саранчина Г. М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л., 1972. 126 с.
- Саранчина Г. М., Н. Ф. Шинкарев. Петрология магматических и метаморфических пород. Л., 1973, 392 с.
- Свириденко В. Т. Плутоно-магматические формации протоплатформ на примере Кодаро-Удоканской зоны. - ДАН СССР, 1971, № 5, с. 1174-1177.
- Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск, 1968. 128 с.

- Свириденко Л. П. Специфика докембрийских гранитоидов на примере формационных типов Карелии. - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Тр. 1 сессии Научного совета по геологии докембрия. Л., 1974.
- Свириденко Л. П., В. М. Шемякин. Некоторые особенности кристаллизации глубинных гранитных магм (на примере чарнокитов и рапакиви Балтийского щита). - В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 126-133.
- Седова И. С. Метаморфизм позднеостановых гранитоидов западных отрогов хр. Тукурингра. - В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.-Л., 1964, с. 166-175.
- Седова И. С., Р. И. Милькевич, А. Н. Неелов. Последовательность формирования гранитоидов Ундино-Шилкинского междуречья. В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 2(4). Чита, 1967, с. 26-29.
- Седова И. С., Н. И. Московченко, Г. М. Другова, Ю. В. Миллер. Эволюция процессов гранитообразования в области развития полиметаморфических докембрийских комплексов. - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Тр. 1 сессии Научного совета по геологии докембрия. Л., 1974.
- Семененко Н. П. О сравнении докембрия Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ. - Советская геология, 1966, № 1, с. 36-50.
- Семененко Н. П. Геохронология Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. - Тр. 15-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста. М., 1969, с. 80-84.
- Сергиевский В. М. Магматизм, тектоническое развитие и основные особенности металлогении Урала. Автореф. Л., 1971, 122 с.
- Сидоренко А. В., А. В. Ожогин. Применение аэрофотосъемки для определения первичного генезиса глубокометаморфизованных щелочных пород Кольского полуострова. - ДАН СССР, 1968, т. 180, № 3, с. 687-690.
- Слободской Р. М. Критерии механизма образования гранитоидных плутонов. Новосибирск, 1971. 172 с.
- Смирнов А. Д., В. В. Булдаков. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. М., 1962. 122 с.
- Смирнов А. Д., И. Б. Недумов, В. В. Булдаков. Рифейские структуры Восточного Саяна и положение в них пегматитовых полей. М., 1963. 154 с.
- Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона. - Уч. зап. Львовск. ун-та, 1947, т. У1, сер. геол., вып. У, с. 3-72.

- Соболев В. С. Строение верхней мантии и способ образования магмы. - Вестн. АН СССР, 1971, № 9, с.130-131.
- Соболев В. С., Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. - В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., 1967, с. 170-182.
- Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., 1970. 190 с.
- Соколов Ю. М., М. М. Мануйлова, Д. А. Великославинский. Закономерности пространственного размещения и некоторые вопросы генезиса слюдоносных, керамических и редкометаллических пегматитов Северо-Байкальского нагорья. - Докл. сов. геологов к XXII сессии МГК, проблема 6. М., 1964, с.37-43.
- Ссадецкий-Кардош Е. О некоторых характерных миграционных явлениях в процессах петрогенеза. - В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 1. М., 1961, с.88-106.
- Стенарь М. М., О. И. Володичев. К вопросу о реликтовой гранулитовой фации регионального метаморфизма в западном Беломорье. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с.137-142.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., 1964. 550 с.
- Судовиков Н. Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. М.-Л., 1967. 118 с.
- Судовиков Н. Г., В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова, М. Д. Крылова, А. Н. Неелов, И. С. Седова. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., 1965, 290 с.
- Сулоев А. И., В. Н. Тимофеев, Л. В. Ковалев, П. Д. Яковлев, Г. Н. Аполлонова. Геологическое строение, магматизм и история развития северо-восточной части Восточно-Саянского докембрийского складчатого массива. М., 1962, 155 с.
- Сурков В. С., О. Г. Жеро, Д. Ф. Уманцев, Г. М. Зайцева, В. Н. Крамник, П. И. Морсин, Л. В. Смирнов, Л. А. Шарловская. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М., 1973. 144 с.
- Тектоническая карта СССР со снятым платформенным чехлом. Ред. В. А. Дедеев. Л., 1974.
- Тернер Ф., Д. Ферхуген. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., 1961. 592 с.
- Тугаринов А. И., Г. В. Войткевич. Докембрийская геохронология материков. М., 1970, 432 с.
- Усенко И. С., В. И. Орса, А. Я. Хатунцева, В. А. Цуканов, Н. П. Щербак, И. Б. Щербаков. О специфике раннедокем-

- брийского гранитоидного магматизма Украинского щита. - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Тр. 1 сессии Научного совета по геологии докембрия. Л., 1974.
- Устиев Е. К. Геологические и петрологические аспекты проблемы вулканно-плутонических формаций. - В кн.: Теоретические проблемы вулканно-плутонических формаций и их рудоносности. М., 1969, с. 5-43.
- Устиев Е. К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 4, с. 47-68.
- Суслова С. Н. Некоторые вопросы генезиса гиперстеновых диоритов на Кольском полуострове. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 232-236.
- Ушакова З. Г. Гранитоидные породы чарнокитового ряда центральной части Алданского щита. - Тр. ЛАГЕД, 1953, вып. 2, с. 213-227.
- Фаворская М. А., И. Н. Томсон, Р. Г. Иванов, В. А. Баскина, И. К. Волчанская, Ю. П. Дежин, В. С. Кравцов, Д. И. Фрих-Хар, Связь магматизма и эндогенной минералогии с блоковой тектоникой. М., 1969. 264 с.
- Файф У. Несколько мыслей о гранитных магмах. - В кн.: Механизм интрузии магмы. М., 1972, с. 173-186.
- Файф У., Ф. Тернер, Дж. Ферхуген. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., 1962. 414 с.
- Флерова К. В., Л. Н. Матвеева. Петрохимические особенности гранофировых гранитоидов и оценка термодинамических условий их формирования (Сев.-Зав. Прибайкалье). - Геология и геофизика, 1969, № 1, с. 34-42.
- Фотиади Э. Э. Крупные черты тектонического строения Сибири в свете региональных геологических и геофизических данных. - Тр. СНИИГИМС, сер. рег. геол., вып. 57. Новосибирск, 1967, с. 3-17.
- Фотиади Э. Э., Ф. П. Митрофанов, О. Г. Жеро, В. С. Сурков, Л. В. Витте. Среднепротерозойские и байкальские складчатые системы юго-западного обрамления Сибирской платформы. - В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., 1973, с. 120-125.
- Фурмарье П. Проблемы дрейфа континентов. М., 1971. 255 с.
- Хаин В. Е. Главнейшие этапы и некоторые общие закономерности развития земной коры. - Докл. сов. геологов к XXII сессии МГК, проблема 4. М., 1964а, с. 58-70.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., 1964б. 479 с.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). - Бюл. МОИП, отд. геол., 1952, т. XXVII, № 5, с. 31-52.
- Хильтова В. Я., И. Н. Крылов. Докембрий центральной части Восточного Саяна. - В кн.: Докембрий Восточного Саяна. М.-Л., 1964, с. 8-122.

- Хильтова В. Я., И. Н. Крылов. О возрасте раннедокембрийских образований бассейна р. Оки (Восточный Саян). — В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.—Л., 1965, с. 136—141.
- Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. — Геотектоника, 1966, № 6, с. 64—83.
- Хорева Б. Я. Генетическая типизация процессов регионального метаморфизма как основа фациального, формационного и металлогенического анализа метаморфических пород. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т. 2. Новосибирск, 1972, с. 110—118.
- Хренов П. М., Ю. В. Комаров, А. А. Бухаров, Н. В. Гордиенко, А. И. Киселев, М. П. Лобанов. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность. — В кн.: Вопросы генезиса и закономерность размещения эндогенных месторождений. М., 1966, с. 277—315.
- Царовский И. Д. Типы геологических структур щелочных пород УССР. — Изв. АН УССР, сер. геол., 1954, № 4, с. 15—23.
- Шатский Н. С. Очерки геологии Волго-Уральской нефтеносной области и степных частей западного склона Южного Урала. — Матер. по геологии СССР, нов. сер., 1945, вып. 2(6), с. 3—75.
- Шейманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., 1968. 290 с.
- Шелковников А. Д. Интрузивные комплексы северо-западной части Восточного Саяна и их металлогеническая специализация. — Тр. СНИИГТИМС, 1962а, вып. 24, с. 161—170.
- Шелковников А. Д. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 3, Красноярск, 1962б, с. 52—58.
- Шемякин В. М. О комплексе поздних гранофировых гранитов нижнего протерозоя Северной Карелии. — В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., 1970, с. 145—151.
- Шемякин В. М., К. А. Шуркин. Проблема чарнокитов Балтийского щита. — В кн.: Регион. петрогр. совещ. по магматизму Балтийского щита. Тез. докл. Апатиты, 1968, с. 46—49.
- Шемякин В. М., К. А. Шуркин. Чарнокитовые комплексы восточной части Балтийского щита. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 225—231.
- Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., 1970. 248 с.
- Шинкарев Н. Ф. О генезисе комплексов рапакиви. — В кн.: Краткие тезисы к симпозиуму „Специфика докембрийского магматизма“. Л., 1972, с. 35—37.

- Шкодзинский В. С. К проблеме происхождения чарнокитов (на примере юго-западного Прибайкалья). - Геология и геофизика, 1969, № 10, с.54-62.
- Шкодзинский В. С. Минеральные парагенезисы на контакте гранитоидов с основными породами (на примере некоторых районов Д.Востока). М., 1970, 110 с.
- Шкодзинский В. С. Поведение воды при образовании мигматитов. - В кн.: Специфика докембрийского магматизма. Краткие тезисы к симпозиуму. Л., 1972, с.53-54.
- Шкодзинский В. С. Соотношение железистости граната в субстрате и жильном материале мигматитов и петрологический смысл пониженной железистости граната в жильном материале. - ДАН СССР, 1973, т.209, № 5, с.1193-1196.
- Штейнберг Д. С., Г. Б. Ферштатер. Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций. - ДАН СССР, 1968, т.182, № 4, с.918-921.
- Штейнберг Д. С., Г. Б. Ферштатер, Н. С. Бородина, Л. В. Малахова, И. Н. Бушляков, А. А. Кранобаев, В. А. Чашухина. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Матер. к симпозиуму. Свердловск, 1971, с.3-33.
- Штилле Г. Избранные труды. М., 1964, 887 с.
- Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны. - В кн.: Гондвана. Докл. сов. геологов к XXII сессии МГК, проблема 9. М., 1964, с.7-47.
- Штрейс Н. А. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. - В кн.: Вулканизм и тектогенез. Докл. сов. геологов к XXIII сессии МГК, проблема 2. М., 1968, с.5-10.
- Шуркин К. А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности. - Тр. ЛАГЕД, 1957, вып.7, с.74-108.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического развития архея северо-западного Беломорья. - Тр. ЛАГЕД, 1960, вып. 9, с.75-93.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с.5-59.
- Шуркин К. А., Н. В. Горлов, М. Е. Салье, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.-Л., 1962. 306 с.
- Шуркин К. А. и др. Магматизм нижнего докембрия Русской платформы (опыт корреляции на основе формационного анализа). - В кн.: Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы. Воронеж, 1972, с.24-25.

- Шуркин К. А., Ф. П. Митрофанов. Эволюция магматизма в раннем докембрии. — В кн.: Геология докембрия. Докл. сов. геологов к XXIII сессии МГК, проблема 4. Л., 1968, с.154-162.
- Шуркин К. А., Ф. П. Митрофанов. Магматизм в истории развития нижнего докембрия (на примере докембрия Северо-Запада СССР и Восточной Сибири). — В кн.: Проблема связи тектоники и магматизма. Тр. совещания. М., 1969, с.47-64.
- Шуркин К. А., Ф. П. Митрофанов. Магматизм Балтийского щита и фундамента северной части Русской плиты. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 5, с.12-22.
- Шуркин К. А., Ф. П. Митрофанов. Магматогенные и ультрамагматогенные комплексы восточной части Балтийского щита и их корреляция на основе принципов формационного анализа. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 10-15.
- Шуркин К. А., Ф. П. Митрофанов. Раннедокембрийский магматизм в связи с развитием земной коры. — В кн.: Проблема докембрийского магматизма. Тр. 1 сессии Научного совета по геологии докембрия. Л., 1974, с.8-21.
- Шуркин К. А., В. М. Шемякин, Ю. Д. Пушкарев, В. В. Сидоренко, В. В. Фиженко Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид (Беломорско-Карельский глубинный разлом). Л., 1974. 240 с.
- Щелочные граниты Кольского полуострова. М.-Л., 1958, 374 с.
- Щерба Г. Н., В. В. Лопатников, П. В. Сериков, Б. А. Дьячков, Г. М. Шук. Морфология и строение Калба-Нарымского плутона. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 3, с.57-66.
- Щербак Н. П. Геохронология докембрия и петрология гранитов западной части Украинского щита. — Дис. на соискание ученой степени д-ра геол.-мин. наук. Киев, 1970. 333 с.
- Эскола П. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т.1. М., 1961, с.177-208.
- Эскола П. Докембрий Финляндии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967, с. 158-191.
- Юдин Б. А. Щелочные граниты района оз.Пурнач. — В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.-Л., 1958, с.108-116.
- Яшин А. Л. Тектоническая карта Евразии, Масштаб 1 : 5 000 000. М., 1966.
- Ященко М. Л., Э. С. Варшавская. Краткий обзор применения изотопов стронция и свинца в геологии. Л., 1971. 140 с.
- Ященко М. Л., М. М. Мануйлова, Э. С. Варшавская, Э. П. Кутявин, А. А. Бухаров. Изучение первичного изотопного отношения Sr^{87}/Sr^{86} в связи с проблемой глубины

зарождения магматических очагов, - В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Тр. IV Всесоюз. петрогр. совещ. Ч.1. М., 1972, с.22-26.

- Arnould N. Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du NE de la Côte - d'Ivoire et la Haute - Volta méridionale, - Mém. Bureau de Recherches géologiques et minières, 3. Paris, 1961, 225 p.
- Bell R.T. The Hurwitz group - a prototype for deposition on metastable cratons, - Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield, Geol. Survey of Canada, 1970, p.70-140.
- Cann J.K. Upward movement of granitic magma, - Geol. Mag., 1970, v.107, N 4, p.335-340;
- Carmichael J.S.E. The crystallization of feldspar in volcanic acid liquids, - Quart. J. Geol. Soc. London, 1963, v.119, p.95-131.
- Cloos H. Dal Batholithenproblem, - Fortschr. Geol. und Pal., 1923, H.1, 75 S.
- Curtis J.T., R.P. McJintosh The interrelations of certain analytic and synthetic phytosociological characters, - Ecology, 1950, N 31, p.17-28.
- Dawes P.R. Genesis of rapakivi, - Reprinted from Nature, Copenhagen, 1966, v.209, p.73-77.
- Dawes P.R. The plutonic history of the Tasinssaq area, South Grunland with special reference to a high-grade gneiss complex, - Gronlande Geol. Undersøgelse, 1970, Bull.88, 127 p.
- Dietrich R.V. Banded gneisses of eight localities, - Norsk. Geol. Tidsskr. Bergen, 1963, bind 43, hefte 1, p.89-119.
- Dimanche F., J. Michot. Sur la présence de feldspaths à structure "rapakivi" dans la granodiorite de Flamanville, - C.R. Acad. Sc., 1966, t.262, ser.D, N 8, p. 835-837.
- Edelman N. The Gullkrona region, Southwest Finland, - Bull. Comm. Geol. Finl., 1960, N 187, p.1-87.
- Escola P. The problem of mantled gneisse domes, - Quart. J. Geol. Soc. London, 1949, v.104, p.461-476.
- Fonteilles M., G. Guitard. Role des noyaux "précambriens" sur le métamorphisme et la structure de l'orogène varisque dans les Pyrénées, - Résumés de la conférence "Corrélation des événe-

- ments géologiques dans le socle ancien de la zone varisque de l'Europe". *Liblice*, 1972, p.9-11.
- Forestier F.H. Découverte d'importants fragments d'un socle granulitique précambrien dans le Massif Central français septentrional et le Massif Armoricain meridional- Resumes de la conferencé „Corrélation des événements géologiques dans le socle ancien de la zone varisque de l'Europe", *Liblice*, 1972, p. 11-12.
- Gaskarth J.W. Petrogenesis of the precambrian rocks in the Hanson Lake area, East-central Saskatchewan - *Canad. J. Earth Sci.*, 1971, v. 8, N 7, p.820-844.
- Glikson A.Y. Early Precambrian Evidence of a Primitive Ocean Crust and Island Nuclei of Sodie Granite. - *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 1972, v.83, N 11, p.323-3344.
- Goodwin A.M., R.H.Ridler. The Abitibi orogenic belt. - Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield, Ottawa, 1970, p.70-140.
- Goodwin A.M., R.Shklanka. Archean Volcano-tectonic basins: form and pattern. - *Canad. J. Earth Sci.*, 1967, v.4, N 5, p.777-795.
- Hall A. The relationship between geothermal gradient and the composition of granitic magmas in orogenic belts. - *Contr. Mineral. and Petrol.*, 1971, v.32, N 3, p. 186-192.
- Hamilton W., W.B.Myers. The nature of batholiths. - *U. S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 1967, 554-C, 30 p.
- Härme N. Examples of the granitization of plutonic rocks. - *Bull. Comm. Geol. Finl.*, 1958, N 180, p. 45-64.
- Härme M. Examples of the granitisation of gneisses. - *Bull. Comm. Geol. Finl.*, 1959, N 184, p.41-58.
- Hietanen A. Über das Grundgebirge des Kalantigebietes im südwestlichen Finnland. - *Ann. Acad. Sci. Fenn.*, 1943, Ser. AIII, N 6, 105 p.
- James R.S., D.L.Hamilton. Phase relation in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{SiO}_2$ at 1 kilobar water vapour pressure. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, Springer, 1969, v. 21, N 2, p.111-141.
- Krank E.H. Anortosite and rapakivi - *Geologi*, 1967, N 8, p. 93-94.
- Leutwein F., G.Power, R.Roach, J.Sonet. Quelques résultats géochronologiques obtenus

- sur des roches d'âge précambrien du Cotentin. - C.R. Acad. Sc. Paris, 1973, t.276, ser. D., N 14, p.2121-2124.
- Luth W.C. The system $\text{NaAl Si}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2$ and $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2$ to 20 kb and the relationship between H_2O content, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ and P_{total} in granitic magmas. - Amer. J. Sci., 1969, A267, Schairer vol., p.325-341.
- Mac Coll R.S. Geochemical and structural studies in batholithic rocks of southern California, Part 1, Structural geology of Rattlesnake Mountain pluton. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1964, v. 75, N 9, p.805-822.
- Macgregor A.M. Some milestones in the Precambrian of southern Rhodesia. - Geol. Soc. S. Africa Trans., 1951, v.54, p. 27-71.
- Miyashiro A. Evolution of Metamorphic Belts. - J. Petrol., 1961, v. 2, N 3, p.277-311.
- Orville P.M. Alkali feldspar-alkali chloride hydrothermal ion exchange. - Carn. Inst. Wash. Yearb., 1960, v. 59, p.104-108.
- Orville P.M. Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. - Amer. J. Sci., 1963, v. 261, N 3, p.201-237.
- Parras K. On the charnockites in the lighth of a highly metamorphic rock complex in southwestern Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1958, N 181, p.1-45.
- Raguin E. Géologie du granite. 2-e édit. Paris, 1957. 275 p.
- Raguin E. Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique. Paris, 1970. 300 p.
- Savolahti A. The Ahvenisto Massif in Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1956, N 174, p.1-96.
- Sederholm J.J. Über die Finnländischen Rapakivigesteine. - Tschermaks mineralog. und petrog. Mitt., 1891, Bd.XII, Hf.1, S.11-108.
- Simonen A. Plutonic rocks of the Svécofennides in Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1960, N 189, p.1-101.
- Simonen A. Orbicular Rock in Kuru, Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1966, N 222, p.93-107.
- Simonen A. Batholiths and their orogenic setting. - Geophys. Monograph, N 13, The Earth's crust and Upper Mantle. Washington, 1969, p.483-499.
- Stewart D.B., E.H. Roseboom. Lower temperature terminations of the three-phase region plagi-

- clase-alkali feldspar liquid. - Rept. Congr. Intern. Mineral. Assoc. Copenhagen, 1960, p.280-315.
- Sylvester A. G. The Precambrian rocks of the Telemark area in south Central Norway. - Norsk. Geol. Tidsskr., 1964, Bd. 44, H.4, p.45-64.
- Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield. - Geol. Surv. of Canada, 1970, 140 p.
- Termier H., G. Termier. L'évolution de la Lithosphère, V. II. Pétrogénèse. Paris, 1956. 653 p.
- Tuominen H. V. On synkinematic svecofennian plutonism. - C. R. Soc. Geol. Finl., 1966, XXXVIII, p. 387-392.
- Tuttle O. F., N. L. Bowen. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Geol. Soc. Amer., Mem., 1958, v., 74, p. 1-153.
- Volborth A. Rapakivi-type granites in the Precambrian complex of Gold Butte, Clark County, Nevada. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, v. 73, N 7, p.813-832.
- Vorma A. Alkali feldspars of the Wiborg rapakivi massif in southeastern Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1971, N 246, p.1-72.
- Wahl W. Die Gesteine des Wiborger Rapakivigebietes. - Fennia, 1925, v. 45, N 20, p. 3-72.
- Wegmann C. E. Zur Deutung der Migmatite. - Geol. Rundschau, 1935, t. 26, p. 305-350.
- Weil D. F., A. H. Kud'ov. Initial melting in alkali feldsparplagioclase-quartz systems. - Geol. Mag., 1968, v. 105, N 4, p. 325-337.
- Welin E., K. Christiansson, Ö. Nilsson. Rb-Sr radiometric ages of extrusive and intrusive rocks in Northern Sweden. - Sgu., ser. C, N 666, Stockholm, 1971, 38 p.
- Windley B. F., D. Bridgwater. The evolution of Archaean low- and high-grade terrains. - Spec. Publs. Geol. Soc. Australia, Sydney, 1971, N 3, p. 33-46.
- Zwart H. J. Orogenesis and metamorphic facies series in Europa. - Meddel. Dansk. Geolog. For., 1967, v. 17, Bd. 4, p. 504-516.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие (Ф.П. Митрофанов)	3
Часть 1	
ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПРОБЛЕМЫ	
Глава 1. Общее состояние исследований по формационному анализу гранитоидов глубинных зон (Ф.П. Митрофанов при участии К.А. Шуркина)	6
Глава 2. Принципы и методы выделения магматогенных и ультраметагенных комплексов и формаций . .	14
Основные понятия (Ф.П. Митрофанов, К.А. Шуркин)	14
Палеотектоническая основа изучения докембрийских комплексов и формаций (Ф.П. Митрофанов)	21
Структурный анализ при изучении магматогенных и ультраметагенных образований (Ф.П. Митрофанов)	32
Структурно-метаморфические методы расчленения гранитоидов в полиметаморфических областях (Р.И. Милькевич, И.С. Седова)	51
Основы петрохимического анализа гранитоидных комплексов (Е.И. Кравцова)	55

Часть 2

ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Глава 3. Гранитоиды Восточно-Саянской складчатой области (Ф.П. Митрофанов)	67
Палеотектонический анализ региона	68
Архейские и раннепротерозойские гранитоиды Шарыжалгайского горста	77
Постархейские гранитоиды Присаянской складчатой системы средних протерозоид	82
Гранитоиды Восточно-Саянской складчатой системы байкалид	88
Серии, ряды и группы гранитоидных комплексов Присаянской складчатой системы средних протерозоид (акитканид) и Восточно-Саянской складчатой системы байкалид (в целом Восточно-Саянской докембрийской складчатой области)	105
Глава 4. Гранитоиды Байкальской складчатой области (М.М. Мануйлова)	112
Глава 5. Раннедокембрийские гранитоидные комплексы ряда структур СССР и вопросы их корреляций (Ф.П. Митрофанов)	122
Глава 6. Типы гранитоидных формаций раннего докембрия (предварительная классификация) (Ф.П. Митрофанов)	140

Часть 3

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ

1. Формации прогеосинклинальных структур (Ф.П. Митрофанов)	144
Глава 7. Формация раннескладчатых интрузивных эндербитов (В.М. Шемякин)	145
Глава 8. Формация соскладчатых чарнокит-мигматитов (В.М. Шемякин)	151
Глава 9. Некоторые структурные и петрохимические особенности чарнокит-мигматитов и аляскитов (Ф.П. Митрофанов, Е.И. Кравцова)	160

Глава 10. Ряд мигматит-гранитов, гранитов, пегматитов и проверка анатектитовой модели их образования (Ф.П. Митрофанов, Е.И. Кравцова)	163
2. Формации протогеосинклинальных структур (Ф.П. Митрофанов)	176
Глава 11. Формация (серия формаций) раннескладчатых интрузивных плагиогранитоидов (разных уровней формирования) (Ф.П. Митрофанов)	179
Глава 12. Формация соскладчатых автохтонных и субавтохтонных существенно плагиоклазовых мигматитов и гранитоидов катазоны (Ф.П. Митрофанов)	188
Глава 13. Формация позднекладчатых плагиомикроклиновых гранитоидов и мигматитов (протогеосинклинальных систем материкового типа (Ф.П. Митрофанов)	209
Глава 14. Формация позднекладчатых интрузивных плагиомикроклиновых гранитоидов (протогеосинклинальных систем окраинного типа) (Ф.П. Митрофанов)	216
Глава 15. Формация послескладчатых аллохтонных существенно микроклиновых гранитов и мигматитов (Ф.П. Митрофанов)	220
3. Формации ранних стадий развития древних платформ (Ф.П. Митрофанов)	226
Глава 16. Формация щелочных гранитоидов (Ю.В. Подольский, Ф.П. Митрофанов)	228
Глава 17. Ряд формаций кислых вулканоплутонических пород (М.М. Мануйлова)	236
4. Раннедокембрийское гранитообразование во времени и пространстве и его сравнение с фанерозойским (Ф.П. Митрофанов)	247
Заключение (Ф.П. Митрофанов)	262
Литература	266

412/2
2 р. 06 к.

1594



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ