

В. М. МОРАЛЁВ

РАННИЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ

Международная программа Литосфера
Рабочая группа 4: Литосфера архея
ICL 0124

В.М.МОРАЛЁВ

РАННИЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
А.А. БЕУС



МОСКВА "НАУКА" 1986



4601

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR
INSTITUTE OF THE LITHOSPHERE

International Lithosphere programme
Working group 4: Archaean Lithosphere
ICL 0124

V.M. Moralev

EARLY STAGES OF THE CONTINENTAL LITHOSPHERE EVOLUTION

Editor-in-chief
doctor of geology and mineralogy A.A. Beus

Моралев В.М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. — М.: Наука, 1986. — 166 с.

Проблемы эволюции раннедокембрийской континентальной литосферы рассмотрены на основе геологических данных и специальных петрогеохимических исследований пород ультрабазит-базитовых ассоциаций двух крупных щитов — Алданского и Индостанского. Критический анализ современных тектонических моделей формирования континентальной земной коры в раннем докембрии позволяет предложить концепцию эволюции континентальной литосферы на самых ранних этапах ее развития.

Табл. 6. Ил. 46. Библиогр. 308 назв.

Рецензенты: Н. А. Штрейс, М. З. Глуховский

Moralev V.M. Early stages of continental lithosphere evolution. — М.: Nauka, 1986. — 166 p.

The evolution of the Early Precambrian continental lithosphere is discussed in the light of geological evidences as well as special petrochemical data for the mafic-ultramafic rocks of two large shields — Aldan and Indian. The critical review of modern tectonic models for the Early Precambrian continental crust formation permits to suggest a concept of the continental lithosphere evolution during the earliest stages of the geological history of the Earth.

Tabl. 6. Ill. 46. Bibliogr. 308.

Reviewers: N.A. Shtreis, M.Z. Gluhovsky

I. ВВЕДЕНИЕ

В истории геологического развития континентальной литосферы особое место занимают вопросы становления и преобразования земной коры в раннем докембрии, т. е. на самых ранних этапах длительного процесса тектонической эволюции континентов.

Интерес к этим вопросам определяется прежде всего тем, что раннедокембрийские комплексы, слагающие фундамент всех древних платформ, вмещают многие крупные месторождения разнообразных полезных ископаемых, а эффективность поисков аналогичных месторождений во многом зависит от совершенства тектонических концепций, используемых в качестве теоретической основы для выбора объектов и направлений поисково-разведочных работ.

В последнее время вопросы тектоники раннего докембрия приобрели особую остроту и актуальность в связи с появлением и быстрым распространением концепции тектоники плит. Возникла проблема определения временных и эволюционных пределов, в которых использование идей новой глобальной тектоники остается плодотворным и действенным инструментом тектонического анализа и в которых их применение становится ограниченным либо вообще невозможным. В настоящее время существуют крайние точки зрения на этот вопрос: от признания возможности прямого приложения современных моделей тектоники плит к раннедокембрийским этапам эволюции земной коры до полного отрицания приемлемости этих основ для понимания тектонических условий ранних этапов развития континентальной литосферы.

В настоящей работе предпринята попытка анализа проблем тектоники раннего докембрия на основе геологических данных, но с широким привлечением результатов специальных исследований петрогеохимических особенностей ультрабазит-базитов, входящих в состав гнейсово-гранулитовых комплексов и комплексов зеленокаменных поясов. Причина столь пристального внимания к древнейшим породам ультраосновного и основного состава заключается в том, что развитие идей тектоники плит сопровождалось широким использованием геофизических и геохимических материалов. В результате этого, а также вследствие значительного повышения интереса к вмещающим породам месторождений золота и сульфидных руд никеля в зеленокаменных поясах древних щитов именно для ультрабазитов и базитов были предложены и разработаны наиболее совершенные и разнообразные петрогенетические модели, позволяющие использовать петрогеохимические характеристики этих пород как индикаторы геодинамических обстановок. Это положение и определило целесообразность изучения тектоники раннедокембрийских комплексов прежде всего

путем анализа условий формирования ультрабазит-базитов, являющихся характерными компонентами этих комплексов.

Выполнение поставленной задачи потребовало специального рассмотрения петрогеохимических характеристик ультрабазит-базитов, позволяющих определять их первичную природу и тектонические условия формирования. Такой анализ, выполненный на материалах по Алданскому и Индостанскому щитам, позволяет критически рассмотреть современные модели тектонических механизмов формирования континентальной литосферы в раннем докембрии и предложить общую концепцию эволюции земной коры на ранних этапах ее развития и становления.

Автор хорошо отдаст себе отчет в том, что использование петрогеохимических характеристик метаморфизованных ультраосновных и основных пород не может быть безупречным инструментом тектонического анализа, однако быстрое развитие петрологических дисциплин и геохимических методов исследований, свидетелями которого мы являемся, позволяет считать этот подход перспективным и заслуживающим дальнейшего совершенствования. Так же очевидно, что выполненный анализ охватывает слишком крупные тектонические комплексы раннего докембрия с достаточно сложной историей формирования, нуждающейся в самостоятельном рассмотрении. Нет, вероятно, необходимости отмечать, что полученные автором и заимствованные из литературы аналитические данные в силу своей неоднородности являлись далеко не идеальным исходным материалом, а использованные в работе графические методы обработки этих данных уступают по своей точности строгим математическим приемам статистического анализа. Тем не менее, несмотря на все эти объективно слабые стороны проведенного исследования, полученные результаты представляются достаточно интересными как с точки зрения методики работ, так и с точки зрения общих тектонических выводов. Эти выводы, как полагает автор, в значительной мере сохраняют свое значение и в будущем, при появлении более полных и детальных материалов по геологии раннедокембрийских образований, что и позволяет надеяться на благосклонное внимание читателей к предлагаемой работе.

Подготовка настоящей работы выполнялась при доброжелательном содействии со стороны А.В. Сидоренко, А.Л. Яншина, Н.А. Богданова и Н.А. Созинова, которым автор глубоко благодарен. Автор пользуется случаем также выразить искреннюю признательность коллегам, в разное время принимавшим участие в совместных исследованиях или обсуждении отдельных проблем, — М.З. Глуховскому, В.П. Поникарову, С.Е. Колотухиной, Л.П. Зоненшайну, М.И. Кузьмину, А.В. Ильину, Ю.С. Перфильеву, И.В. Лучицкому, Е.В. Павловскому, А.А. Беусу, О.М. Розену, А.Л. Ставцеву, А.А. Ельянову, В.С. Когену, В.И. Казанскому, В.Н. Брюханову, Г.Р. Рошкван, К.Г. Чешихиной, Н.А. Божко, В.Е. Хайну, В.Е. Гоникбергу, Н.Н. Лавровиц, С.В. Нужнову, О.В. Горбачеву, А.С. Карякину, И.М. Фрумкину, Г.Н. Баженовой, А.Ф. Петрову, В.И. Шульдинеру, В.А. Руднику, Е.П. Миронюку, К.О. Кратцу, Ю.М. Соколову, В.А. Соколову, Ф.П. Митрофанову, Ф.А. Летникову, А.М. Лейтесу, В.С. Федоровскому, Е.А. Долгинову, Ю.З. Елизарьеву, В.А. Ярмолюку, Л.С. Бородину, Е.И. Семенову, Л.И. Клаповской, а также сотрудникам Института литосферы АН СССР, оказавшим автору неоценимую помощь в подготовке работы к печати.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ
О ТЕКТЕНИКЕ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

В пределах многих современных континентов древние платформы окружены сложными системами складчатых поясов. Поскольку время геосинклинального развития и возраст складчатости в пределах этих поясов обычно становятся все более поздними по мере удаления от стабильных (платформенных) блоков, последние, естественно, рассматриваются как некие первичные ядра, постепенно обрастающие по мере завершения складчатости в геосинклинальных областях все более молодыми складчатыми сооружениями. Концепция обрастания платформ, наиболее последовательно развивавшаяся Г. Штилле, А.Д. Архангельским, Н.М. Страховым и Н.С. Шатским, сохраняет свое значение и в современной системе тектонических представлений, хотя исследования М.А. Усова, А.В. Пейве, В.М. Сеницына и других геологов показали ее ограниченность [41].

Процессы латерального наращивания континентов вполне уверенно фиксируются для фанерозойского и позднепротерозойского (рифейского) периодов эволюции Земли. Складчатые сооружения этого периода, которые могут рассматриваться как часть континентальной коры, образовавшейся после завершения архейско-протерозойского (дорифейского) этапа, составляют, однако, всего около 1/10 площади современных континентов. Следовательно, главная масса реально существующей в настоящее время континентальной коры была создана в раннем докембрии.

Это положение в целом не зависит от того обстоятельства, что процесс зонального обрастания древних платформ развивался в истории Земли параллельно с процессом раздробления и разобщения блоков дорифейской консолидации. Действительно, для современной структуры большинства континентов характерна асимметрия, выражающаяся в расположении складчатых поясов не по всей периферии материков. Резко секущие ограничения структур докембрийских платформ вдоль берегов атлантического типа, составляющих почти половину общей длины современных океанических побережий, позволяют рассматривать древние кратоны, по образному выражению В.В. Белоусова, в качестве структурных обрубков. Это обстоятельство неоднократно отмечалось многими исследователями, и именно оно определило формирование представлений о распаде или раздроблении платформ в обстановке растяжения.

Обе эти классические концепции направленности тектонической эволюции континентов не могут, однако, в полной мере применяться к архейско-протерозойскому (дорифейскому) периоду развития Земли, специфика которого давно была подмечена многими исследователями. Тем не менее своеобразие тектонического режима раннедокембрийских этапов эволюции нередко воспринималось в рамках геосинклинальной теории, что привело к появлению таких понятий, как пангеосинклинальный, ультрагеосинклинальный, прогеосинклинальный или протогеосинклинальный режим [70, 71, 101, 112, 113]. Даже в последних сводках по тектонике докембрия эволюция Земли в допалеозойское время представляется некоторыми геологами как последовательность развития мобильных поясов

[42]. В качестве самых ранних мобильных поясов выделяются пояса типа зеленокаменных, расчленяющих более древнюю гнейсо-гранодиоритовую кору [42]. При этом остается открытым вопрос о тектонических режимах, существовавших в период формирования раннедокембрийских гнейсовых комплексов, имеющих гранодиоритовый состав и представляющих собой наиболее древние компоненты континентальной земной коры. Нетрудно заметить, что такая трактовка восходит к представлениям Г. Штилле в том отношении, что в ней конструктивная роль отводится геосинклинальному процессу, возникавшему на ранее существовавшей континентальной коре.

Несколько иной подход к проблеме тектоники раннего докембрия получил развитие в работах коллектива геологов Геологического института АН СССР [93, 109, 110]. Эти исследователи исходят из представлений о том, что "основание земной коры составляет океаническая кора геологического прошлого и что геосинклинальное развитие представляет собой процесс образования и перераспределения в пространстве и времени гранито-гнейсовой оболочки, в конце концов завершающийся становлением континентальной земной коры" [93, с. 4]. Раннедокембрийские комплексы объединяются в протометаморфический слой, в состав которого входят комплексы меланократового базитового фундамента (первичная земная кора) и комплексы его вулканогенно-осадочной супракrustальной оболочки [109, 110]. При такой постановке вопроса использование основных положений учения о геосинклиналях применительно к раннедокембрийским этапам тектонической эволюции приобретает существенно иной смысл. Формирование протометаморфического гранулит-базитового слоя происходит путем тектонического сжатия первичной меланократовой коры океанического типа, подвергающейся региональному метаморфизму и гранитизации. При этом, однако, не формируется зрелая континентальная кора, она образуется лишь позднее, после накопления мощных осадочно-вулканогенных серий, интенсивного гранитообразования и метаморфизма.

Эта концепция в большей степени соответствует имеющимся в настоящее время данным о составе и структуре раннедокембрийских комплексов, однако в своей основе она также исходит из представлений о латеральном наращивании континентальной земной коры вокруг неких центров или ядер консолидации и, таким образом, не раскрывает принципиальных отличий раннеархейских этапов тектонической эволюции от фанерозойских.

Можно отметить, что обе концепции исходят в известной мере из одной и той же предпосылки о применимости механизма формирования континентальной земной коры в процессе геосинклинального развития к раннедокембрийским этапам эволюции Земли. Правда, одна концепция исходит из представлений о первичной базитовой коре океанического типа, другая же предполагает формирование первичной гнейсо-гранодиоритовой коры в результате эндогенных процессов, как можно полагать, непосредственно из мантии. Обе концепции, несомненно, имеют свои достоинства, однако ни одна из них не согласуется полностью с имеющимися, пусть фрагментарными данными по тектонике раннедокембрийских комплексов.

Появление концепции новой глобальной тектоники, получившей за последние 15 лет широкое признание геологов всего мира, породило несколько иные, но в основе своей близкие противоречия в подходе к проблемам тектоники раннего докембрия. Было предпринято довольно много попыток применить представления о тектонике плит к ранним этапам эволюции Земли, при этом наметились две противоположные точки зрения.

Одна признает принцип униформизма в тектонической эволюции Земли, по крайней мере со времени формирования хоть какой-то жесткой коры в архее, и объясняет ее развитие с точки зрения современных глобальных механизмов [34, 167, 304, 305]. Другая точка зрения видит существенные различия в геологических условиях докембрия и фанерозоя и предлагает разнообразные модели тектоники земной коры, в основе которых лежат либо преимущественно вертикальные движения [242, 253, 267, 276], либо горизонтальные смещения [152, 275, 293] в пределах крупных континентальных сегментов.

В последнее время наметилась третья точка зрения [103, 195], которая пытается примирить различные толкования, исходя из допущения, что глобальная тектоника не столь уж строго подчиняется принципу униформизма, главным образом потому, что физические условия, характерные для литосферы и подстилающей мантии, изменялись со временем. Сейчас, вероятно, многие геологи согласятся с главной предпосылкой этой точки зрения — глобальная тектоника и эволюция земной коры являются результатом взаимодействия литосферных плит, однако современные способы взаимодействия плит не могут приниматься за единственно возможные для раннего докембрия, в связи с чем предлагаются разнообразные варианты тектоники плит, учитывающие специфические термические и геохимические особенности Земли на ранних стадиях ее развития.

Все исследователи единодушно признают, что тепловой поток в архейское время был значительно выше и превышал современный в 2–4 раза [111, 182, 198]. Однако, помимо более высокого теплового потока и соответственно более высокой температуры мантии [203], для ранних этапов развития Земли, видимо, были характерны и более интенсивные процессы рассеяния тепла, проникавшего через относительно тонкую литосферу, а также вдоль многочисленных систем хребтов или мелких гребней [128, 195]. Эти соображения заставляют предполагать, что в раннем докембрии в мантии существовали многочисленные и не столь крупные, как в фанерозое, конвективные ячеи. В своеобразии теплового режима и конвективного механизма, определявших дифференциацию первичного вещества Земли, можно видеть одну из главных причин специфики тектонических условий раннего докембрия.

Следствием этого, видимо, явилась такая особенность тектонических условий раннедокембрийских этапов эволюции, как ограниченность развития процессов субдукции. Причину этого некоторые авторы видят в том, что при отсутствии континентальной коры первичная базитовая кора не являлась гравитационно неустойчивой и субдукция современного типа была маловероятной [195, 198]. В связи с этим представляются малоперспективными модели, рассматривающие в качестве главного механизма формирования континентальной коры аккреция небольших по

размерам плит [186]. Такие модели не соответствуют также данным о том, что в самом начале архея уже сформировались довольно крупные блоки относительно жесткой литосферы континентального типа. Выполненные рядом исследователей расчеты скорости роста объемов континентальной коры показывают, что в последние 500–600 млн. лет рост континентов происходил гораздо медленнее, чем в предшествующие периоды истории Земли, и что в результате действия процессов субдукции современного типа сформировалось всего около 10% континентальной литосферы [194, 206, 207]. Преодоление этих противоречий многие геологи видят в представлениях о значительной роли процессов вертикальной аккреции литосферы в раннем докембрии [30, 182, 198].

Подтверждение этих представлений было получено путем расчетов термальных условий в архейской литосфере, перекрытой мощной серией покровов вулканических пород. Оказалось, что в этих условиях должны заметно повышаться термальный градиент, снижаться вязкость нижних горизонтов коры и создаваться условия для возникновения магматических диапиров [295]. Эта концепция, как нетрудно видеть, очень сближается с представлениями Е.В. Павловского [71] о тектонических условиях нуклеарной стадии и роли гранитообразования на ранних этапах развития континентальной литосферы.

Более высокой геотермической градиент и более интенсивный прогрев мантии в раннем докембрии должны были приводить к повышению степени частичного плавления мантийного материала и к возникновению многогорусных магматических камер, в том числе и на небольших глубинах. Поскольку строение магматических камер, находящихся в настоящее время под срединно-океаническими хребтами, определяет структуру океанической коры [150], можно полагать, что базитовая кора раннего докембрия не могла быть простым аналогом современной расслоенной океанической коры. Свидетельством этого, как отметил А. Крёнер [195], может являться отсутствие среди раннедокембрийских ультрабазит-базитовых ассоциаций прямых аналогов офиолитов в современном значении этого термина, а также комплексов параллельных даек. Дополнительные свидетельства возможности несоответствия составов первичной базитовой коры и современной океанической существенно базальтовой коры были получены А.А. Беусом, а также О.А. Богатиковым, М.С. Марковым и И.Д. Рябчиковым [7], показавшими, что в условиях высокого геотермического градиента из водосодержащего мантийного вещества в раннем докембрии должны были выплавляться не базальты или во всяком случае не только базальты, но и магмы андезитового или андезит-базальтового состава.

Надо сказать, что проблема состава первичной земной коры континентов остается одной из самых трудных и важных для понимания тектоники раннего докембрия. На этот счет по-прежнему существуют диаметрально противоположные взгляды. Одни исследователи предполагают, что первичная кора имела сиалический состав [87, 107, 274, 299, 302]. Другие считают, что кислая континентальная кора сформировалась путем преобразования первичной коры базальтового или более основного состава [21, 71, 73, 99, 101, 166, 297]. Эти представления получили широкое распространение, причем появились геологические и геохимические данные, сви-

детельствующие о возможности сравнения первичной земной коры с современной океанической корой [120, 158, 167, 168, 283].

Необходимо, однако, отметить, что во многих случаях в качестве древнейших аналогов современной океанической коры или островодужных ассоциаций указываются комплексы зеленокаменных поясов, а не гранито-гнейсовые и гранулит-базитовые комплексы [69, 120]. Показателен в этом отношении пример, приводимый в одной из работ С.Р. Анхауссера [120], когда в качестве древнейшей докембрийской коры океанического типа рассматриваются вулканогенно-осадочные толщи зеленокаменного пояса (Барбертонского), т.е. излагаются представления, развитые первоначально в сходном виде Е.В. Павловским и М.С. Марковым [72, 73].

Согласно представлениям Е.В. Павловского и М.С. Маркова [73], начальная стадия формирования сиалической оболочки знаменуется накоплением вулканогенно-осадочных образований типа протоофиолитовой формации [20, 67]. Эту стадию, получившую название лунной [21], можно рассматривать как эпоху формирования базальтового слоя земной коры [101]. Возникновение складчатых куполовидных структур—очагов метаморфизма и гранитизации является следующей нуклеарной стадией развития [70]. При этом предполагается, что состав первичных вулканогенно-осадочных (преимущественно базальтоидных) формаций был первоначально везде одинаковым. Вместе с тем породы базитовой протокоры в настоящее время везде входят в состав сложных гетерогенных комплексов континентальной земной коры, характеризующихся широким распространением гнейсовых серий и гранитов. Во многих местах, как будто, устанавливается, что гранито-гнейсы являются более поздними по сравнению с базитами, т.е. что континентальная протокора формируется в результате гранитизации и метасоматической переработки базитовой оболочки. В этом плане правомерны представления многих исследователей о первичном базальтовом составе коры и ее последующем преобразовании в кору континентального типа. Вместе с тем геологические данные не позволяют определить, насколько оторвано во времени было образование базитовых и древнейших гранитоидных комплексов. Нельзя исключить, что оно происходит близко одновременно, на что косвенно указывает их сонахождение в ряде мест. Во всяком случае, в состав первичной континентальной коры, т.е. в ультраметаморфические комплексы, возникшие до зеленокаменных поясов, необходимо включить оба компонента — базитовый и гранитоидный. Вероятно, образование обоих комплексов можно отнести за счет процессов дифференциации первичного вещества Земли. Следует подчеркнуть, что специфика структурных форм протокоры свидетельствует о том, что геодинамические условия времени ее формирования существенно отличались от более поздних. Эта специфика выражается в том, что для областей распространения гранито-гнейсовых и гранулитовых комплексов раннего докембрия, не подвергшихся существенной тектонотермальной переработке, характерны сочетания куполовидных и валлообразных антиклинальных структур (или крупных складчатых овалов) и чащеобразных синклиналей с более или менее выдержанными линейными системами изоклинальных или лежащих складок в межкупольных или межоваловидных зонах. Примерами подобных структурных рисунков являются олуб-

ликованные схемы строения [284, 301] древнейших комплексов Западной Гренландии, Южной Африки и других древних щитов [26, 58, 208], в том числе и рассматриваемых в настоящей работе.

Особенности тектонического устройства раннедокембрийских комплексов явились основанием для формирования представлений о складчатых овалах как областях широкого развития гранито-гнейсовых куполов и разделяющих их гранулитовых или чарнокитовых поясах [26]. Накопленный фактический материал позволил таким образом пересмотреть раннюю концепцию Е.В. Павловского и М.С. Маркова [73] о нуклеарных ядрах, сложенных вулканогенными толщами зеленокаменных поясов, поскольку почти во всех главнейших районах развития раннего докембрия доказано существование более древнего гранито-гнейсового или гранулит-базитового основания. Вместе с тем на ряде примеров было показано, что процессы гранитообразования продолжают после эпохи заложения и формирования зеленокаменных поясов. Более того, стало очевидным, что именно массовая гранитизация, связанная с последующей ремобилизацией гранитного материала, обусловила формирование наиболее крупных и представительных гранито-гнейсовых куполов и складчатых овалов [34].

Как неоднократно отмечал Е.В. Павловский, гранитные купола развиваются очень длительное время, причем рост куполов был в протегее ведущим фактором тектогенеза, осуществлявшимся в условиях господства вертикальных движений "всплывающих" куполов и отсутствия полей горизонтальных напряжений в земной коре [71]. Эти данные наряду с материалами о первичном составе древнейших комплексов позволили вернуться к представлениям Е.В. Павловского о нуклеарных ядрах как первичных центрах консолидации фундаментов древних платформ (или докембрийских литосферных плит), "отодвинув" время их формирования в наиболее ранний докембрий (более 3500 млн. лет) и рассматривая в качестве таких образований комплексы основных гранулитов и гранито-гнейсов более древних, чем толщи зеленокаменных поясов [21, 26, 101].

Имеющиеся данные показывают, что в строении древнейших образований континентальной коры практически всех материков установлены сходные геологические комплексы, зачастую имеющие однотипное строение разрезов. В наиболее низких частях разрезов архейских и катархейских комплексов установлено преобладание пород, возникших в результате сложных метаморфических преобразований базитов, гипербазитов, вулканитов основного состава и отчасти осадочных пород.

Эти образования, обычно соответствующие гранулит-базитовым или чарнокитовым комплексам, могут рассматриваться в качестве реликтов древнего базитового фундамента, отвечающего лунной стадии развития Земли [2]. Вместе с тем породы базитового фундамента везде входят в состав сложных гетерогенных комплексов, характеризующихся широким распространением гранито-гнейсов, эндербитов и чарнокитовых гранитов. Такие структурные формы, как гранито-гнейсовые купола и крупные складчатые овалы, свидетельствуют об отсутствии крупных ориентированных полей горизонтальных напряжений на нуклеарной стадии развития так же, как и во время формирования базитового фундамента [21, 70].

Таким образом, геодинамическая обстановка, видимо, не изменялась в течение всего периода формирования древнейших гранито-гнейсовых и

гранулитовых комплексов, что позволяет рассматривать весь этот этап эволюции Земли как стадию формирования континентальной протокоры.

Вероятно, уже в эту стадию наметились линейные зоны гранулитовых поясов, возможно, отвечавших первичным "зеленокаменным валам", определившим позднее часть контуров материков [26]. Важно подчеркнуть, что первичная континентальная кора, сформировавшаяся в архейское время, была двухкомпонентной по составу, т. е. включала как породы гипербазит-базитового ряда, так и гранитоиды, а в среднем имела уже кислый (андезитовый) состав.

Вместе с тем необходимо отметить, что проблема первичной природы пород, слагающих наиболее древние комплексы континентальной литосферы, остается недостаточно разработанной. Наиболее приемлемыми в данный момент кажутся представления о ведущей роли в раннем докембрии процессов вертикального наращивания литосферы, сопровождавшихся уплотнением и расширением базитовой коры в результате гранитизации, возникновением зон базификации вокруг центров гранитизации [28, 59, 62] и столкновениями первичных микроконтинентов в условиях обстановок типа своеобразных островных дуг. По образному выражению Б. Уиндли, такие представления являются более оправданными, чем "из ряда вон выходящие формы тектоники...", предлагаемые некоторыми авторами, как, например, "...прогибающиеся бассейны [167], подкоровое нарастание базальтов [163], подкоровая аккреция [185] или орогения скучивания [276] ..." [95, с. 119]. Точно так же кажутся маловероятными представления об одновременном формировании зеленокаменных и гранулитовых поясов [37] или о развитии в раннем докембрии нескольких поколений зеленокаменных поясов, более древние из которых превратились в гранулитовые пояса вследствие метаморфизма погружения [95]. Очевидно, однако, что проблема строения и эволюции зеленокаменных поясов остается второй главнейшей проблемой тектоники раннего докембрия, заслуживающей анализа и дальнейшей разработки.

Значение этой проблемы определяется тем, что наиболее важные черты металлогении кристаллического фундамента большинства древних щитов связаны с наличием и расположением специфических тектонических структур, получивших название зеленокаменных или сланцевых поясов [17, 58, 175, 192, 298, 302]. Хорошо известны зеленокаменные пояса Канадского щита [125, 172, 261], Южной Африки, Западной Австралии и других областей развития раннедокембрийских комплексов [17, 305]. Очевидно, что к этому же типу структур могут быть отнесены складчатые системы карелид Балтийского щита, протогеосинклинальные системы КМА и Украинского щита, геосинклинальные структурно-формационные зоны Воронежского кристаллического массива, а также шовные прогибы, палеоавлакогены, линейные грабены или троговые структуры [43, 49, 62, 76, 98].

Многообразие терминов в общем-то не свидетельствует о неопределенности современных представлений о тектонической природе этих структур, что было показано А.Ф. Грачевым и В.С. Федоровским [23]. Все исследователи признают, что эти структуры, с одной стороны, характеризуются признаками складчатых (или подвижных) областей эвгеосинклинального типа развития [54, 122, 298], а с другой — отвечают линейным шов-

ным прогибам особого типа — палеоавлакогенам, которые, по А.М. Лейтесу, М.В. Муратову, В.С. Федоровскому [49], могут сравниваться с авлакогенами в понимании Н.С. Шатского, А.А. Богданова, А.С. Новиковой.

В этой связи необходимо отметить, что, принимая классические представления Н.С. Шатского, А.А. Богданова и А.С. Новиковой об авлакогенах как структурах ранних стадий развития платформенных чехлов, вероятно, следует исключать возможность прямого сравнения этих тектонических структур с рифтами, образующимися в эпохи эпиплатформенного орогенеза, или с зонами эвгеосинклинального типа развития. Указанное обстоятельство, подчеркнутое Ю.А. Косыгиным [41], не позволяет, конечно, отрицать наличие принципиального сходства генетической природы рифтов, авлакогенов, эвгеосинклиналей и, очевидно, океанических впадин как структур растяжения земной коры [23, 30, 129]. Однако, поскольку формационные ряды этих тектонических структур достаточно различны, необходимость их обособления, особенно для целей металлогенического анализа, очевидна. Поэтому исследование характерных черт тектоники и металлогении зеленокаменных поясов может позволить приблизиться к пониманию специфики их природы и, таким образом, к познанию эволюции континентальной литосферы на ранних этапах ее развития.

Возраст геологических комплексов зеленокаменных поясов существенно различается в пределах древних щитов. Можно определенно говорить о том, что в большинстве случаев эти комплексы имеют позднеархейский возраст. Несомненно, однако, существование как более древних (более 3000 млн. лет) комплексов (Южная Африка, блок Пилбара в Западной Австралии), так и более молодых (Балтийский и Алданский щиты). Отсюда следует, что выделение общей для всей Земли глобальной эпохи формирования зеленокаменных поясов, видимо, невозможно и более правильно говорить об определенном тектоническом этапе или стадии эволюции континентальной земной коры, через которую прошли в то или иное время все области древних щитов континентов [58]. Этот этап охватывает значительный интервал раннего докембрия, от 3700 до 2500–2200 млн. лет [88], и, как полагают некоторые авторы, за этот период в некоторых регионах развивалось несколько генераций зеленокаменных поясов [17]. При этом комплексы более древних (первичных, по А. Гликсону) поясов, характеризующиеся наибольшей ролью ультрабазит-базитовых компонентов, рассматриваются как сходные породы гранулитовых поясов. Однако представления о целесообразности выделения нескольких поколений поясов в одних и тех же районах подверглись позднее уничтожающей критике на II Международном симпозиуме по геологии архея в 1980 г. По заключению Б. Уиндли, "кажется маловероятным, что какие-либо сильнометаморфизованные гнейсовые регионы могли быть просто высокометаморфизованными зеленокаменными поясами, так как количественные соотношения пород в этих регионах существенно различаются" [95, с. 119].

В настоящий момент очевидно только то, что ультрабазит-базитовые ассоциации гнейсово-гранулитовых комплексов нельзя считать тектоническими аналогами комплексов зеленокаменных поясов, однако нельзя исключать возможность развития в некоторых регионах нескольких поколений

поясов или неодновременность их заложения и эволюции. Такие данные приводятся, в частности, для Балтийского щита.

Характерной особенностью пространственной локализации зеленокаменных поясов является их линейно вытянутая, линзовидная, иногда ветвящаяся (в плане) форма и расположение в виде серий субпараллельных или ортогонально сопряженных зон. На примере Канадского щита, Родезийского кратона, Курской магнитной аномалии, Балтийского щита и других районов можно видеть, что все они располагаются в пределах обширных пространств древних щитов, сложенных в основном гетерогенными комплексами более древнего гнейсово-гранулитового фундамента.

Общая картина расположения зеленокаменных поясов и ассоциирующихся с ними интрузий базитов и гипербазитов была проанализирована на примере древнего щита Западной Австралии [224]. Однообразная ориентация и субпараллельное расположение зеленокаменных поясов (трудно объяснимые с точки зрения представлений о вертикальных блоковых движениях, определяющих заложение троговых прогибов) связываются этим исследователем с влиянием горизонтальных напряжений, обусловивших развитие сначала правых, а затем поперечных левых сдвигов и зон расслабления. Субпараллельное расположение этих ослабленных зон определило размещение самих зеленокаменных поясов и образование сопряженных ответвлений.

В структурном отношении зеленокаменные пояса представляют собой сложные сжатые синклинорные структуры или оборванные крутопадающие моноклинальные "чешуи". Несмотря на сходство формационного состава и цикличности строения вулканогенно-осадочных толщ этих структур, в некоторых случаях удается показать известную независимость развития и симметрично-зональное строение каждого отдельного пояса или групп поясов, объединяющихся на основе палеотектонических данных в крупные тектонические впадины [174, 266]. Эти данные позволили установить, что зеленокаменные пояса не являются глубоко эродированными "корнями" некогда единой толщи осадков бассейна эвгеосинклинального типа, а представляют собой комплексы, сформировавшиеся в изолированных прогибах.

Весьма характерны структурные соотношения пород зеленокаменных поясов и гранито-гнейсовых комплексов основания. Линейные структуры поясов обычно (но не всегда) не являются секущими по отношению к гранито-гнейсовым куполам, а напротив, обнаруживают признаки согласной (параллельной) ориентации по отношению к структурным направлениям гнейсово-гранулитовых комплексов основания. Эти данные, а также наличие в некоторых случаях переходных мигматитовых зон [160] свидетельствуют в пользу представлений о длительности формирования гранито-гнейсовых куполов. Процессы массовой гранитизации и регионального метаморфизма, связанные с ремобилизацией гнейсово-гранулитового материала и обусловившие формирование купольных структур, во всех случаях происходили после образования зеленокаменных поясов, что определило структурное согласие зеленокаменных и более древних комплексов, а также, как полагают некоторые исследователи, складчатость в пределах поясов [122]. Различные соотношения между шириной зеленокаменных поясов и разделяющих их гранито-гнейсовых зон фундамента, наблю-

даемые в пределах древних щитов, объясняются разницей в глубине эрозийного среза [306].

Рудные формации, пространственно и генетически связанные с вулканогенно-осадочными и интрузивными комплексами зеленокаменных поясов, образуют в целом металлогеническую ассоциацию, характерную для офиолитовых комплексов.

Типичными составными элементами этой ассоциации являются: тела гипербазитов, содержащие хромитовую минерализацию; интрузии габброидов, вмещающие медно-никелевое оруденение; пластовые и жильные тела золоторудных и медно-полиметаллических (колчеданных) месторождений в толщах основных метавулканитов; залежи железистых кварцитов и марганценосных пород (гондитов), также связанных с метавулканитами [96]. Подавляющая масса рудных концентраций приурочена к вулканогенно-осадочным толщам, метаморфизованным в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фации, или к дометаморфическим магматическим гелам, что позволяет рассматривать их как прометаморфические или частично реометаморфические месторождения.

Региональные закономерности размещения оруденения в зеленокаменных поясах различны для отдельных типов месторождений. Железистые кварциты, кремнистые и марганценосные породы являются составными элементами слоистых вулканогенно-осадочных формаций. Циклическое (ритмическое) строение последних приводит к неоднократному появлению этих пород и руд в разрезах с тенденцией в целом к приуроченности наиболее значительных концентраций к верхним горизонтам [119, 125]. Наиболее характерны для зеленокаменных поясов сульфидные (колчеданные) и золоторудные месторождения, представляющие во многих районах важнейшие в экономическом отношении объекты. Достаточно вспомнить о золоторудных месторождениях Зимбабве, Западной Австралии, Южной Индии, колчеданных месторождениях Канады, Финляндии и многих других. Анализ пространственного размещения этих месторождений показывает, что они строго приурочены к комплексам зеленокаменных поясов.

Современные данные об изотопическом составе руд месторождений золота и цветных металлов, локализующихся в зеленокаменных поясах, доказывают ведущую роль эндогенного (ювенильного) источника рудного вещества. Вместе с тем, как показали исследования В.И. Смирнова, Я.Н. Белевцева, К.Б. Краускопфа и других исследователей, эндогенная природа рудного вещества не исключает возможности его отложения в виде согласных (сингенетичных) рудных залежей в вулканических породах или осадения в пластах осадочных металлоносных пород — предварительных концентраторах металлов. Последующие процессы мобилизации и переотложения рудного материала при эпигенезе и метаморфизме приводят к образованию эпигенетических (жильных) рудных тел, хотя при этом обычно сохраняются и рудные тела, имеющие согласное залегание и пластовую или линзовидную форму.

Указанные геологические особенности рассмотренных месторождений как в отношении собственно строения рудных полей и отдельных тел, так и с точки зрения регионального анализа закономерностей их размещения лучше всего увязываются с концепциями о вулканогенном и полиге-

нетическом (диплогенетическом) происхождении этих месторождений. Несомненно, что с позиций этих концепций удастся гораздо полнее увязать наблюдаемые факты в определенные генетические схемы, чем это можно сделать исходя из классических представлений о постмагматической гидротермальной природе рудных концентраций, локализующихся в докембрийских метаморфических комплексах зеленокаменных поясов [58, 59].

Геологические комплексы зеленокаменных поясов представляют собой древнейшие в пределах щитов образования, обладающие признаками офиолитовых ассоциаций. В связи с этим их длительное время рассматривали как древнейшие породы фундамента платформ, представляющие собой выступы базальтового слоя и отвечающие нуклеарной (лунной) стадии формирования земной коры (первичные зеленокаменные ядра Е.В. Павловского и М.С. Маркова). Позднее оформились представления о существовании в пределах щитов более древнего гнейсово-гранулитового фундамента [58, 63, 87, 125, 302, 305] и о сходстве стратиграфической последовательности, характерной для зеленокаменных поясов и состоящей из ультраосновных пород, габброидов и базальтоидов, андезито-дацито-риолитовых вулканитов и осадочных пород (кремнистых, железистых, обломочных и глинистых), с разрезом океанической коры [69, 119]. В ряде случаев анализ петрохимических характеристик пород докембрийских зеленокаменных поясов показал их значительное сходство с породами океанов и островных дуг. На этом основании зеленокаменные пояса иногда рассматривали как типичные эвгеосинклинальные комплексы [167].

Можно, однако, наметить целый ряд признаков, отличающих троговые прогибы докембрийских зеленокаменных поясов от фанерозойских геосинклинальных областей [30].

Геосинклинальные области рифея и фанерозоя или во всяком случае эвгеосинклинальные зоны, являющиеся их обязательным составным элементом, возникают на океанической коре; они проходят два главных этапа развития (собственно геосинклинальный и орогенный), в связи с чем в их пределах широко развиты молассовые толщи, субсеквентные гранитоиды и вулканиды; для них характерны достаточно полные металлогенетические циклы, включающие месторождения ранних, средних и поздних этапов; в составе геосинклинальных областей присутствуют сопряженные с эвгеосинклиналями краевые системы, включающие миогеосинклинали или терригенные геосинклинали. Для троговых прогибов зеленокаменных поясов достаточно твердо установлено, что они возникли в областях развития континентальной коры; подавляющее большинство зеленокаменных поясов прошло лишь первые (начальный и ранний) этапы развития, в связи с чем в них практически отсутствуют орогенные геологические комплексы и рудные месторождения средних и поздних этапов; троговые прогибы зеленокаменных поясов не обрамляются внешними системами миогеосинклиналей или терригенных прогибов.

Наибольшее относительное сходство с комплексами зеленокаменных поясов, несомненно, имеют вулканогенно-осадочные образования океанов [183] или хорошо развитых континентальных грабенов начальных этапов спрединга типа Красного моря [129]. Такое сравнение казалось наиболее

убедительным многим исследователям и было учтено сначала в концепции рифтов, закладывающихся на базитовой протоколе [122], позднее развитой применительно к зонам рифтогенеза, формирующимся на коре континентального типа, сложенной интенсивно метаморфизованными складчатыми гнейсово-гранулитовыми комплексами [302]. При этом Б. Уиндли отмечалось, что предлагаемая рифтовая модель удовлетворяет как классическим концепциям, так и представлениям тектоники плит, так как, согласно ей, возникающие в конечном счете структуры могли образоваться как при заложении рифтов на континентальной коре, так и при полном расколе литосферы и развитии зеленокаменных поясов между плитами с континентальной корой, т.е. на месте "малых" океанов.

Рифтовая концепция оказалась весьма плодотворной, и ее приемлемость была показана многими исследователями для различных областей распространения раннекембрийских комплексов зеленокаменных поясов [23, 62]. Тем не менее новые материалы о строении комплексов зеленокаменных поясов и составе слагающих их пород свидетельствуют об ограниченности рифтовой модели и необходимости ее совершенствования.

Прежде всего выяснилось, что разрез комплекса зеленокаменных поясов Южной Африки, в частности Барбертонского, не является единственным типом разреза, наблюдающимся в поясах. В разрезе Барбертонского пояса заметна четкая приуроченность вулканических пород основного и ультраосновного состава, переслаивающихся с подчиненными простоями пирокластических и кремнистых пород, к нижней части разреза, базальтоидов и граувакк с прослоями андезитов и кремнистых сланцев — к средней и преимущественно осадочных пород (песчаников, конгломератов, пелитов, железистых кварцитов) — к верхней. При этом относительная роль вулканических пород ультрабазит-базитовой ассоциации в составе комплекса очень велика. Такое строение разреза позволило сравнить комплекс Барбертонского зеленокаменного пояса с океанической корой [119].

В других зеленокаменных поясах было установлено существенно иное строение вулканогенно-осадочных комплексов, на основании чего было предложено выделять несколько типов поясов. Так, индийские геологи предложили выделять пояса дарварского, каларского и саргурского типов, различающиеся относительной ролью вулканических (ультрабазит-базитовых) и осадочных пород [175, 220, 223]. Сравнение зеленокаменных поясов Южной Африки (Каапваальский кратон) и Зимбабве выявило их существенные различия, прежде всего в относительных количествах вулканических (ультрабазит-базитов и андезит-дацитов) пород [121, 175]. Различия формационных рядов в комплексах зеленокаменных поясов оказались тесно связанными с их металлогеническими особенностями. Это видно на примере поясов Каапваальского и Родезийского кратонов и еще более ярко на примере поясов блока Йилгарн в Западной Австралии. В последнем случае анализ размещения вулканогенных месторождений сульфидных никелевых руд и железистых кварцитов показал весьма четкую приуроченность тех и других к различным частям (субпровинциям) Западной золоторудной провинции. Пространственная локализация рудных месторождений в этом регионе определяется составом комплексов зеленокаменных поясов и прежде всего ролью ультрабазит-базитовых вулканитов [59, 296].

Формационные различия комплексов зеленокаменных поясов, несомненно, связаны с независимостью развития отдельных троговых прогибов, вполне естественной для структур рифтогенного заложения [64]. Однако некоторые авторы полагают, что эти различия объясняются тем, что зеленокаменные пояса развивались в разное время, формируясь, таким образом, на разных стадиях эволюции земной коры континентов [23, 201].

Выявление комплексов зеленокаменных поясов, разрезы которых не были сходными с разрезом океанической коры, явилось основанием для сопоставления этих комплексов с отложениями активных континентальных окраин [173].

Для дальнейшего развития этих представлений важное значение имели результаты петрогеохимических исследований вулканических пород зеленокаменных поясов и сравнение их с современными или мезозойско-кайнозойскими вулканическими сериями. Эти исследования показали, что в составе комплексов зеленокаменных поясов имеются не только породы, сопоставимые с океаническими, но и породы, сходные с вулканитами островодужных или окраинно-континентальных (андийских) вулканических серий. Так, например, для пород зеленокаменных поясов Западной Австралии установлено, что они обладают одинаковыми петрогеохимическими параметрами с толеитами современных островных дуг ($K_2O - 0,12-0,7\%$; $Na_2O/K_2O - 6,12$; $Pb - 2-2,5$ г/т; $Sr - 65-143$ г/т; $K/Pb - 220-1000$). В целом разрез зеленокаменных поясов, содержащий заметное количество лав среднего и даже кислого состава, близко напоминает островодужные ассоциации.

10924
4601

Позднее многие исследователи указывали на сходство комплексов зеленокаменных поясов с островодужными ассоциациями. К таким представлениям пришли, например, в результате эволюции своих взглядов южноафриканские геологи. В своих ранних работах они [122] сравнивали базальные и средние комплексы зеленокаменных поясов с офиолитами и островодужными ассоциациями, а верхние (осадочные) комплексы — с флишевыми и молласовыми формациями, т.е. весь разрез сопоставляли с обычными схемами строения геосинклинальных последовательностей. В дальнейшем эти исследователи отказались от прямых сравнений зеленокаменных поясов с геосинклиналями, особенно классического альпийского типа. В более поздних работах К.Р.Анхауссер [120] указывает, что наибольшее сходство комплексы зеленокаменных поясов имеют с островодужными ассоциациями. Это выражается в литологических и формационных признаках, а также петрохимических и геохимических характеристиках пород. Лишь для нижних вулканических серий основных и ультраосновных пород, частично вошедших в состав гнейсов-гранулитовых комплексов, признается сходство с океаническими породами.

Наблюдающиеся в разрезах зеленокаменных поясов изменения состава магматических пород отражают процесс формирования вторичной океанической коры, образующейся при частичном плавлении и дифференциации мантии под рифтовыми впадинами, и процесс возникновения островодужных вулканических и осадочных комплексов, накапливавшихся в остаточных прогибах между растущими гранитными куполами. Такие предположения, вероятно, достаточно убедительны, особенно потому, что объясняют возможность заложения зеленокаменных поясов в пределах блоков мало-

мощной первичной континентальной коры и одновременность формирования поясов и гранито-гнейсовых куполов. Использование петрогеохимических характеристик магматических пород для анализа тектонических условий формирования зеленокаменных поясов позволило получить довольно много доказательств сходства исследуемых комплексов не только с океаническими и рифтовыми, но и с островодужными ассоциациями или с иными магматическими сериями активных континентальных окраин [140, 169, 176, 208, 228, 277]. Наиболее убедительные данные были получены путем статистической обработки результатов химических анализов базальтоидов зеленокаменных поясов различных районов мира и использования специально разработанной дискриминантной диаграммы [228], на которой хорошо видно, что точки составов метавулканитов зеленокаменных поясов ложатся в поля океанических и островодужных базальтов.

Появление этих данных заставило частично пересмотреть представления о рифтогенной природе зеленокаменных поясов, показать их сходство с фанерозойскими краевыми бассейнами, развивающимися в тылу островных дуг или окраинно-континентальных вулканических поясов андийского типа [307]. Эта концепция получила в настоящее время довольно широкое признание, так как она в наибольшей степени отвечает имеющимся фактическим материалам [6, 92, 95, 195, 208, 305], объединяя представления, заключавшиеся как в рифтогенной, так и в островодужной моделях развития зеленокаменных поясов.

Глава 2

ГЕОХИМИЯ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВ И ТЕКТОНИКА РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Материалы исследований по тектонике раннего докембрия за последние 10–15 лет стали в значительной мере базироваться на анализе петрогеохимических характеристик магматических пород. Причина этого, несомненно, состоит в том, что большая часть пород зеленокаменных поясов раннего докембрия "...по химизму главных и малых элементов очень мало отличается от эквивалентных мезозойско-третичных пород, которые явно образовались только как прямой результат тектоники плит" [95, с. 117]. Надо сказать, что именно активное развитие петрологических и геохимических исследований в последние десятилетия позволило выявить некоторые новые факты, важные для понимания эволюции тектонических и магматических процессов в раннем докембрии и в истории Земли вообще. В качестве примеров можно отметить выявление среди архейских вулканических пород высокомагнезиальных базальтов и ультрабазитов (базальтовых, пироксенитовых и перидотитовых коматиитов), присутствие ультрабазитов со специфическими структурами ("спинифекс"), свидетельствующими о подводных условиях излияний перидотитовых расплавов и т.п. И хотя дальнейшее накопление фактического материала заставило отказаться от упрощенных представлений, например о том, что коматииты встречаются только в архейских комплексах [282], и они действительно были

найлены среди более молодых образований, однако различие в частоте встречаемости этих пород в раннедокембрийских и более молодых комплексах оказалось статистически значимым [132].

Необходимо подчеркнуть, что значение петрогеохимических критериев для разработки вопросов тектоники очень заметно выросло в последнее десятилетие как в связи с появлением и развитием концепции тектоники плит, так и в связи с общим прогрессом петрологии и геохимии. Несомненно, что основы тектонического анализа с использованием петрологических данных и моделей были заложены Ю.М.Шейнманном, который в ряде работ показал или наметил зависимость между магматизмом и тектоникой [106, 107]. Позднее такой подход был развит исследованиями В.А.Кутолина, И.И.Абрамовича, И.Г.Клушина, Б.Г.Лутца, Н.Л.Добрецова [1, 25, 46, 51], использовавшими наиболее совершенные термодинамические модели, а также статистические методы обработки огромных массивов химических анализов горных пород. Нельзя не упомянуть также об исследованиях многих зарубежных ученых, внесших большой вклад в разработку проблем связи магматизма и тектоники [33, 81, 162, 179, 180, 187, 188, 205, 227, 228, 229, 230, 273].

В результате всех этих исследований выяснилось, что для целей тектонических реконструкций особенно большое значение имеют базальтовые и андезитовые вулканические серии, хотя нельзя не отметить, что вопросы геохимической типизации гранитоидов в последние годы также получили развитие. Для рассмотрения проблем тектоники раннего докембрия породы ультрабазит-базитовых вулканических серий представляются наиболее благоприятным объектом по двум соображениям.

Во-первых, для этих пород разработаны наиболее совершенные методы реконструкции первичного состава, что особенно важно при исследовании комплексов, в той или иной мере подвергшихся метаморфизму [300]. Для пород среднего и тем более кислого состава проблема определения первичного состава метаморфизованных пород остается недостаточно разработанной, а аналитический материал высокой степени достоверности, необходимый для тектонического анализа, только еще накапливается.

Во-вторых, магмы ультрабазит-базитового состава, согласно современным петрологическим моделям, генерируются в мантии и в слабой степени способны к контаминации корового материала. Это делает их наиболее чувствительными индикаторами глубинных процессов, так или иначе определяющих тектонические условия формирования геологических комплексов современности, которые могут быть использованы в качестве возможных аналогов структурно-вещественных комплексов раннего докембрия.

Эти соображения явились главными при выборе ультрабазит-базитовых ассоциаций для исследования тектонических условий формирования раннедокембрийских комплексов. Остальные методические подходы не были специфическими и включали общепринятые приемы: 1) набор аналитических данных путем специального опробования либо сбора опубликованных анализов; 2) составление достаточно больших по объему выборок для получения статистически значимых результатов при их обработке; 3) исследование петрогеохимических параметров в выборках с помощью разнообразных диаграмм, позволяющих определять первичную природу метаморфических пород и формационную принадлежность магматических пород

к образованиям, характерным для различных геодинамических обстановок. Такой методический подход является в своей основе модельно-целевым, так как в качестве критерия ценности геодинамических моделей признается не только их соответствие геологической реальности, но и возможность предсказания на их основе геологических явлений, доступных для эмпирической проверки. Последнее приобретает особенно важное значение в тех случаях, когда полученные выводы позволяют выработать новые направления поисков полезных ископаемых, локализующихся в раннедокембрийских комплексах.

Принимаемые модели геодинамических обстановок созданы на основе концепции тектоники литосферных плит, так как современные формационные классификации магматических серий разработаны в рамках основных положений этой концепции [1, 30, 228].

Можно, однако, заметить, что эти модели и вытекающие из них принципы формационного анализа оказываются вполне приемлемыми и с позиций современного учения о геосинклиналях, исходящего из представлений о формировании континентальной земной коры путем преобразования океанической коры [74, 75, 109, 110].

Наконец, необходимо отметить, что исследование вопросов тектоники на петрогеохимической основе является лишь одним из методов тектонического анализа и его результаты нельзя использовать в отрыве от другой геологической информации. В отношении к вопросам тектоники раннего докембрия это положение имеет особенно большое значение, так как применение принципов актуализма при изучении тектонических условий ранних стадий развития земной коры, естественно, возможно лишь с очень большой осторожностью и с учетом целой серии поправок и оговорок. На современном этапе развития петрологии и геохимии, вероятно, нельзя еще принимать выводы, следующие из анализа петрогеохимических параметров, за достоверные, если они не подтверждаются имеющейся геологической информацией. Однако несомненно и то, что этот новый метод тектонического анализа является перспективным направлением, заслуживающим разработки и дальнейшего развития, в том числе и применительно к вопросам тектоники раннего докембрия.

II. УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТЫ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ АЛДАНСКОГО ЩИТА КАК ИНДИКАТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ

Глава 3

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Раннедокембрийские образования, слагающие фундамент Сибирской платформы, обнажаются в пределах двух крупных выступов — Алданского и Анабарского щитов. Наиболее обширной и хорошо изученной областью распространения раннедокембрийских комплексов являются Алданский щит и прилегающая к нему с юга Становая область. Развитые здесь архейские и нижнепротерозойские образования принадлежат к двум тектоническим комплексам: гнейсово-гранулитовому фундаменту и троговому комплексу зеленокаменных или сланцевых поясов (тропо́вых прогибов). В составе обоих комплексов известны ультрабазит-базитовые породы, метаморфизованные в разной степени. Схема корреляции важнейших стратиграфических подразделений раннего докембрия Алданского щита и Становой области приведена в табл. 1. Необходимо отметить, что некоторые вопросы корреляции раннедокембрийских образований Алданского щита и Становой области остаются в настоящее время дискуссионными. Так, например, спорным является вопрос о возможности корреляции отложений тимптоноджелтулинской серии с батомгской, купуринской и олекминской сериями, хотя имеющиеся изотопические определения возраста и структурные взаимоотношения не противоречат предлагаемой трактовке. Выделение сутамской серии в качестве аналога иенгской, чогарской и курультино-гонамской серий не является общепринятым и произведено по результатам новейших исследований М.З.Глуховского, Л.П.Карсакова и некоторых других исследователей [19, 20, 35]. Следует только иметь в виду, что отложения, объединяемые в сутамскую серию, представлены основными кристаллическими сланцами верховьев р. Сутам и располагаются гораздо ниже в разрезе раннедокембрийских образований Алданского щита, чем биотит-гранатовые гнейсы сутамской свиты, обнажающиеся в нижнем течении р. Сутам и венчающие, по современным представлениям, разрез тимптоноджелтулинской серии [11]. Далеко не все исследователи принимают столь расширенное толкование объема станового комплекса, как это показано в табл. 1. Некоторые авторы относят к этому комплексу только верхнеархейские толщи, образующие, как полагают, верхний структурный этаж в составе гнейсово-гранулитового фундамента. Однако такое понимание представляется в значительной мере идеализированным, поскольку становой комплекс, несомненно, представляет собой гетерогенное сообщество разнообразных полиметаморфических образований, среди которых присутствуют как ретроградно метаморфизованные архейские породы гранулитовой фа-

Таблица 1. Схема корреляции раннедокембрийских образований Алданского щита и Становой области

Возраст	Алданский щит			Становая область	Тектонические комплексы
	Запад	Центр	Восток		
Ранний протерозой	Удоканская серия		Улканская серия	Желтулакская серия	Протоплат – форменный чехол и его аналоги
2 600 млн. лет – Поздний архей	Тасмизлинская серия Борсалинская серия	Субганская серия	Авгенкурская серия	Усть-гиллойская серия	Троговые структуры
3 000 млн. лет – Ранний архей	Олекминская серия	Царский комплекс	Тимптоно-желтулинская серия	Батомгская серия	
3 500 млн. лет – Ранний архей	Курультино-гонамская серия		Иенгрская серия	Сутамская серия	Купуринская серия
Катархей				Чогарская (курультино-гонамская) серия	

ции, так и прогрессивно метаморфизованные в амфиболитовой фации породы верхов архея и трогового комплекса [19].

Подчеркнем также, что дискуссионность вопросов корреляции раннедокембрийских образований в значительной мере проистекает от того, что многие комплексы разобщены разрывными нарушениями или более молодыми интрузиями гранитоидов, так что их стратиграфические взаимоотношения не могут наблюдаться непосредственно. Это относится ко многим подразделениям гнейсово-гранулитового фундамента и особенно к толщам, слагающим зеленокаменные и сланцевые пояса (троговый комплекс).

Несмотря, однако, на нерешенность многих вопросов стратификации, номенклатуры и корреляции раннедокембрийских толщ Алданского щита и Становой области, все более широкое признание получают представления о правомочности объединения их в два тектонически разнородных комплекса (гнейсово-гранулитового фундамента и зеленокаменных или сланцевых поясов), рассмотрению которых посвящена настоящая и последующие главы.

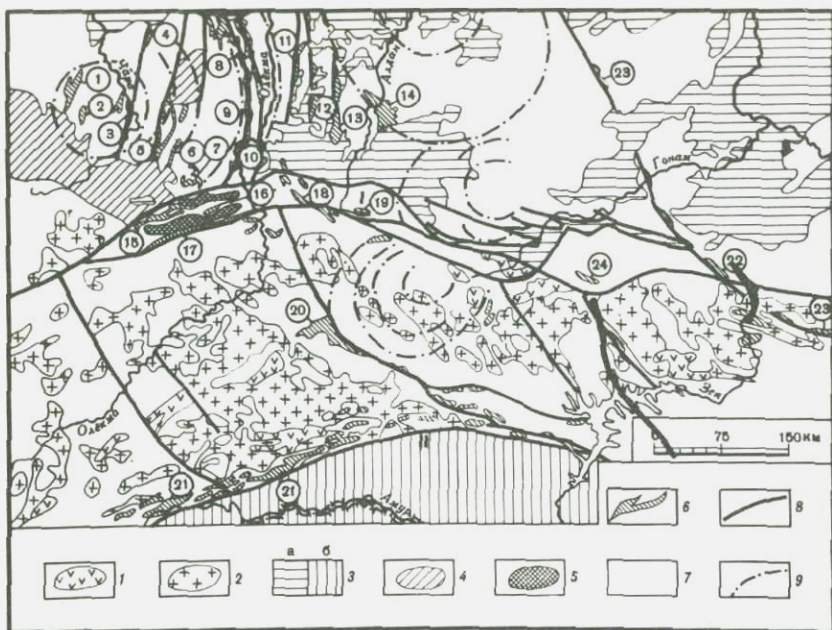
В состав раннедокембрийских комплексов Алданского щита и Становой области, несомненно, должен включаться еще и раннепротерозойский удоканский комплекс. Однако современные представления о ранних этапах эволюции континентальной литосферы обычно ограничиваются проблемами формирования комплексов кристаллического фундамента. Это позволяет не останавливаться специально на характеристике удоканского комплекса в настоящей работе, поскольку его принадлежность к протоплатформенному чехлу неоднократно освещалась в литературе, а тектонические условия формирования специально были рассмотрены В.С.Федоровским [5, 21, 71, 76, 97].

К метаморфическим комплексам гнейсово-гранулитового фундамента принадлежит прежде всего алданский комплекс, который наиболее изучен в центральной части Алданского щита и является типовым для нижнего докембрия Сибирской платформы [56]. Настоящая работа также базируется в основном на результатах исследования этого комплекса и его аналогов в Джугджуро-Становой области (рис. 1).

Краткая характеристика разрезов. Наиболее древние горизонты метаморфических серий гнейсово-гранулитового фундамента известны в составе катархейско-раннеархейского комплекса Становой области. Образования этого комплекса распространены в северной части Джугджуро-Становой области в пределах довольно широкой зоны, ограничивающей с юга Алданский щит, а также в западной части Алданского щита. Площади развития этого комплекса протягиваются в виде широкой полосы от р. Олекмы на западе до верховьев р. Зеи на востоке.

В пределах этой полосы рассматриваемые образования метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и образуют единый в структурном отношении комплекс, объединяемый под названием курультино-гонамского [10]. В разрезе курультино-гонамского комплекса выделены две серии: кабактинская и зверевская, которые, по существу, сложены тремя толщами. Нижняя толща мощностью более 6000 м охватывает всю кабактинскую серию и нижнюю часть зверевской серии (танграканская, аммунактинская, муравьевская и джилиндинская свиты). Она представлена основными кристаллическими сланцами (пироксеновыми, гиперстен-плагиоклазовыми, двупироксен-плагиоклазовыми) с включениями перцолитов и сапфиринсодержащих пород. Средняя толща соответствует средней части зверевской серии (холоднинской свите мощностью более 2000 м). В ее составе, помимо основных кристаллических сланцев, существенную роль играют глиноземистые породы (силлиманитовые и биотит-гранатовые гнейсы, иногда с графитом, корундовые породы, гранатовые гранулиты), а также мономинеральные и магнетитовые кварциты. Верхняя толща мощностью около 3000 м (курбаликтинская свита, по В.Г.Велужских и др.) имеет сложный состав. В ней, кроме кристаллических сланцев основного состава, много горизонтов и линзовидных прослоев кварцитов, глиноземистых пород, кальцифиров и амфиболитов, биотитовых плагиогнейсов. Мощность всего комплекса составляет 9–10 км. Возраст кристаллических сланцев из нижних частей разреза определялся калий-аргоновым методом по гиперстену и диопсиду в 4520 и 4580 млн. лет [15].

В западной части Алданского щита к катархейским образованиям относятся несмуринскую толщу, которая сложена гиперстенновыми, биотит-гиперстенновыми, амфибол-гиперстенновыми, амфибол-двупироксеновыми, двупироксеновыми кристаллическими сланцами и гнейсами. Видимая мощность толщи не более 3 км. Несмуринская толща преимущественно основных кристаллических сланцев залегает в основании чарской серии и перекрывается мощной (9–12 км) толщей разнообразных гнейсов и кристаллических сланцев. В основании этой толщи залегает мощная пачка высокоглиноземистых (иногда гиперстенсодержащих) гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями кварцитов. Чарская серия древнее 3000 млн. лет [94],



Р и с. 1. Схема геологического строения Алданского щита и Становой области

1 — верхнемеловые вулканогенно-осадочные образования; 2 — верхнеюрские—нижнемеловые гранитоиды; 3 — фанерозойские и верхнедокембрийские отложения: а — платформенного чехла, б — Монголо-Охотской складчатой области; 4 — нижнепротерозойские отложения удоканской серии протоплатформенного чехла; 5 — верхнеархейские—нижнепротерозойские габбро-анортозиты Каларского массива; 6 — верхнеархейские—нижнепротерозойские терригенно-вулканогенные образования трогового комплекса; 7 — катархейско-нижнеархейские комплексы гнейсово-гранулитового фундамента; 8 — главные глубинные разломы: I — Становой, II — Южно-Тукуринтский; 9 — элементы крупнейших кольцевых структур, отдешифрованные на космических снимках; номера на схеме — трого: 1 — Саймаганский, 2 — Торочанский, 3 — Чарский, 4 — Ималык-Тарынахский, 5 — Хани-Олондинский, 6 — Итчилякский (Эвонокитский), 7 — Тарагай-Хаинский, 8 — Темулякитский, 9 — Тасмилинский, 10 — Тунгурчинский, 11 — Борсалинский, 12 — Субганский, 13 — Амедичинский, 14 — Унгринский, 15 — Аяно-Бурпалинский, 16 — Имангринский, 17 — Каларский, 18 — Куртахский, 19 — Чульманский, 20 — Желтулакский, 21 — Амазар-Гильойская система трогов, 22 — Авгенкурский, 23 — Тыркандинская система трогов, 24 — Нижнежелендинский

так как радиологический возраст гранито-гнейсов, развитых по породам этой серии, достигает 3000 млн. лет (свинцовый метод по ортиту).

Вероятным аналогом верхней части чарской серии являются метаморфические толщи Олекминского района, объединяемые в олекминскую серию. Олекминская серия имеет мощность около 7000 м. В ее нижней части (нютская свита) преобладают глиноземистые (биотитовые, биотит-гранатовые), реже амфибол-биотитовые гнейсы с прослоями диопсидовых пород, амфиболитов, кварцитов. Вышележащая хойкинская свита характеризуется преобладанием амфиболитовых гнейсов и амфиболитов. Верхняя часть разреза (крестяхская и мордженская свиты) сложена чередующимися биотитовыми и амфиболитовыми гнейсами с прослоями биотит-гранатовых гнейсов и амфиболитов [10].

В центральной части Алданского щита в основании иенгрской серии, мощность которой достигает 12—14 км, залегают основные кристаллические сланцы (горбыляхская свита), которые представлены гиперстеновыми, двупироксеновыми, двупироксен-амфиболовыми, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми сланцами и гнейсами. Встречаются линзы кварцитов и биотит-гранатовых гнейсов. Мощность свиты (неполная) около 1500 м. Выше залегает верхнеалданская свита, сложенная кварцитами, биотит-гранатовыми, биотит-силлиманитовыми, биотит-силлиманит-кордиеритовыми, биотитовыми, гиперстеновыми, амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами с линзами амфиболитов. Мощность свиты 2000—2500 м. Еще выше, согласно современной стратиграфической схеме, выделяется нимнырская свита, сложенная основными (двупироксеновыми, гиперстеновыми, амфиболовыми) кристаллическими сланцами и гнейсами, переслаивающимися с биотит-гранатовыми, силлиманит-кордиеритовыми, биотитовыми графитсодержащими гнейсами, кварцитами, амфиболитами [10]. Ранее отложения, относимые к нимнырской свите, включались в верхнеалданскую свиту. Общая мощность отложений нимнырской свиты около 3000 м.

Залегающие выше основные кристаллические сланцы (главным образом двупироксеновые и амфиболовые) с прослоями биотитовых гнейсов и мощных (от 50 до 200 м) горизонтов мраморов, кальцифиров и диопсидовых кристаллических сланцев объединяются в федоровскую (продуктивную на флогопит и железо) и суннагинскую (инжакскую) свиты. Обе эти свиты ранее относились к иенгрской серии, однако в последнее время предлагается включать их в тимптонскую серию. [10] в связи с тем, что в основании федоровской свиты, по данным И.М.Фрумкина [100], имеется структурное несогласие. Мощность отложений федоровской и суннагинской свит составляет 2500—3500 м (каждой). На отложениях иенгрской серии залегает толща ритмично-слоистых гиперстеновых, двупироксеновых, амфиболовых кристаллических сланцев и биотитовых, биотит-гранатовых, биотит-гранат-силлиманитовых гнейсов. Весьма характерны линзовидные тела диопсидовых пород, мраморов и кальцифиров. Эта толща известна как кюриканская свита тимптонской серии, хотя в новой стратиграфической схеме ее предлагается относить к джелтулинской серии [10]. Монотонность состава кюриканской свиты, сложенной, по существу, чередующимися пироксеновыми и высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами и гнейсами, явилась причиной, по которой Д.С.Коржинский [40] назвал ее чарнокитовой серией. Мощность кюриканской свиты около 3000 м.

Разрез катархейско-нижнеархейских отложений центральной части Алданского щита заканчивается сутамской свитой джелтулинской серии, сложенной монотонной толщей биотитовых, биотит-гранатовых и гранатовых гнейсов с подчиненными прослоями пироксеновых, амфиболовых и биотит-графитовых гнейсов и кристаллических сланцев. Мощность свиты превышает 2000 м.

Общая мощность метаморфических толщ гнейсово-гранулитового фундамента составляет не менее 15—17 км. Некоторые исследователи оценивают ее в 20 и даже в 24 км [4, 10].

По предложению И.М. Фрумкина, выдвинутому в 1967 г., и в результате

детальных исследований В.Л. Дука и В.И. Кипула в последнее время утвердились представления о целесообразности объединения отложений тимтонской и джелтулинской серий в единый тимптоно-джелтулинский комплекс или серию [27, 100]. При этом в состав тимптоно-джелтулинской серии включаются отложения федоровской и иджакской свит, а в основании серии предполагается несогласие. Вопрос о наличии этого несогласия продолжает оставаться дискуссионным. Полагают, что в данном случае правильнее было бы говорить не об одном крупном стратиграфическом перерыве, а о нескольких локальных перерывах, сопровождавшихся формированием местных областей размыва и сноса материала кор выветривания. Возникновение таких перерывов наиболее вероятно в периоды перестройки фациального режима осадконакопления. Можно, однако, предположить, что такие размывы были характерны не только для интервала времени отложения федоровской свиты, но отмечались в течение всего периода формирования алданского архея. Это доказывается присутствием в разрезе иенгрской и тимптоно-джелтулинской серий значительного числа прослоев кварцитов, кварцито-гнейсов и высокоглиноземистых гнейсов и сланцев, представляющих собой первично-осадочные терригенные образования [45]. Среди этих пород известны и горизонты конгломератов (например, в низах верхнеалданской свиты), наличие которых также свидетельствует о кратковременных размывах и формированиях локальных поднятий во время накопления первичных вулканогенно-осадочных толщ катархейско-нижнеархейского комплекса.

На крайнем востоке Алданского щита гнейсово-гранулитовый фундамент сложен породами батомгской серии (утукаганская и маймаканская свиты), представленными преимущественно амфиболовыми и биотитовыми гнейсами с линзами мраморов и прослоями графитовых сланцев. Мощность серии достигает 10–12 км. Условно ее можно сопоставить с отложениями тимптоно-джелтулинской серии.

Отложения курультино-гонамского комплекса коррелируются с древнейшими горизонтами докембрия Алданского щита. В частности, нижняя (несмуринская) толща хорошо сопоставляется с имантраканской свитой западной части Алданского щита и горбыляхской свитой иенгрской серии центральной части щита. Средняя толща глиноземистых пород и кварцитов хорошо сопоставляется с давачанской свитой, залегающей в низах чарской гнейсовой серии непосредственно выше несмуринской толщи, и с верхнеалданской свитой иенгрской серии Алданского щита, располагающейся выше горбыляхской свиты. Предполагается, что толщи высокоглиноземистых пород и кварцитов в разрезах докембрия Алданского щита и Джугджуро-Становой области маркируют один и тот же стратиграфический уровень и представляют собой, вероятнее всего, переотложенные и метаморфизованные образования древнейшей коры выветривания, возникшей в результате дезинтеграции базальтового ложа [70, 71, 89, 99]. В качестве такого базальтового ложа можно рассматривать нижнюю толщу основных кристаллических сланцев курультино-гонамского комплекса и его аналогов, сформировавшихся на самых ранних (катархейских) этапах развития Земли. Средние и верхние толщи рассматриваемого комплекса, равно как чарской и иенгрской серий, с которыми они сопо-

ставляются, обычно датируют нижним археем. На основании этих данных курультино-гонамский комплекс относят к катархейско-нижнеархейским образованиям [19].

К образованиям этого возраста принадлежат также некоторые метаморфические толщи, развитые южнее Станового разлома и включавшиеся до недавнего времени в становой комплекс. Здесь в качестве аналогов курультино-гонамского комплекса выделяются толщи пород, метаморфизованные в гранулитовой фации метаморфизма, но подвергшиеся регрессивному метаморфизму и гранитизации в условиях амфиболитовой фации в раннем протерозое. Они обнажаются на западе Становой области в верховьях рек Амазар, Тунгир, Олекма и Нерча (Могочинский и Моклинский выступы), в центральной части Становой области в бассейне рек Нюкжа, Сивакан, Ток и Брянта (Сивакано-Токинский блок) и на востоке области (Чогарский блок). Понятия "блок" и "выступ" в данном случае являются условными, поскольку, по существу, образования катархейско-нижнеархейского комплекса указанных районов, как правило, не имеют четких тектонических ограничений и складат обширные поля среди мигматитов и гранито-гнейсов станового комплекса, имея с ними постепенные переходы.

Наиболее замечательной чертой рассматриваемых образований является то, что они обладают поразительным сходством в строении разреза с курультино-гонамским комплексом. Повсюду в нижних частях залегает 2–5-километровая толща основных кристаллических сланцев. Это аячинская и чадорская свиты Могочинского выступа, нижняя толща Сивакано-Токинского блока и курелахская свита чогарской (джанинской) серии в Чогарском блоке [19]. В средней части разреза (мощность 2–3 км), помимо кристаллических сланцев основного состава, присутствуют высокоглиноземистые и глиноземистые породы и кварциты. Этими породами сложена шуругинская свита Могочинского "выступа", средняя толща Сивакано-Токинского "блока" и ульгунская свита чогарской (джанинской) серии в восточной части Джугджуро-Становой области. Завершается разрез толщей (мощностью до 5 км), состоящей из кристаллических сланцев основного состава с подчиненными прослоями глиноземистых пород, кварцитов, кальцифиров, амфиболитов. Это амазарская и пуртовская свиты на западе области, верхняя толща Сивакано-Токинского "блока" и икандинская свита чогарской (джанинской) серии на востоке.

Тем не менее, несмотря на сходство в строении разрезов, катархейско-нижнеархейские образования этих районов отличаются от курультино-гонамского комплекса запада Алданского щита по типу складчатых структур и по характеру метаморфических преобразований пород. Здесь редко встречаются изометрические чашеобразные структуры и преимущественно распространены линейные формы и гранито-гнейсовые структуры. Что же касается состава метаморфических пород, то прежде всего необходимо отметить широкое распространение пород амфиболитовой фации метаморфизма. Минеральные ассоциации гранулитовой фации сохраняются здесь как реликтовые и диагностируются лишь при специальных петрографических исследованиях. Регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации выражается в раскислении плагию-

клаза, замещении гиперстена сине-зеленой роговой обманкой, а коричнево-бурой роговой обманки и граната биотитом и т.д. При полном замещении минералов гранулитовой фации основные богатые СаО породы превращаются в биотит-амфиболовые и амфиболовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы, а бедные СаО глиноземистые породы преобразуются в биотит-гранатовые плагиогнейсы, иногда содержащие дистен, ставролит и мусковит. В некоторых случаях наблюдаются неравновесные ассоциации, когда минералы, типичные для гранулитовой фации, встречаются в реликтах. Переходы пироксенсодержащих разностей пород в амфиболовые, биотит-амфиболовые плагиогнейсы и амфиболиты осуществляются как по простирацию, так и вкрест простираения толщ по мере увеличения степени мигматизации и гранитизации. Это обстоятельство определяет условность границ площадей распространения метаморфизованных пород рассматриваемого комплекса и постепенность их перехода к образованиям, относимым к становому комплексу. При этом необходимо отметить, что среди образований, подвергшихся регрессивному метаморфизму, удается достаточно уверенно выделять среднюю часть разреза, характеризующуюся наличием таких пород, как кварциты и глиноземистые кристаллические сланцы и гнейсы. Последние превращаются в своеобразные буроватые гранат-биотитовые, часто плитчатые: плагиогнейсы. Породы нижней и верхней частей рассматриваемого метаморфического комплекса, отличающиеся преобладанием богатых СаО пород основного состава, при регрессивном метаморфизме амфиболитовой фации превращаются в существенно амфиболсодержащие плагиогнейсы и кристаллические сланцы.

Таким образом, мы видим, что катархейско-нижнеархейские образования в пределах Джугджуро-Становой области слагают два разнородных комплекса. Первый представлен преимущественно монофациально метаморфизованными породами гранулитовой фации. Процессы регрессивного метаморфизма и раннепротерозойской гранитизации имеют здесь локальное ограниченное развитие. Второй комплекс представлен существенно переработанными толщами, сохраняющими лишь реликтовые признаки гранулитовой фации метаморфизма. Нахождение этих реликтов, а также анализ строения разреза метаморфических толщ позволяют выделять их из состава станового комплекса [35]. В структурном отношении эти образования сближаются со становым комплексом.

К образованиям катархейско-нижнепротерозойского (станового) комплекса относятся широко развитые в Джугджуро-Становой области полиметаморфические толщи, в которых опознание природы субстрата совершенно невозможно вследствие исключительно интенсивного проявления раннепротерозойской гранитизации и метаморфизма. Предполагается, что в значительной мере становой комплекс образован за счет переработки катархейско-нижнеархейских толщ, однако в его составе присутствуют и иные образования — такие, как архейские толщи — аналоги тимптоно-джелтулинского комплекса Алданского щита и верхнеархейско-нижнепротерозойские толщи трогового комплекса. В самых общих чертах состав станового комплекса характеризуется широкой гаммой метаморфических пород, плагиомигматитов и плагиогранито-гнейсов амфиболитовой фации метаморфизма. Прежде чем перейти к характеристике этого

гетерогенного комплекса, необходимо остановиться на истории его выделения, так как трудности изучения полиметаморфических образований обусловили существование различных, часто противоречивых взглядов на возраст, генезис и природу слагающих его пород.

Становой комплекс впервые выделен Д.С. Коржинским [40] как комплекс разнообразных гнейсов, мигматитов и "древнестановых" плагиогранитов и отнесен им к протерозойским образованиям — более молодым, чем гранулитовый архейский комплекс Алданского щита. Д.С. Коржинский полагал, что становой комплекс был образован в результате перекристаллизации, мигматизации и регрессивного метаморфизма более древних архейских пород под влиянием раннепротерозойской "древнестановой" гранитизации и представляет собой выведенный на поверхность фундамент протерозойской геосинклинали, отложения которой были смыты или сохранились в небольших тектонических блоках. Гипотеза Д.С. Коржинского основывалась на том, что в гнейсах станového комплекса он неоднократно находил реликты минералов гранулитовой фации метаморфизма.

Иное мнение было высказано Ю.К. Дзевановским, Н.Г. Судовиковым, В.Н. Мошкиным и другими исследователями, которые полагали, что становой комплекс является самостоятельным стратиграфическим подразделением, относится к раннему протерозою или позднему архею и представляет собой геосинклинальные образования складчатого обрамления Алданского щита [24]. Эти представления были положены в основу многих геологических и тектонических карт рассматриваемой области, в пределах которой выделялись метаморфические толщи иликанской, брянтинской и купуринской серий.

Породы иликанской серии выделены в западной части региона. В составе серии выделяются отложения чильчинской свиты преимущественно глиноземистых гнейсов и вышезалегающих кудуликанской, урюмской, джаянской, олдонгсинской и унахинской свит, состоящих главным образом из амфиболовых, амфибол-биотитовых, биотит-амфиболовых, реже биотитовых плагиогнейсов, часто мигматизированных и гранитизированных. Мощность серии оценивается в 12–15 км.

К брянтинской серии относились образования, развитые в центральной части области. В ее состав включались мультугинская свита существенно меланократовых амфиболовых гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов, утугайская свита примерно такого же состава и гудынская свита, где, кроме этих пород, отмечались биотит-гранатовые гнейсы, кварциты и кальцифиров. Мощность серии оценивалась в 8 км.

Купуринская серия выделена на востоке региона. В ее составе отмечены амфиболовые кристаллические сланцы и амфиболиты (лучинская, талыгинская свиты), иногда чередующиеся с биотитовыми гнейсами (удыханская и сугджарская свиты). В качестве одной из отличительных особенностей серии указывалось на присутствие в ее составе мраморов, кальцифиров, магнетитовых кварцитов. Мощность серии оценивалась в 26 км. Среди пород, слагающих перечисленные серии, неоднократно отмечались реликты минералов гранулитовой фации метаморфизма, свидетельствующие о регрессивном характере метаморфизма амфиболитовой фации.

В последние годы в результате более детальных геолого-съемочных работ и петрологических исследований удалось установить, что значительная часть территории, которая ранее относилась к раннепротерозойскому складчатому обрамлению Алданского щита, сложена толщами полиметаморфизованных пород, сопоставимыми с породами катархейско-нижнеархейского курультино-гонамского комплекса.

Например, в бассейне р. Нюкжи известны выходы гранулитовых пород курультино-гонамского комплекса, петрологически уверенно сопоставимые с породами иликанской серии. Отложения чильчинской свиты сопоставляются с толщей глиноземистых и высокоглиноземистых пород, залегающих в основании нижнего архея. Там, где выделялась брянтинская серия, располагается Сивакано-Токинский "блок", сложенный, по данным Л.П. Карсакова [35], гранулитовыми регрессивно метаморфизованными в амфиболитовой фации породами. Аналогичная картина наблюдается и на востоке области, в районе, где выделялась купуринская серия (Чогарский "блок"). Часть образований, ранее относившихся к купуринской серии (в частности, толщи с мраморами и кварцитами), рассматриваются в настоящее время как более молодые, принадлежащие так называемому троговому комплексу. К собственно купуринской серии станового комплекса, видимо, можно относить только некоторые толщи амфиболитовых и биотитовых гнейсов, прогрессивно метаморфизованных в амфиболитовой фации.

Выше уже упоминалось о сходстве разрезов этих толщ, включавшихся в становой комплекс, с разрезом курультино-гонамского комплекса. Все эти данные позволили исключить толщи с реликтами пород гранулитовой фации из состава собственно станового комплекса. К последнему, таким образом, следовало бы относить только породы, занимающие пространство между "блоками" катархейско-нижнеархейских образований и представленные разнообразными плагигнейсами (амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, амфибол-биотитовыми) и плагимиогматитами, где в палеосоме преобладают те же темноцветные минералы, что и в гнейсах, а также плагигранито-гнейсами и гнейсо-гранитами. Плагигнейсы станового комплекса по внешнему облику и минеральному составу очень близки к регрессивно метаморфизованным породам катархейско-нижнеархейского комплекса, отличаясь от них лишь отсутствием реликтов минералов гранулитовой фации. Наличие постепенных переходов между породами станового комплекса и образованиями катархея и нижнего архея, а также сходство минерального состава и облика гнейсов станового комплекса и высокотемпературных диафоритов, развитых по древнейшим гранулитовым образованиям, позволяют вслед за Д.С. Коржинским [40] рассматривать становой комплекс в основной его части как переработанные катархейско-нижнеархейские образования, подвергшиеся регрессивному метаморфизму, мигматизации и гранитизации. В результате этих процессов произошло выравнивание, гомогенизация вещественного состава древних толщ, вследствие чего становой комплекс не поддается стратиграфическому расчленению, как это оказалось возможным для прогрессивно метаморфизованных толщ курультино-гонамского комплекса.

Формирование станового комплекса связано с процессами гранитообра-

зования и охватывает, вероятно, большой интервал времени от начала гранитизации в раннем архее (эндрбиты и чарнокиты) и до становления палингенно-метасоматических гранитоидов в раннем протерозое. Известно, что в Олекмо-Витимской горной стране, где также широко проявились процессы раннепротерозойской гранитизации и где имеется такой возрастной репер, как нижнепротерозойская удоканская серия, радиологический возраст палингенно-метасоматических гранитов и плагиомигматитов, метаморфизирующих основание удоканской серии, равен 2420 млн. лет, а следующих за ними "очковых" метасоматических гранитов, граносиенитов и гранодиоритов — 2130 млн. лет [97]. Эти гранитоиды хорошо сопоставляются соответственно с древнестановыми плагиогранито-гнейсами и токсско-алгаминским комплексом гранодиоритов, широко развитых на хребтах Становой и Джугджур. Завершается раннепротерозойский этап гранитообразования на Становом хребте формированием гранитов чубачинского комплекса с возрастом 1800—1960 млн. лет, образующих уже дискордантные интрузивные массивы [19].

Строение станового комплекса характеризуется чрезвычайной сложностью: с положительными валоподобными и отрицательными структурами, образованными плагиогнейсами с полосчатыми мигматитами, сочетаются небольшие синклинали размером до нескольких километров в поперечнике и изометричные или слегка вытянутые гранито-гнейсовые купола. Линейные структуры не имеют однообразной ориентированности в пределах области. Их региональный структурный план меняется с запада на восток. Для западной части региона характерно северо-восточное направление линейных структур вплоть до долины р. Олекмы, где происходит плавный изгиб. К востоку от р. Олекмы характерно северо-западное простирание, а к востоку от р. Зеи вновь намечается изменение простирания складок до субширотного и северо-восточного. Развитие линейных структур, равно как и образование гранито-гнейсовых куполов, связано с процессами гранитизации, определяющими, таким образом, структурное своеобразие станового комплекса. Длительность процесса формирования субстрата и магматической, метаморфической и структурной его переработки позволяет датировать время формирования станового комплекса как катархейско-раннепротерозойское.

Как уже указывалось выше, корреляция разрезов архейских образований различных районов крайне затруднена тем, что в большинстве случаев контакты между сериями являются разрывными, а породы метаморфизованы в различной степени. Породы иенгской, сутамской и курультино-гонамской серий метаморфизованы в гранулитовой фации метаморфизма, однако во многих районах (особенно Станового хребта) они подверглись регрессивному метаморфизму амфиболитовой фации, который связан с процессами интенсивной более поздней гранитизации. Полагают, что наиболее древние метавулканические породы образуют базитовый фундамент, возникший на ранней (лунной) стадии формирования земной коры [70, 99]. Залегающая выше мощная толща высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов является хорошим маркирующим уровнем, по которому производится стратиграфическая корреляция. Эта толща рассматривается как серия метасадочных пород, образовавшихся вследствие развития кор выветривания и переотложения пелитового и кластическо-

го материала [89]. Вышележащая тимптоно-желтулинская гнейсовая серия сложена преимущественно метаосадочными породами и метавулканитами и, видимо, залегает на породах иенгской серии с перерывом.

Возраст комплексов гнейсово-гранулитового фундамента. О возрасте комплексов гнейсово-гранулитового фундамента можно судить прежде всего по тому, что они во многих районах с резким несогласием и разрывом перекрываются осадочными и вулканогенными отложениями рифея и нижнего протерозоя. Наибольшее значение для определения верхнего предела возраста гнейсово-гранулитовых комплексов имеют изотопические определения, результаты которых приведены в ряде обобщающих работ [11, 13, 14, 56]. Некоторые из этих определений упоминались выше при характеристике разрезов гнейсово-гранулитовых комплексов. Сводка наиболее представительных датировок приведена в табл. 2. Наибольшее число определений выполнено для молодых гранитов, пегматитов и метасоматических пород, широко распространенных как среди образований гнейсово-гранулитового фундамента, так и в пределах зеленокаменных и сланцевых поясов. Эти определения показывают, что в интервале 1800–2100 млн. лет раннедокембрийские комплексы Алданского щита подверглись интенсивной гранитизации и метаморфизму. Раннепротерозойская тектономагматическая переработка определила широкое проявление процессов ретроградного метаморфизма амфиболитовой фации и радиологическое "омоложение" пород гнейсово-гранулитового фундамента. Возраст пород гнейсово-гранулитового фундамента (тимптоно-желтулинская и иенгская серии) продолжает оставаться дискуссионным, несмотря на то, что для них сделано большое число изотопических определений. Наиболее достоверной датировкой до настоящего времени оставалось определение, выполненное В.А. Рудником, Э.В. Собоновичем и В.М. Терентьевым [85]. Ими получена Rb-Rb изохрона для пироксеновых кристаллических сланцев, которые они относили к иенгской серии, однако позднее была показана их принадлежность к тимптоно-желтулинской серии. Эта изохрона, рассчитанная по шести образцам, дает возраст 3300 ± 200 млн. лет. При исключении двух образцов, возможно, несколько омоложенных, был определен возраст 3500 ± 400 млн. лет. По кальциту и магнетиту из этих пород получена изохрона 3100 ± 200 млн. лет. Все эти датировки вряд ли отражают время осадконакопления, так как трудно себе представить, что при метаморфизме в условиях гранулитовой фации изотопные соотношения не подверглись изменениям. Более вероятно, что эти цифры характеризуют время одного из ранних этапов метаморфизма [56]. Следовательно, можно вполне обоснованно предполагать, что время образования первичных пород тимптоно-желтулинской серии может превышать 3000–3300 млн. лет. Для иенгской серии и ее аналогов в этом случае необходимо допускать возраст более древний, чем 3500 млн. лет [82, 83].

Действительно, для пород федоровской свиты, относившейся ранее к иенгской серии, а сейчас помещаемой в основании разреза тимптоно-желтулинской серии, известны и более древние датировки. Так, наиболее древние возрасты от 3500 до 5400 получены С.С. Яковлевой К-Ar методом для диопсидовых пород. Наклон изохроны, построенный по девя-

Таблица 2. Изотопические определения возраста пород гнейсово-гранулитового фундамента Алданского щита

Геологические комплексы	Порода или минерал	Метод	Возраст, млн. лет
Граниты и пегматиты	Мусковит	K-Ar	1780 ± 100
	"	"	1921 ± 31
	"	"	1942 ± 76
	"	"	1982 ± 107
	Микроклин	Rb-Sr	1900 ± 120
	Биотит	"	1950 ± 100
	"	"	1980 ± 100
	"	"	2110 ± 120
	"	K-Ar	1862 ± 20
	Ортит	Pb-Pb	2010
	Циркон	Pb-U-Th	1860 ± 50
	Гранит	Pb-Pb	1830 ± 50
	"	"	2180 ± 50
"	K-Ar	1825 ± 100	
Метасоматические породы	Флогопит	Rb-Sr	1980 ± 25
	"	"	2030 ± 90
	"	K-Ar	1930 (среднее из 9 определений)
	"	"	1910 (среднее из 9 определений)
	Биотит	"	1800 ± 100
	"	"	1900 ± 100
Граниты черно-китовые и пегматиты	Биотит	K-Ar	1875 ± 100
	Диопсид	"	1950 ± 50
	Гиперстен из чарнокитового гранита	K-Ar	2880
	Пегматит	"	2540
	"	Pb-U	3000 ± 1000
	Ортит	"	2600 ± 200
	"	"	"
Тимптоно-желтулинская серия	Мрамор	Pb-U	2330 ± 50
	"	"	2660 ± 80
	"	"	2870 ± 160
	"	"	3000 ± 240
	"	"	3200 ± 500
	Пироксеновый сланец	Pb-Pb	2600 ± 200
"	"	3300 ± 200	
Иенгрская серия	Пироксеновый сланец	Rb-Sr	3960 ± 35
	Чарнокитовый гранит	Th-Pb	4000 ± 1000

ти определениям, дает возраст 4200 ± 500 млн. лет, причем изохрона проходит через начало координат. Это свидетельствует о том, что в исследованных образцах нет оснований предполагать наличие избыточного аргона. Тем не менее, поскольку ошибки измерений содержания ^{40}Ar были значительными, эта изохрона не может считаться достоверной [14]. Определения Rb-Sr методом по пироксеновым кристаллическим сланцам иенгрской серии и чарнокитовым гранитам показали возраст 3960 ± 35 млн. лет. Однако изохрона 3960 ± 35 млн. лет получена по малому числу точек и ее слабая обоснованность оговаривается С.Б. Брандтом и др. [8], которые указывают, что полученные цифры необходимо тщательно проверить другими методами, прежде чем можно будет считать их действительно характеризующими древнейший для земной коры возрастной рубеж.

В самое последнее время появились новые сообщения о результатах геохронологических исследований архейских комплексов Алданского щита и Становой области, которые подтвердили предположение о раннеархейском или катархейском возрасте древнейших комплексов. Так, для гранито-гнейсов могочинской серии Становой области, отложения которой коррелируются с образованиями иенгрской и курультино-гонамской серий, по образцам, не несущим видимых следов гранитизации, Pb-Pb методом получена изохронная датировка 3900 млн. лет. Для вышележащих метаморфических пород и гранито-гнейсов никитинской серии Могочинского выступа Pb-Pb изохронным методом определен возраст 3600 ± 200 млн. лет [31]. Полученные данные указывают на то, что время образования исходных метаморфических пород могочинской и никитинской серий может относиться к рубежам 3800–3600 млн лет.

Новые геохронологические исследования метаморфических пород центральной части Алданского щита также позволили получить дополнительные данные. Так, для мраморов федоровской серии по свинцово-актиноурановой изохроне определен возраст 3660 ± 78 млн. лет, а для кристаллических сланцев и мраморов тимптоно-желтулинской серии получен свинцово-изохронный возраст 2330 ± 180 млн. лет. Для мраморов иджакской свиты, выделенной из состава федоровской свиты, получена свинцово-изохронная датировка 2700 ± 500 млн. лет [32].

Эти новые данные достаточно хорошо согласуются с ранее полученными определениями и в целом свидетельствуют о большой вероятности древнего (более 3500–3900 млн. лет) возраста отложений иенгрской, курультино-гонамской и сутамской серий Алданского щита и Становой области, хотя вполне надежных геохронологических доказательств этого пока что нет. Отнесение этих образований к катархейским остается, следовательно, в известной мере условным.

Геохронологические данные подтверждают предположение о возможности существования перерыва между иенгрской и тимптоно-желтулинской сериями.

Следующим значительным тектономагматическим событием явилась эпоха гранулитового и амфиболитового метаморфизма и гранитизации с развитием древнейших плагиоклазовых гранитоидов типа чарнокитов и эндербитов с возрастом 3000–2800 млн. лет. Эта эпоха предшествовала заложению троговых структур, которое датируется 2600 ± 100 млн. лет.

Наконец, последняя наиболее интенсивная эпоха гранитизации раннедокембрийских комплексов, определившая кратонизацию Алданского щита и прогрессивный метаморфизм пород зеленокаменных и сланцевых серий, датируется 1800–2200 млн. лет. К этой эпохе относится закрытие биотитовых и амфиболовых К-Аг изотопных систем и стабилизация кристаллического фундамента Сибирской платформы [56]. Естественно, что наиболее многочисленные К-Аг определения возраста гранитов, мигматитов и пегматитов, встречающихся в алданском комплексе и его аналогах, датируют именно этот этап эволюции раннедокембрийских комплексов. Важное значение этого этапа подтверждается определениями Pb-Sr методом, дающими величины 1980 ± 25 и 2248 ± 39 млн. лет [8].

Основные черты структуры. В раннедокембрийских комплексах Алданского щита наблюдаются складчатые структуры трех циклов деформации [27]. Складки первого, наиболее древнего цикла установлены только в породах иенгурской серии и ее аналогах. Они большей частью уничтожены более поздними проявлениями складчатости, однако в породах сугамской и курультино-гонамской серий местами наряду с типичными для раннедокембрийских комплексов более поздними структурными формами, такими, как гранито-гнейсовые купола и системы линейных складок, наблюдаются и крупные более или менее изометричные отрицательные (чашеобразные) структуры. По соотношениям этих структур установлено, что чашеобразные складки являются наиболее древними, тогда как овоидные (купольные) и частично линейные структуры являются более поздними образованиями и в значительной мере связаны с проявлениями позднеархейского и раннепротерозойского гранитоидного палингенного магматизма. Наиболее отчетливо эту особенность структуры курультино-гонамского комплекса можно показать на примере участка с относительно слабо проявленными процессами гранитизации в бассейне р. Сутам (рис. 2). Метаморфический комплекс р. Сутам слагает чашеобразную структуру, оборванную по краям крупными разломами. Крылья чаши наклонены под углами $50\text{--}60^\circ$. В ее центральной части отмечается хаотическое скопление кольцевых, овальных и амбовидных синформных структур размером от 2×2 до 10×8 км с пологим наклоном крыльев ($20\text{--}40^\circ$). Эти структуры разделяются узкими, иногда гребневидными антиформами. Основная масса прослоев кварцитов, широко развитых в этом районе вместе с глиноземистыми породами, сконцентрирована в центральной части чаши, поскольку они приурочены к верхам разреза метаморфического комплекса. Пласты кварцитов образуют в плане кольца и овалы, подчеркивая сложный структурный узор центральной части чаши. В районе центрикулярного замыкания Сутамской чаши на ее западном фланге широко развиты гиперстеновые гранито-гнейсы (эндербиты, чарнокиты), а также лейкократовые гранитные мигматиты и аляскитовые граниты. Последние, очевидно, образовались в процессе гранитизации metabазитовых пород субстрата в архейское время (радиологический возраст аляскитовых гранитов, установленный по К-Аг методу, 2910 млн. лет). Мигматиты и аляскитовые граниты слагают положительные структуры линейных антиформ (гнейсовых валов), образуя в плане систему сложно перештетающихся линзовидных полос, ориентированных в северо-западном направлении.

Чашеобразные структуры, сходные с Сутамской, известны и в других

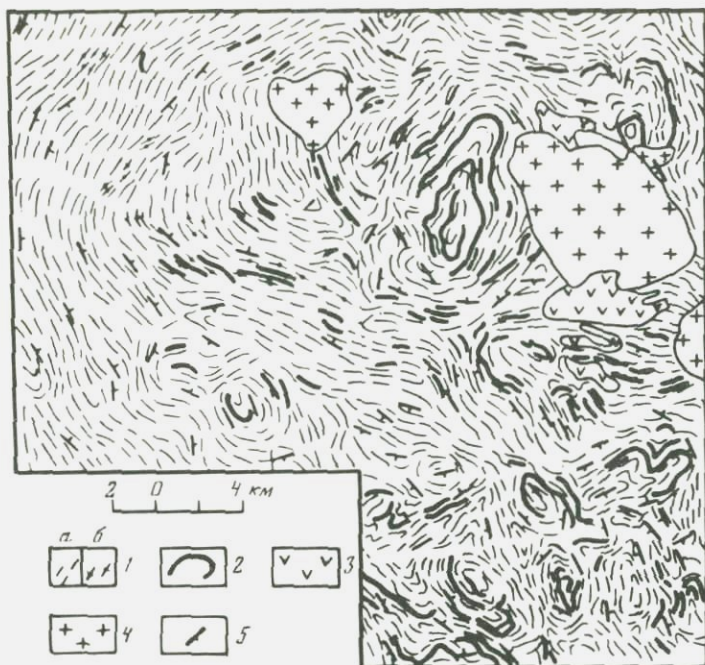


Рис. 2. Структурная схема Сутамской чашеобразной синклинали [21]

1 - сланцеватость в породах сутамской серии: а - в пироксеновых сланцах (метавулканитах), б - в глиноземистых сланцах (метапелитах); 2 - железистые кварциты; 3 - габбро-анортозиты; 4 - юрско-меловые граниты; 5 - ориентировка сланцеватости

районах развития курультино-гонамского комплекса. Наиболее крупными являются Альванарская структура на востоке и Верхнеалданская - на западе. Предполагают, что эти отрицательные структуры являются наиболее древними тектономагматическими (возможно, вулканотектоническими) структурами, сохранившимися в качестве реликтовых форм на участках, слабо переработанных при архейской гранитизации и последующих дислокациях [21].

Крупные чашеобразные синклинали, достигающие размеров 80×130 км, всегда осложнены мелкими разноориентированными складками. Относительно пологонаклонные ($25-45^\circ$) крылья синклиналей деформированы линейными складками более поздних этапов деформации. Это позволяет предполагать, что из складчатых структур ранних этапов деформаций положительные прямые складки были изменены впоследствии до полной неузнаваемости, тогда как отрицательные складки частично сохранились в виде чашеобразных синформ. Можно думать, что характерное для ранних стадий деформации развитие линейно вытянутых складок [114] не было повсеместным, а захватывало лишь зоны, разделяющие относительно стабильные участки (блоки), возможно, отвечающие древнейшим бассейнам накопления ("опадам седиментации", по А.М. Смирнову и др. [91]) вулканогенно-осадочных толщ раннего докембрия. Такая картина прост-

ранственного размещения зон, различающихся по характеру проявления складчатых деформаций, лучше согласуется с представлениями о структуре поля напряжений эпохи нелинейной (или полигональной) тектоники [61, 62].

Общее строение гнейсово-гранулитового фундамента Алданского щита в наибольшей мере определяется складками второго цикла деформаций, к которому относится формирование кольцевых структур, отвечающих сложным гранито-гнейсовым куполам или овалам, и разделяющим их зонам сжатых линейных складок. Для характеристики региональной структуры раннего докембрия Алданского щита и Становой области особенно важны структуры среднего размера, измеряемые в поперечнике первыми сотнями километров. Некоторые исследователи рассматривают эти структуры не только как структурные элементы, но и как средние по размерам прототипические фемические и сиалические зоны [105]. Анализ пространственного размещения концентрически-кольцевых структур этого этапа деформаций был выполнен на основе дешифрирования космических снимков низкого разрешения [19, 208].

Наиболее четко интерпретируемые элементы этих структур показаны на рис. 1. В пределах Алданского щита и Становой области известно 10 таких структур диаметром от 50 до 400 км. Простираения сланцеватости в породах гнейсово-гранулитового фундамента в большинстве случаев субпараллельны дуговым линеаментам, интерпретируемым на космических снимках, которые частично совпадают с крупными разломами и зеленокаменными поясами.

Предполагается, что формирование гранито-гнейсовых овалов связано с процессами гранитизации и разуплотнения материала базитовой протокоры. Это предположение согласуется с результатами оценки распространенности пород различной плотности, выполненной путем подсчета площадей положительных остаточных аномалий поля силы тяжести, рассчитанных до глубины 15 км при принятой плотности промежуточного слоя $2,3 \text{ г/см}^3$. Распространенность более плотных гранитизированных пород гнейсово-гранулитового фундамента (с плотностью $2,95\text{--}3,5 \text{ г/см}^3$) оценивалась по размеру площадей положительных остаточных гравитационных аномалий. Площади кольцевых структур были разделены концентрическими окружностями на центральную (от центра до $2/3$ радиуса) и внешнюю (от $2/3$ до $3/4$ радиуса) зоны. Результаты подсчета площадей остаточных аномалий показывают, что породы высокой плотности вполне определенно избегают центральных зон кольцевых структур. Здесь располагается всего 2,5% площадей остаточных аномалий. Более 66% площадей их распространения располагается в пределах внешних зон кольцевых структур. Зона Станового разлома четко следует главным образом по периферическим частям кольцевых структур. вполне возможно, что эта крупнейшая разломная зона Алданского щита заложились в раннем докембрии как система соединившихся внешних частей кольцевых структур. Если отнести зону Станового разлома к внешним частям кольцевых структур, то общая площадь положительных остаточных аномалий, попадающих в периферические зоны кольцевых структур составит около 75% [208].

Более детальные геолого-геофизические исследования, проведенные в пределах некоторых кольцевых структур Алданского щита, подтвержда-

ют представления об этих структурах как о сложных антиклинорных оvoidных (купольных) формах, образовавшихся в результате развития очагов гранитизации. Так, например, для Гилюйской кольцевой структуры, имеющей диаметр около 80 км, установлена ее выраженность в аномальном магнитном поле и закономерное распределение пород повышенной плотности (до $3,26 \text{ г/см}^3$) в кольцевой периферической зоне. Отмечается, что кристаллизационная сланцеватость в метаморфических образованиях гнейсово-гранулитового фундамента ориентирована большей частью конформно Гилюйской кольцевой структуре, а в ее периферической зоне располагается широкая полоса бластомилонитов амфиболитовой фации. Эта кольцевая тектоническая зона контролирует размещение архейских габброидов, формирующих линзовидные тела в периферической зоне структуры, что свидетельствует о ее древнем (раннеархейском) заложении, хотя в последующей геологической истории эта кольцевая структура также играла большую роль. В частности, для Гилюйской и других кольцевых структур Становой области установлены наложение процессов мезозойского зеленосланцевого метаморфизма (диафореза) на древние бластомилониты и приуроченность массивов мезозойских гранитоидов, с одной стороны, к внешним зонам кольцевых структур, а с другой — к их центральным частям. Сходная картина пространственного размещения гранитоидов и основных гранулитов установлена для Зейской кольцевой структуры. Очень ярко выражена приуроченность мезозойских щелочных интрузий к центральной части Алданской кольцевой структуры.

Устанавливаемое таким образом распределение пород различной плотности в гнейсово-гранулитовом фундаменте Алданского щита хорошо согласуется с идеями Е.В. Павловского [71] о развитии земной коры материков и с представлениями о кольцевых структурах как очагах гранитизации и разуплотнения базитовой протокры. Можно предполагать, что эволюция гранито-гнейсовых овалов сопровождалась базификацией пород и формированием локальных стрессов в периферических частях кольцевых структур. Следствием этого, видимо, явился метаморфизм пород гранулитовой фации высоких давлений и выплавление известково-щелочных расплавов, давших начало габбро-анортозитовым комплексам во внешних зонах кольцевых структур и в пределах зон повышенной проницаемости, соответствующих зонам крупных разломов [208].

Складчатые деформации третьего цикла явились главнейшими для консолидации земной коры Алданского щита и преобразования первичной континентальной коры (называемой иногда протометаморфическим слоем) в зрелую континентальную кору. Важнейшими новообразованными структурными формами этого цикла явились зеленокаменные или сланцевые пояса (троговые структуры), которые будут рассмотрены в следующем разделе, а также гранито-гнейсовые купола сравнительно небольшого размера, завершающие развитие купольных структур предыдущего этапа.

Основные черты металлогении. Металлогеническая характеристика гнейсово-гранулитового фундамента определяется сочетанием месторождений, генетически связанных с процессами седиментации, метаморфизма и постметаморфической гидротермально-метасоматической переработки пород собственно гнейсово-гранулитовых комплексов, и месторождений,

связанных со значительно более молодыми проявлениями магматизма и гидротермальной деятельности (протерозойских и мезозойских).

Экономическое значение месторождений мезозойской, вендской и протерозойской эпох активизации на Алданском щите достаточно велико. Однако для целей настоящей работы представляется возможным ограничиться краткой характеристикой месторождений, непосредственно связанных с формированием и переработкой пород гнейсово-гранулитового фундамента.

Наибольшее значение в породах гнейсово-гранулитового фундамента имеют месторождения железа, флогопита и пьезокварца.

Железорудные месторождения принадлежат к двум генетическим типам — железистых кварцитов и магнетитовых магнезиально-скарновых руд.

Магнетитовые кварциты слагают пласты среди кристаллических сланцев основного состава (метабазитов) и приурочены к отложениям иенгской (а также курултинской) или низам тимптоно-желтулинской серий. Месторождения невелики по размерам и представлены пластовыми залежами мощностью 2—10, редко до 20 м, протягивающимися на 0,6—2 км. Содержание железа в кварцитах 25—40%. Нередко сближенные пласты магнетитовых или пироксен-магнетитовых кварцитов образуют рудные пачки мощностью до 150 м. Обычно месторождения железистых кварцитов приурочены к синклинальным складкам (Леглиерской, Сутамской и др.).

Месторождения магнезиально-скарновых руд сосредоточены в Леглиерском, Дес-Сиваглинском и Эмельджакском рудных районах. Они обнаруживают четкую приуроченность к отложениям федоровской свиты, в составе которой известно большое (10—15% объема) количество линз и прослоев магнезиальных карбонатных пород. Мощность отложений рудоносной свиты 2300—3100 м. Рудные залежи имеют преимущественно пластовую и субпластовую форму с отношением мощности к длине от 1/15—1/25 до 1/50—1/100. Железорудные месторождения локализируются почти исключительно в синклинальных складках (Леглиерской, Дес-Хатыминской и др.) и приурочены в целом к Унгра-Тимптонскому синклинорию [13], располагающемуся на южной периферии Центрально-Алданского купола.

Железные руды залегают среди доломитовых мраморов или кальцифиров, реже — среди магнезиальных скарнов, к которым в зонах интенсивного развития складчатости и будинажа приурочены и флогопитовые породы. Руды почти исключительно магнетитовые, с незначительным содержанием сульфидов. Содержание железа в рудах от 35 до 50%.

Магнетитовые кварциты рассматриваются как метаморфизованные в условиях гранулитовой фации первично-осадочные рудные компоненты вулканогенно-осадочных комплексов метабазитового типа. Магнетитовые руды магнезиально-скарнового типа также считаются первично-осадочными образованиями, претерпевшими региональный метаморфизм и метасоматическую переработку.

На некоторых железорудных месторождениях Центрально-Алданского района существенное значение имеет борная минерализация. Наибольший практический интерес представляют людвигит-магнетитовые и ссайбелиит-магнетитовые комплексные руды месторождений Таежное и Магнетитовое [13]. Борные минералы обычно встречаются в магнезиальных скарнах

в ассоциации с клиногумитом и серпентином (по форстериту), реже флогопитом, шпинелью, клинопироксеном, магнетитом. Неизменный людовигит встречается редко. Большой частью он на 30–70% замещен ссайбелиитом и магнетитом. Людовигит и магнетит обычно развиваются по более ранним минералам, главным образом пироксену и форстериту.

Борато-магнетитовые руды слагают пласто- и линзообразные залежи, подчиненные общим формам железорудных тел, часто залегающих согласно с вмещающими породами. На контактах с доломитовыми мраморами борато-магнетитовые рудные тела часто сопровождаются ореолами вкрапленных руд мощностью до 2 м, причем эти ореолы нередко ориентированы вкрест простиранию пород и, видимо, приурочены к поперечным нарушениям.

На месторождении Магнетитовое, помимо людовигитовых и ссайбелиитовых руд, наблюдаются участки флюоборитовой минерализации. На Пионерском месторождении встречаются метасоматические гнезда турмалина, заключенные в пироксен-скаполитовых породах.

С мезозойскими интрузиями, прорывающими архейские скарны и кальцифиры федоровской свиты, известны проявления датолитовой минерализации. Датолит встречается в диопсидовых и флогопитовых кальцифирах, диопсидовых и пироксен-гранатовых скарнах, образуя иногда гнезда до 40 см в поперечнике.

подавляющая часть скарновых месторождений флогопита, так же как и магнетита, размещается в пачках диопсидовых пород, доломитовых мраморов и кальцифиров федоровской свиты на периферии Центрально-Алданского купола. Согласно представлению, выдвинутому Д.С. Коржинским, эти месторождения являются контакто-реакционными образованиями и возникли в результате магматического замещения высокомагнезиальных пород и последующей гидротермальной деятельности. Ранняя стадия соответствовала температурным границам гранулитовой фации (800–700°C), поздняя – переходу от гранулитовой фации к амфиболитовой (700–550°C). Возраст вмещающих толщ оценивается древнее 2,5–3 млрд. лет, магнезиальных скарнов – в 2,4–2,2 млрд. лет. Таким образом, формирование месторождений флогопита и магнетита было связано с заключительным этапом структурно-метаморфической эволюции гнейсово-гранулитового комплекса, когда этот комплекс подвергся интенсивной гранитизации и наложенному метаморфизму амфиболитовой фации [27]. Соответственно структуры месторождений определяются морфологией складок метаморфических пород, количеством продуктивных горизонтов и пространственным расположением зон глыбовых и сетчатых мигматитов.

В центральной части Алданского щита, где мощность федоровской свиты достигает 3100 м, пласты и линзы магнезиально-карбонатных и магнезиально-силикатных пород вместе с рудоносными скарнами сосредоточены в четырех продуктивных горизонтах мощностью от 100 до 500 м. Внутри продуктивных горизонтов пластообразные рудные залежи чередуются с гнейсами и кристаллическими сланцами, однако присутствие карбонатных пород является обязательным – в этом проявляется литологический контроль оруденения.

Литологические факторы играют важную роль и в локализации пьезокварцевых месторождений. Все они залегают в кварцитах верхнеалдан-

ской свиты, т.е. нижней части раннеархейской иенгской серии [13]. Мощность верхнеалданской свиты оценивается в 2500—3500 м. Кварциты содержат тонкие прослои амфиболитов, высокоглиноземистых и основных кристаллических сланцев. Месторождения приурочены к мелким складкам, осложняющим крупные пликативные структуры. Такие складки рассеяны многочисленными дизъюнктивными нарушениями, в которых и локализируются хрусталеносные жилы и жильные зоны.

Наблюдается четыре структурно-морфологических типа хрусталеносных зон: 1) жильные зоны большой протяженности, приуроченные к зонам рассланцевания и систем сколовых трещин; 2) короткие мощные кварцевые жилы в трещинах разрыва; 3) штокверковые зоны; 4) столбообразные кварцевые тела в местах пересечения отдельных жил. Контакты хрусталеносных жил с вмещающими кварцитами бывают как резкими, так и постепенными. Наиболее характерные формы кристаллов — длиннопризматическая, обелисковидная; реже встречаются короткостолбчатые бочковидные кристаллы. Размеры по длинной оси от 3 до 60 см. Обычно кондиционные кристаллы бесцветные, реже — дымчатые или окрашенные (цитрин, морион, раухтопаз). Считается, что они возникли в раннем протерозое в результате переотложения кремнезема высокотемпературными метаморфогенными растворами. Открытые полости с кристаллами пьезокварца обычно располагаются внутри жил и редко — во вмещающих перекристаллизованных кварцитах.

Высокоглиноземистые породы архейских толщ Алданского щита и Становой области нередко характеризуются высоким (до 25—30% и более) содержанием силлиманита и кианита. Предполагается, что из таких пород возможно получение концентратов с содержанием силлиманита более 60%, которые будут пригодны для промышленного использования [13]. Попыты по обогащению, проведенные для пород с содержанием 9,9—11,5% силлиманита, не позволили пока получить кондиционных концентратов, однако такая возможность представляется вероятной для исходных пород с более высоким содержанием глинозема. Значительные запасы (десятки млн. т) отдельных месторождений высокоглиноземистых пород позволяют считать их потенциально перспективными источниками алюминия.

С раннепротерозойской эпохой метасоматической переработки архейских комплексов Алданского щита связаны месторождения апатита. Как залежи магнетитовых и флогопитовых руд, так и месторождения апатита приурочены к магниезиальным скарнам, развивающимся в карбонатных породах федоровской свиты. Наиболее крупным месторождением этого типа является Селигдарское, где апатит-кварц-гематит-карбонатные руды слагают эллипсоидное тело размером 2,21 × 1,02 км и прослежены на глубину до 1,6 км. Содержание апатита в рудах от 40 до 10%, среднее содержание пятиоксида фосфора 6,43%. Апатит относится к фторгидроксидовой разновидности. В составе руд, кроме апатита, кварца, гематита (маргита), карбонатов (доломита и кальцита), в небольших количествах наблюдаются плагиоклаз, калиевый полевой шпат, флогопит, хлорит, эпидот, серпентин, роговая обманка, ангидрит и диопсид. Выделяются руды с массивной, полосчатой и брекчиевидной текстурой. Все они слагают секущие живообразные и штокообразные тела с реликтами незамещенных вмещающих пород и в ряде случаев с отчетливой метасоматической зо-

нальностью симметричного типа с периферическими меланократовыми (обогащенными мартитом) зонами и центральной лейкократовой зоной апатит-карбонатного состава [115].

Кроме Селигдарского месторождения, в Центрально-Алданском районе известны и другие месторождения апатита аналогичного типа (Нирянжа, Нимгеркан, Осенний лист, Капля и др.). Запасы пятиокси фосфора, подсчитанные на Селигдарском месторождении до глубин 500–600 м, оцениваются в 130 млн. т при среднем содержании пятиокси фосфора 6–7% [13].

Генезис апатитовых месторождений является предметом дискуссии. Приуроченность апатитовой минерализации к карбонатным породам федоровской свиты свидетельствует в пользу осадочно-метаморфогенного гидротермально-метасоматического генезиса месторождений. Их связь с протерозойской эпохой тектонотермальной переработки архейских осадочно-вулканогенных комплексов, включающих ультрабазит-базитовые ассоциации пород, подтверждается геохронологическими данными, свидетельствующими о возрасте апатитовой минерализации 1700–1800 млн. лет, близком к возрасту флогопитовой минерализации [13, 115]. Вместе с тем морфология рудных тел, общая зональность рудной залежи (сходная с наблюдаемой в трубчатых телах) и некоторые типоморфные минералогеохимические особенности апатита указывают на возможность карбонатитовой природы апатитовой минерализации Селигдара. В последнее время наметилось некоторое сближение этих точек зрения, связанное с развитием представлений о генезисе месторождения в связи с образованием вулканической трубки взрыва и последующим развитием кальдеры проседания [115]. Эти представления довольно близко совпадают со взглядами на формирование апатитоносных мантийно-коровых карбонатитов, предполагающими частичное заимствование ряда компонентов (в том числе фосфора) из корового субстрата и широкое развитие метасоматических процессов. Видимо, месторождения апатита Алданского щита являются сложными в генетическом отношении образованиями, однако в любом случае необходимо допускать зависимость их происхождения от близости относительно богатых фосфором пород ультрабазит-базитовой ассоциации, играющих значительную роль в составе иенгрской серии и ее аналогов.

ТРОГОВЫЙ КОМПЛЕКС

Существование троговых структур как самостоятельного типа докембрийских грабенообразных прогибов в западной части Алданского щита было впервые показано Е.М. Лазько и Г.Б. Митичем. В бассейне верхнего течения р. Чуги эти исследователи отметили, что метаморфизованные вулканогенно-терригенные отложения выполняют изолированные грабены (обособленные тектонические структуры), более молодые, чем обнажающиеся по бортам архейские образования [47]. В последующие годы исследования Ю.К. Дзевановского и Е.П. Миронюка (1954–1958 гг.) позволили значительно уточнить и расширить знания о составе и строении геологических комплексов Алданского щита и Становой области, более молодых, чем метаморфические образования иенгрской, тимптонской и джелтулинской серий архея [24, 55].

В дальнейшем в связи с расширением геологических работ в этом районе вопросы тектоники, магматизма и металлогении приразломных прогибов изучались многими геологами — Е.П. Миронюком, Л.И. Салопом, М.З. Глуховским, В.А. Кудрявцевым, А.Ф. Петровым, Л.М. Реутовым, Ю.П. Рассказовым, Е.В. Ялынычевым, В.С. Федоровским, А.М. Лейтесом, В.И. Березкиным, В.С. Когеном, В.М. Моралевым, А.Л. Ставцевым, И.М. Фрумкиным, С.В. Нужновым и др. В последние годы по мере получения нового фактического материала оформились представления о троговых структурах Алдано-Станового щита как аналогах структур типа зеленокаменных поясов, известных на многих древних платформах [19, 62, 208]. Возросший в связи с этим интерес к вопросам тектоники и металлогении троговых структур оправдывает попытку обобщения и систематизации имеющихся данных по петрогенезису и тектоническим условиям формирования ультрабазит-базитов трогового комплекса, предпринимаемую в настоящей работе.

В пределах Алдано-Становой области в настоящее время выявлено более 30 шовных прогибов (трогов), выполненных метаморфизованными терригенно-вулканогенными образованиями, объединяемыми под общим названием троговый комплекс [98]. Троги приурочены большей частью к крупным региональным разломам и прослеживаются в виде систем относительно узких линейных структур, из которых наиболее протяженные расположены в широтных зонах Станового и Южно-Тукурингрского разломов (см. рис. 1).

Краткая характеристика разрезов. Отложения трогового комплекса принадлежат к терригенно-вулканогенной и железисто-кремнистой формациям. В составе комплекса преобладают вулканические и осадочные терригенные породы, прогрессивно метаморфизованные в условиях амфиболитовой, реже зеленосланцевой фаций. В подчиненном количестве встречаются глинистые, кремнисто-железистые и карбонатные породы.

Залегая главным образом в относительно узких и протяженных структурах, отложения трогового комплекса обычно отделены от гранитизированных раннеархейских образований разломами, однако нередко эти границы "залечены" раннепротерозойскими палингено-метасоматическими гранитами, развивающимися как по породам фундамента, так и по образованиям трогового комплекса. В связи с этим еще никому не удавалось наблюдать достоверные нормальные стратиграфические взаимоотношения толщ трогового комплекса с породами гнейсово-гранулитового фундамента.

Строение разрезов трогового комплекса в пределах отдельных структур значительно различается. Даже для трогов, расположенных в пределах одной зоны разломов, разрезы соседних структур нередко существенно различны, главным образом по количеству вулканогенных пород. Точно так же и в соседних параллельных трогах нередко наблюдаются трудно сопоставимые последовательности напластования.

Индивидуальный характер внутреннего строения трогов сильно затрудняет корреляцию разрезов даже смежных не очень удаленных шовных прогибов. Один из вариантов такой корреляции и выделения возрастной последовательности в пределах трогового комплекса стратотипической местности на западе Алданского щита был предложен Е.П. Миронюком и др. [55] и А.Ф. Петровым [76]. Этими исследователями была выделе-

на верхнеархейская борсалинская серия, а также олондинская, субганская, тунгурчинская и тасмиэлинская серии нижнего протерозоя. Как правило, образования, относимые к той или иной серии (за исключением тасмиэлинской серии и ее аналогов) в одном и том же трогге не встречаются, обычно они залегают в изолированных структурах. В преимущественно терригенно-вулканогенной тасмиэлинской серии и ее аналогах известны горизонты метаконгломератов, в которых отмечается галька метаморфических пород, типичных для подстилающих образований трогового комплекса и более древних пород фундамента. Это позволяет рассматривать тасмиэлинскую серию и ее аналоги как верхнюю часть разреза трогового комплекса, залегающую с размывом на породах нижней части разреза. В качестве стратотипических комплексов нижней и верхней частей разреза могут быть указаны соответственно борсалинская (включая тунгурчинскую) и тасмиэлинская серии.

Несмотря на трудности, возникающие при корреляции разрезов комплекса, связанные, по всей видимости, с высокой степенью автономности развития троговых структур, для всех них устанавливается несомненное сходство состава слагающих их пород. Однако количественные соотношения вулканических и осадочных пород в различных троггах варьируют очень сильно, в связи с чем представляется возможным различать три основных типа строения трогового комплекса. Это преимущественно вулканогенный, терригенно-вулканогенный и существенно терригенный типы.

К первому типу относятся трогги, в пределах которых на долю вулканогенных пород приходится более половины объема (мощности) слагающих их образований (Хани-Олондинский, Унгринский и Амазар-Гилкойский).

Второй тип троговых структур (наиболее распространенный) характеризуется наличием вулканогенных пород в объеме менее 50% (Саймаганский, Горочанский, Чарский, Ималыко-Тарынахский, Темулякитский, Тасмиэлинский, Тунгурчинский, Борсалинский, Каларский, Субганский, Аяно-Бурпалинский, Имангрский, Чульманский, Джелтулакский, Нижне-железнодорожный). Необходимо отметить, что в этой группе трогов можно выделить разновидности с резким преобладанием в разрезах терригенных пород (по существу, вулканогенно-терригенный подтип – Аяно-Бурпалинский, Каларский, Чульманский).

Третий, существенно терригенный тип троговых структур отличается почти исключительным развитием метаосадочных пород при крайне незначительном объеме метавулканитов (Итчилякский, Тарагай-Хаинский, Куртахский, Авгенкурский, Амедицинский).

Как видно, не существует резкой границы между выделенными типами трогов. Кроме того, отнесение трогов к тому или иному типу часто сопряжено с известными трудностями, связанными с недостатком фактического материала. Последнее обстоятельство, в свою очередь, обусловлено степенью изученности троговых структур, сложностью их тектоники и, возможно, различным эрозионным срезом, при котором на поверхности могут обнажаться не все горизонты и пачки пород, слагающие разрез той или иной структуры.

Троговые структуры вулканогенного типа характеризуются преимущественным развитием в составе слагающих их комплексов вулканогенных пород основного состава или контрастных вулканических серий (Хани-

Олондинский трог). В качестве примера характерного разреза трогового комплекса вулканогенного типа можно привести обобщенный разрез отложений, выполняющих Хани-Олондинский трог (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Хлоритовые, карбонат-хлорит-талк-актинолитовые, хлорит-актинолитовые сланцы, амфиболиты	150
2. Амфиболиты полосчатые, биотитизированные, переслаивающиеся со светло-серыми метаэффузивами среднего и кислого состава, которые по латерали иногда замещаются лейкократовыми кварцито-гнейсами	250
3. Амфиболиты и амфиболовые сланцы с линзовидными прослоями биотит-кварцевых сланцев и метапесчаников	250
4. Метаэффузивы среднего и кислого состава, переслаивающиеся с амфиболитами	150
5. Метаэффузивы среднего и кислого состава с прослоями кварцито-видных песчаников и кварцитов	450
6. Амфиболиты, карбонат-талк-хлоритовые сланцы, метапесчаники и кислые метаэффузивы	600
7. Метаэффузивы среднего состава	700
8. Биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, вверху — прослой (до 20 м) мраморов	170
9. Амфиболиты	150
10. Амфиболовые гнейсы, переслаивающиеся с метаэффузивами кислого состава	100
11. Амфиболиты	140
12. Метаэффузивы среднего состава, местами вмещающие пачку ставролит-гранат-биотитовых сланцев и кварцитов	50
Общая мощность	2460

В пределах Амазар-Гилюйского трога, также принадлежащего к вулканогенному типу, отложения трогового комплекса имеют очень большую мощность (до 7,5 км) и подразделяются на три свиты: арбинскую (мощностью 2,5 км), мотовинскую (до 33 км) и миндакскую (2000 м). Нижняя и верхняя свиты сложены преимущественно амфиболовыми кристаллическими сланцами (метавулканитами), слагающими однородные, монотонные толщи, весьма выдержанные по простиранию. Отмечаются послойные тела габбро-амфиболитов. В средней мотовинской свите преобладают биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы. На отдельных участках трога развиты железистые кварциты, кварцито-гнейсы, редко пласты мраморов и глиноземистых графитосодержащих гнейсов [78].

В Унгринской структуре породы основного состава слагают верхнюю часть толщ (4000 м), в то время как в ее нижней части (1500 м) преимущественным развитием пользуются биотитовые гнейсы с подчиненными кварцитами, амфиболитами и амфиболовыми кристаллическими сланцами [38]. На этом основании некоторые исследователи относят унгринскую толщу к архею и исключают ее из состава трогового комплекса [80].

Большая часть троговых структур Алдано-Становой области принадлежит к терригенно-вулканогенному типу. В составе этой группы трогов встречаются структуры, в которых вулканогенные породы залегают преимущественно в нижней части разреза, и трогов, где вулканиты образуют отдельные прослои, рассредоточенные по всему разрезу.

К первой подгруппе принадлежит Ималыко-Тарынахский, Тасмиэлинский, Тунгурчинский, Субганский, Имангрский, Чульманский, Джелтулакский (южная часть) и Нижнеджелиндинский трогов. Здесь в низах разрезов

залегают актинолитовые амфиболиты, амфиболиты и амфиболовые сланцы, микроамфиболиты нередко с реликтами первичных структур, свойственных диабазам, иногда переслаивающиеся с резко подчиненными биотитовыми микрогнейсами, мраморами, кварцитосланцами и графитовыми сланцами. Мощность этой существенно вулканогенной пачки 200–650 м. Выше нее залегают либо терригенная пачка слюдястых и глиноземистых сланцев с железистыми кварцитами мощностью 400–1000 м, либо терригенно-вулканогенная – мощностью 1000–1500 м. В первом случае во всех перечисленных выше трогах, за исключением Джелтулакского, в составе верхней пачки отмечаются двуслюдяные, андалузит-слюдяные сланцы, иногда с гранатом и дистеном, биотитовые и биотит-гранатовые микрогнейсы, мраморы, слюдястые кварциты и микрокварциты, часто графитосодержащие с редкими прослоями амфиболитов. Во втором случае (Джелтулакский трог), помимо перечисленных пород, в верхней пачке отмечаются в больших количествах амфиболиты и актинолит-хлоритовые сланцы. В некоторых случаях (весьма немногочисленных) верхняя надэффузивная часть разреза сложена преимущественно карбонатными породами при подчиненной роли метаморфизованных терригенных пород. Эти трогги, по существу, можно отнести по особенностям строения разреза к вулканогенно-терригенно-карбонатному типу. Они развиты главным образом на южном фланге Тыркандинской системы трогов, в верховьях рек Зеи и Купури, к юго-востоку от Авгенкурского трога.

В качестве типичного можно привести строение разреза Ималыко-Тарынахского трога в Чаро-Токинском районе (рис. 3), в пределах которого располагаются железорудные месторождения Ималыкской группы (Тарынахское и др.). В пределах трога здесь развиты отложения субганского комплекса, разделяемые на борсалинскую, тунгурчинскую и тасмиэлинскую серии. Бурсалинская серия состоит из темулякитской (нижней) и таньской свит. В составе темулякитской свиты преобладают биотит-амфиболовые сланцы, в которых иногда наблюдаются реликтовые структуры эффузивов основного состава (метабазиты). В низах разреза они переслаиваются с тремолит-хлоритовыми и хлорит-гальковыми сланцами (металтрабазитами), а выше – с метаэффузивами среднего и кислого составов, слюдястыми и глиноземистыми сланцами, железистыми кварцитами. Мощность темулякитской свиты составляет более 2000 м. В составе таньской свиты общей мощностью до 1500 м преобладают слюдястые и глиноземистые гнейсы, биотит-амфиболовые метаандезиты, гематитовые кварциты. Выше с размывом залегают метаморфизованные существенно терригенные флишвидные отложения тунгурчинской серии. Отложения тасмиэлинской серии, представленные терригенными породами (слюдяными сланцами, кварцитами) и вулканитами кислого и среднего составов, залегают на дислоцированных толщах борсалинской и тунгурчинской серий с размывом и структурным несогласием. Породы трогового комплекса метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, за исключением тасмиэлинской серии, породы которой изменены в условиях зеленосланцевой фации. Отложения борсалинской серии слагают линзовидные крутопадающие чешуи, смятые в линейные изоклинальные складки.

Ко второй подгруппе трогов терригенно-вулканогенного типа принадлежат Саймаганский, Торочанский, Чарский, Темулякитский, Бурсалин-



Р и с. 3. Схема геологического строения (А) и разрез (Б) Тарынахского месторождения [44]

1 — четвертичные отложения; 2 — рифейский платформенный чехол; 3 — отложения тасмиэлинской серии; 4 — отложения борсалинской серии, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации; 5 — то же в условиях амфиболитовой фации; 6 — железистые кварциты; 7 — мезозойские сyenиты и щелочные граниты; 8 — верхнеархейские гранито-гнейсы; 9 — верхнеархейские габбро; 10 — диафориты и катаклазиты; 11 — порфиробластические плагиигранито-гнейсы

ский, Каларский, Аяно-Бурпалинский и северная часть Джелтулакского трога. Повсеместно в нижней части разрезов метаморфических толщ, выполняющих эти трюги, залегают биотитовые, двуслюдяные гнейсы и сланцы, переслаивающиеся с мономинеральными кварцитами или слюдястыми кварцитами, нередко кордиерит-, ставролит- или куммингтонитсодержащими. Отмечаются прослои магнетитовых кварцитов и мраморов. Среди этих метаосадочных пород залегают многочисленные прослои метавулканитов: амфиболитов, актинолит-эпидотовых, актинолит-гранатовых, актинолитовых и амфиболовых сланцев, а также тела габбро-амфиболитов. Мощность этой терригенно-вулканогенной толщи пород 400–2000 м. Выше нее располагается существенно терригенная толща мощностью 1000–2000 м. Она сложена биотитовыми гнейсами, переслаивающимися с кварцево-биотитовыми, гранат-ставролитовыми, силлиманит-биотитовыми, кварцево-серпичитовыми, биотит-гранатовыми, двуслюдяными сланцами. Редко отмечаются прослои метакогломератов с галькой кварца и мраморов. Ти-

личным для этой части разреза является присутствие разнообразных кварцитов: мономинеральных или содержащих силлиманит, андалузит, гранат, гематит. Почти повсеместно в трогах рассматриваемой подгруппы встречаются пласты магнетитовых кварцитов.

Троговые структуры терригенного типа выполнены отложениями, которые характеризуются, как правило, пестрым набором пород осадочного происхождения, хотя среди них в подчиненном количестве иногда присутствуют и метавулканиды. Так, в Авгенкурском трогe отмечаются слюдистые и кварцито-слюдистые сланцы, кварциты, редко мраморы и амфиболовые сланцы. Видимая мощность разреза 300 м. Аналогичная картина наблюдается и в Итчлякском трогe, где в основании разреза залегает мощный (110 м) горизонт кварцитов, а выше залегают двуслюдяные и мусковитовые сланцы с прослоями биотитовых сланцев, микрогнейсов, кварцитов и метапесчаников. Примерно в средней части толщи (общей мощностью 970 м) отмечается согласное пластовое тело ортоамфиболитов мощностью 200 м.

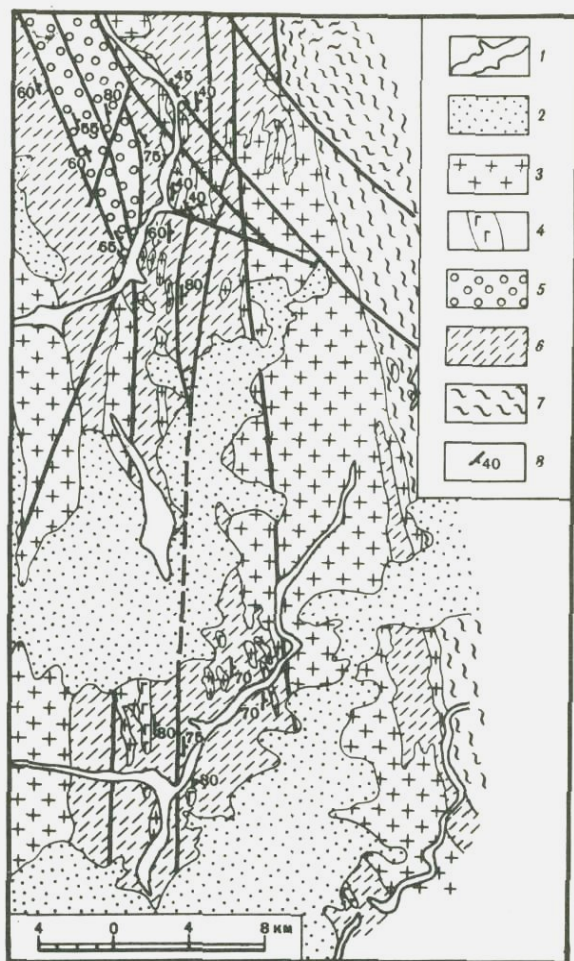
Наибольшей мощностью и разнообразием отличается разрез трогового комплекса, выполняющего Амедичинский трог (рис. 4). Здесь наиболее древние горизонты трогового комплекса, объединяемые в булгунигтахскую толщу, представлены биотитовыми, биотит-гранатовыми и биотит-гранат-кордиеритовыми гнейсами и микрогнейсами с прослоями биотит-амфиболовых, силлиманит-кордиеритовых, биотит-гранат-кордиерит-ставролитовых и гранат-кордиерит-жедритовых гнейсов и амфиболитов. Мощность этой толщи 1200–1600 м. Выше залегает крутойская толща, сложенная кварцитами, слюдистыми кварцитами, кварцито-гнейсами с прослоями биотитовых, биотит-кордиеритовых, биотит-амфиболовых, силлиманит-кордиеритовых, слюдисто-андалузитовых сланцев и метадиабазов. Мощность толщи 1300–1500 м. Далее вверх по разрезу залегает кыллахская толща, в основании которой располагается пачка конгломератов, гравелитов и гравелистых кварцито-песчаников. В конгломератах встречается галька мономинеральных и железистых кварцитов, сходных по составу и структурным особенностям с кварцитами верхнеалданской свиты архея Алданского щита и частично с кварцито-гнейсами крутойской толщи. Мощность пачки конгломератов 250 м. На конгломератах залегает толща мономинеральных и слюдистых кварцитов с прослоями гематитовых кварцитов. Общая мощность кыллахской толщи 1600–1900 м. Разрез трогового комплекса в Амедичинском трогe завершается диалгундинской толщей, сложенной кварцитами, амфиболитами, биотитовыми сланцами с андалузитом и фибролитом. В виде линз и отдельных прослоев встречаются мраморы, актинолит-диопсидовые породы, метариолиты и метадациты. В нижней части толщи встречена пачка (150–200 м) галечных и валунных мета-конгломератов. Мощность толщи 1100–1300 м. Общая мощность трогового комплекса в Амедичинском трогe оценивается в 5200–6400 м [79].

На примере разреза трогового комплекса Амедичинской структуры хорошо видна принадлежность двух верхних толщ к обособленной верхней части разреза, видимо, отделенной от нижней части перерывом.

В верхних горизонтах разрезов некоторых трогов (Субганского, Амедичинского и др.) известны метаморфизованные кислые вулканогенные породы, представленные порфироидами, биотитовыми и амфиболовыми

Р и с. 4. Схема геологического строения Амедицинского трога (по Л.М. Реутову [80], упрощена)

1 — четвертичные отложения; 2 — платформенный чехол (отложения венда и юры); 3 — нижнепротерозойские гранитоиды ярогинского комплекса; 4 — нижнепротерозойские метагаббро и метадиориты диалундинского комплекса; 5 — нижнепротерозойские отложения Ярогинского грабена; 6 — верхнеархейские—нижнепротерозойские отложения Амедицинского грабена; 7 — архейские гранито-гнейсы иенгской серии); 8 — элементы залегания



гранито-гнейсами (лептитовыми гнейсами). В них выделены реликтовые структуры вулканогенных пород. По химическому составу они соответствуют липаритам и объединяются в калиевую щелочно-лептитовую формацию. Прослой слюдяных и слюдисто-фибrolитовых кристаллических сланцев среди лептитовых гнейсов рассматриваются как метаморфизованные туффиты и туфоалевролиты [80]. К этой верхней части трогового комплекса относятся также некоторые толщи трогов терригенно-вулканогенного типа, в частности тасмиэлинская серия одноименного трога и ее аналоги в Каларском, Тунгурчинском, Тарагай-Хаинском и Желтулакском трогах.

В составе тасмиэлинской серии и ее аналогов отмечаются: метапесчаники и микрокварциты (в том числе медистые), метаалевролиты, черные графитистые, гранат-ставролитовые и слюдистые сланцы, кварциты, реже метавулканыты, джеспилиты и мраморы. Последние в значительном объеме

отмечаются в Тунгурчинском трого. Почти повсеместно в основании рассматриваемой серии залегают метаконгломераты и метагравелиты с галькой подстилающих пород. Кроме этого, в разрезе серии присутствуют как метавулканы основного (Тасмиэлинский и Каларский трого), так и среднего и кислого составов: метадациты, метариолиты, порфиroidы по андезитам и андезито-дацитам (Амедичинский и Тарагай-Хаинский трого). Характерной особенностью серии, завершающей разрез трогового комплекса, является заметно меньшая степень метаморфизма пород по сравнению с породами нижней части разреза. Здесь метаморфизм достигает обычно эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации, в связи с чем в породах часто сохраняются первичные текстуры, структуры и другие признаки первичной осадочной или вулканогенной природы. Мощность отложений верхней части трогового комплекса достигает 2700–3200 м.

Особо следует остановиться на желтулакской серии, залегающей с разрывом на терригенно-вулканогенных образованиях нижней части трогового комплекса в пределах одноименного трого. В ее составе отмечаются метапесчаники (в том числе медистые), кварц-полевошпат-слюдистые сланцы, черные графитистые сланцы, филлиты, слюдистые сланцы, очень часто метагравелиты, а также измененные андезиты, дациты, риолиты, диабазы, диопсид-тремолитовые мраморы. В основании серии залегают метаконгломераты (часто графитсодержащие) с галькой кварца, кварцитов, гранитов, пегматитов и амфиболитов. Мощность отложений не менее 1000 м. Желтулакская серия может сопоставляться с удоканской серией нижнего протерозоя. Вместе с тем она имеет ряд сходных черт с тасмиэлинской серией трогового комплекса как по формационному характеру, так и по степени метаморфизма пород. Не исключено, что в состав желтулакской серии входят аналоги удоканской и тасмиэлинской серии верхов трогового комплекса.

В целом для трогового комплекса весьма характерна фациальная изменчивость, неоднородность метаморфизма и часто динамотермальная переработка пород (особенно в бортах трогов) с образованием милонитов, катаклазитов и тектонических сланцев.

Возраст трогового комплекса. Как отмечалось выше, троговый комплекс граничит с гранитизированными породами гнейсово-гранулитового фундамента либо по разломам, либо эта граница залечена раннепротерозойскими (2600–1900 млн. лет) палингенно-метасоматическими границами. Поэтому стратиграфические взаимоотношения трогового комплекса с нижнеархейским фундаментом непосредственно не наблюдаются. Тем не менее на основании анализа геологического положения трогов можно утверждать, что рассматриваемые метаморфические образования шовных структур слагают более молодой структурно-вещественный комплекс.

Верхний возрастной предел трогового комплекса определяется тем, что на западе Алданского щита он перекрывается нижнепротерозойской удоканской серией. При этом установлено [27], что в трогох, примыкающих к Кодаро-Удоканскому прогибу, верхняя менее метаморфизованная часть трогового комплекса связана постепенными переходами с нижней икабийской свитой удоканской серии, изменяясь фациально по латерали от терригенно-вулканогенной до существенно терригенной. Не исключено, что тасмиэлинскую серию и ее аналоги можно рассматривать как переходные

Таблица 3. Радиологические определения возраста пород трогового комплекса (К-Аг метод)

Трог	Порода, минерал	Возраст, млн. лет
Субганский	Мусковит из пегматита	2034 ± 95
"	То же	1942 ± 76
"	Биотит из пегматита	1862 ± 20
Чульманский	Мусковит из пегматита	1921 ± 31
"	То же	1982 ± 107
Темулякитский	Пегматит	2540
Авгенкурский	Биотитовый сланец	1676
Борсалинский	Габбро	3150
"	Роговая обманка из гранатового амфиболита	2670
"	То же	2020
Олондинский	Мусковит из пегматита	1780 ± 100
"	Метаэффузив	1800 ± 100
"	Биотит из метаалевролита	1875 ± 100
"	Биотит из метасланца	1900 ± 100
"	Пегматит	1825 ± 100
Джелтулакский	Галька пегматита из базальных конгломератов	2300
"	Пегматит, рвущий джелтулакскую серию	2200

между типичными терригенно-вулканогенными отложениями трогов и терригенными отложениями нижнепротерозойского протоплатформенного чехла.

Результаты радиологических определений возраста пород трогового комплекса, приведенные в табл. 3, позволяют предполагать [62], что заложение и развитие троговых структур в основном относится к позднему архею (от 3150 млн. до 2670–2540 млн. лет).

Завершение формирования нижней части трогового комплекса, вероятно, относится к концу архея (2540–2670 млн. лет), тогда как образование верхних горизонтов комплекса, судя по определению возраста гальки пегматита из конгломератов джелтулакской серии (2300 млн. лет) и рвущих пегматитов (2200 млн. лет), захватывает и ранний протерозой.

В последнее время позднеархейский возраст нижних горизонтов трогового комплекса был подтвержден определениями возраста свинцовым изохронным методом. Для магнетитовых кварцитов и амфиболитов борсалинской серии по валовым пробам и мономинеральным пробам магнетита и амфибола получена датировка 2650 ± 50 млн. лет [68]. Эти данные позволили также установить, что породы трогового комплекса испытали воздействие на рубежах 1800 и 350 млн. лет. Тектонотермальная переработка на уровне 350 млн. лет не подтверждена пока другими определениями возраста калий-аргоновым методом. Однако среди имеющихся определений имеются такие, которые несомненно относятся к этапам позднейших регионально проявленных процессов гранитизации и метаморфизма. При этом

одна группа анализов (2540–2300 млн. лет) характеризует, вероятнее всего, время проявления раннепротерозойской гранитизации ("древнестановой" в Становой области и синхронной ей "куандинской" на западе Алданского щита), а вторая (2034–1676 млн. лет) – время формирования гранитоидов чуйско-кодарского комплекса западной части Алданского щита и разновозрастных им гранитоидов чубагинского и токкско-алгоминского комплексов Становой области. С этими этапами гранитообразования в раннем протерозое связаны основные процессы складчатости и прогрессивного метаморфизма пород трогового комплекса, а также гранитизации, регрессивного метаморфизма и ремобилизации раннеархейского основания.

Таким образом, анализ геологического материала в комплексе с данными радиологических определений возраста пород указывает на длительность периода формирования (включая процессы складчатости, метаморфизма и гранитизации) шовных структур, охватывающего интервал от позднего архея до середины или конца дорифейского протерозоя.

Основные черты структуры. В пределах Алдано-Становой области трогии приурочены к трем региональным системам разрывных нарушений. На западе Алданского щита севернее зоны Станового разлома преобладают субмеридиональные направления троговых структур, в зонах Станового и Южно-Тукурингского разломов, ограничивающих Джугджуро-Становую область, – субширотные, в пределах же самой области типичны северо-западные простирания трогов. Обращает на себя внимание приуроченность большинства трогов к крупным дуговым системам разломов, образующим иногда кольцевые структуры. Некоторые из них дешифрируются на космических снимках. Такова, например, Чарская кольцевая структура, к которой принадлежат дуговые разломы, контролирующие размещение Темулякитского, Тасмизлинского, Тунгурчинского, Аяно-Бурпалинского и Саймаганского трогов. К крупной Олекмо-Нюкжинской системе дуговых разломов приурочены Желтулакский, частью Куртахский, Амазар-Гилюйский, Борсалинский и Субганский трогии. Эта дуговая структура диаметром около 1000 км, так же, возможно, как и Чарская, является древнейшей кольцевой структурой Земли, которая четко выражена в аномальном магнитном поле в виде системы положительных аномалий. К подобной же дуговой системе разломов принадлежат и трогии Тыркандинской зоны, в том числе и Авгенкурский.

Троговые структуры обычно имеют разрывные ограничения, частью "залеченные" процессами гранитизации. Протяженность трогов заметно превышает их ширину. Наиболее вытянутые – Каларский и Амазар-Гилюйский – имеют соответственно размеры $150 \times 10 \div 20$ км и 800×40 км. Системы Тукурингского, Темулякитского и Тасмизлинского трогов 150×30 км. Наиболее распространенные размеры трогов $30 \div 50 \times 3 \div 7$ км, хотя встречаются и более мелкие структуры. Часто трогии как бы разветвляются, например, Хани-Олондинский трог, юго-восточная часть Желтулакского трога. Другие троговые структуры, как правило, разделены поднятиями ремобилизованного фундамента – так называемыми гранито-гнейсовыми валами, обычно сложенными гранито-гнейсами станового и куандинского комплексов.

Метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования трогового

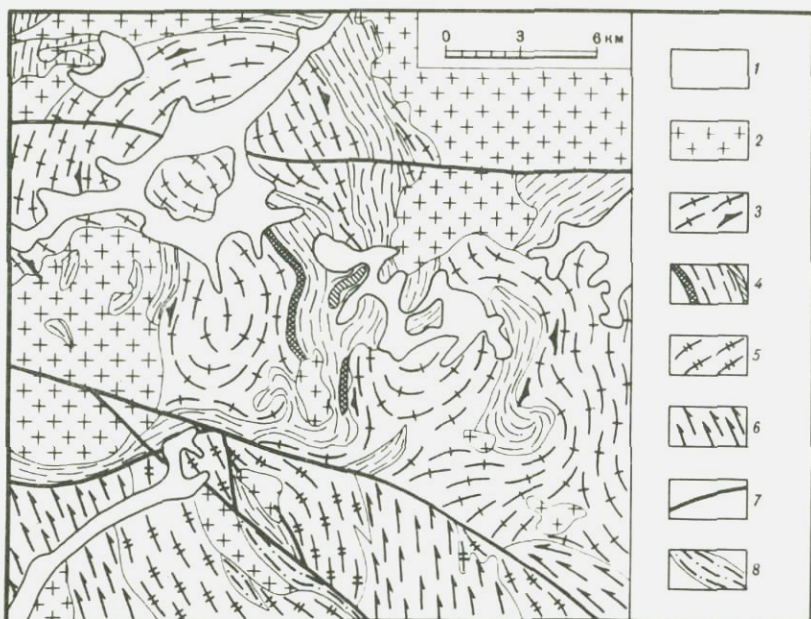
комплекса интенсивно дислоцированы и смяты в килевидные синклинали, осложненные опрокинутыми изоклинальными складками высоких порядков. Изредка в крупных трогах отмечаются антиклинальные перегибы; во многих случаях троговый комплекс слагает моноклинальные чешуи. Оси линейных складок, равно как и общее простирание слоев, обычно параллельны вытянутости трогов и ограничивающим их разломам. Иногда отмечаются простирания слоев, ориентированные под острым углом к пограничным разломам.

В пределах крупных трогов отмечаются брахиформные куполовидные структуры, связанные с ростом гранито-гнейсовых куполов (диапиров ремобилизованного фундамента – Амазар-Гилиюйский трог, юго-восточный фланг Желтулакского трога). Гранито-гнейсовые купола чрезвычайно характерны для торцевых частей многих трогов. Они отмечены на восточном фланге Каларского трога в бассейне р. Олекма, на юге Тунгурчинского и Тасмиэлинского трогов, в районе северо-западного фланга Желтулакского трога. В обрамлении таких куполов образования трогового комплекса часто слагают лентовидные моноклинальные залежи, "впаянные" в гранито-гнейсовый субстрат и изгибающиеся согласно общей структуре фундамента. В некоторых случаях (Тарагай-Хаинская структура) образования трогового комплекса слагают изогнутые синклинали, вложенные в гранитизированное и ремобилизованное основание (рис. 5).

Можно полагать, что в пределах рассматриваемой области образования трогового комплекса могут иметь более широкое, чем это известно в настоящее время, развитие в виде ленточных и линзообразных моноклиналей и синклиналей, "впаянных" в ремобилизованный гранито-гнейсовый фундамент.

Внутри трогов отмечаются как согласные, так и секущие разрывы, определяющие их блоковую тектонику. Вертикальные перемещения по этим разломам (например, в Желтулакском троге) затрудняют не только расшифровку внутренней структуры трога, но и корреляцию разрезов разобщенных блоков. Необходимо также отметить, что многие троговые структуры, особенно в Джугджуро-Становой области и в зоне Тыркандинского разлома, в значительной степени эродированы, и на поверхности, по существу, обнажаются лишь корневые части, представленные зонами катаклаза и милонитизации и насыщенные интрузивными телами габбро-амфиболитов, габбро- и ультраосновных пород. Эти тела, видимо, могут рассматриваться в качестве вскрытых эрозией подводящих каналов размытых вулкано-плутонических ультрабазит-базитовых комплексов.

Основные черты металлогении. Металлогения троговых структур Алда-Становой области изучена пока явно недостаточно. Тем не менее имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в породах трогового комплекса локализуется достаточно разнообразная рудная минерализация, принадлежащая к перспективным промышленно-генетическим типам. Это прежде всего первично-осадочные руды железа в железистых кварцитах и меди в медистых песчаниках, кварцитах и "черных" (углеродсодержащих) сланцах, стратиформное медно-колчеданное, полиметаллическое и редкометальное (вольфрамовое) оруденение. Кроме того, в интрузиях гипербазитов, приуроченных к троговым структурам и ограничивающим их разломам, известны проявления асбеста и талька, а в терригенно-вулканогенных



Р и с. 5. Геолого-структурная схема южной части Тарагай-Хаинской троговой структуры междуречья Юсьюэль-Хани

1 – четвертичные отложения; 2 – нижнепротерозойские палингено-метасоматические граниты; 3 – нижнеархейские образования, регрессивно метаморфизованные и гранитизированные в протерозойское время, – гранито-гнейсы с ориентировкой кристаллизационной сланцеватости; 4 – верхнеархейские–нижнепротерозойские метаморфические породы трогового комплекса с пластами кварцитов (слева) и железистых кварцитов (справа); нижнеархейские образования: 5 – чарнокиты и эндербиты, 6 – пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы; 7 – разрывные нарушения; 8 – зоны диафоритов

толщах трогового комплекса локализуются редкометальные пегматиты различного возраста.

Железные руды, представленные пластами джеспилитов, имеют большое промышленное значение и локализованы в троговом комплексе западной части Алданского щита (Чарский, Темулякитский, Ималыко-Тарынахский трогои и др.). Значительно реже они встречаются в структурах центральной части Алданского щита и Становой области. Джеспилиты характерны для трогов терригенно-вулканогенного типа и приурочены преимущественно к верхним частям разреза. По данным Е.П. Миронюка и др. [55], пласты средне- и крупнозернистых железистых кварцитов имеют мощность до нескольких десятков метров при протяженности не более 10 км. Содержание железа 25–42%, причем большая его часть входит в состав магнетита, в то время как количество силикатного железа невелико. Легкая обогатимость руд дополняется такими ценными качествами, как малое содержание вредных примесей – фосфора и серы (сотые доли процента).

Наиболее крупным железорудным районом является Чаро-Токинский, в котором располагается Ималыкская группа месторождений. Здесь в

составе рудоносной борсалинской серии железистые кварциты слагают до 50–70% мощности, образуя пласты мощностью от 1 до 80 м. Среди железистых кварцитов преобладают магнетитовые разности (куммингтонит-магнетитовые, роговообманково-магнетитовые, биотит-магнетитовые и гиперстен-магнетитовые), хотя изредка встречаются гематит-магнетитовые кварциты, а также полосчатые карбонатно-магнетитовые породы. Содержание железа общего в железистых кварцитах составляет 30–38%, в карбонатно-магнетитовых породах – 40–60%. В силикатно-магнетитовых рудах, слагающих мелкие секущие рудные тела в железорудных горизонтах, содержание железа достигает 50–65% [44].

Пласты джеспилитов сосредоточены в основном в одной части разреза, реже разобщены безрудными породами мощностью до 200 м. В ассоциации с ними отмечаются как метаморфизованные терригенные образования, так и метавулканиты основного состава. В Чарском трого отмечаются также полиминеральные железистые породы, состоящие из кварца, магнетита, амфибола, граната, биотита и пироксена. В Нижнеджелиндинском и некоторых других трогах Алданского щита известны магнетит-содержащие амфиболиты; не исключено, что они представляют собой древние аналоги магнетитовых базальтоидных лав.

В западной части Алданского щита известны также проявления магнетита и титаномагнетита, связанные с габброидами и гипербазитами, прорывающими троговый комплекс. В некоторых случаях они формируют зональные или расслоенные силлы, достигающие мощности до 80–200 м и вытянутые на расстояние до 20 км. Содержание железа в габбро-амфиболитах и гипербазитах Тепраканского силла достигает местами 46%, а титана – 4,5%, однако в целом эти массивы малоперспективны в отношении железа и титана ввиду низких содержаний основных полезных компонентов, хотя в них присутствуют в повышенных количествах кобальт, никель и хром.

Медная минерализация в медистых песчаниках, кварцитах и "черных" сланцах выявлена в верхней, существенно терригенной части разреза трогов вулканогенно-терригенного типа, а также в желтулакской серии одноименного трого. В вулканогенно-терригенных комплексах меденосные породы представлены кварцитами и микрокварцитами с мелкой вкрапленностью пирита, халькопирита, иногда пирротина и магнетита с резко подчиненным количеством других сульфидов. Они слагают тела, согласные с напластованием вмещающих существенно терригенных пород с незначительным участием метавулканитов основного состава, а также графитосодержащих сланцев и графитистых метагравелитов, содержащих сульфидную минерализацию, в том числе халькопиритовую. Так, в Желтулакском трого меденосные микрокварциты образуют линзообразные пласты мощностью до 40 м при протяженности до 300 м. Пространственно они тесно ассоциированы с медно-колчеданными вкрапленно-прожилковыми рудами в актинолитовых и других сланцах основного и ультраосновного состава.

Медистые песчаники, кварц-полевошпат-слюдистые сланцы (рассланцованные метапесчаники и метагравелиты) и кварц-серицит-графитистые сланцы, принадлежащие к желтулакской серии, выявлены на ряде участков Желтулакского трого. На одном из них образования трогового ком-

плекса представлены актинолитовыми микроамфиболитами, кварц-актинолитовыми, кварц-хлоритовыми, актинолит-хлоритовыми и актинолит-плагиоклаз-биотитовыми сланцами с редкими маломощными прослоями микрокварцитов и графитистых сланцев; вверх по разрезу терригенные породы постепенно становятся преобладающими (в метавулканитах и микрокварцитах фиксируется медно-колчеданная минерализация), слагая толщу метасадочных пород, содержащих пласты медистых песчаников мощностью до 30 м при протяженности 200 м и более. Ведущим рудным минералом является халькопирит, которому сопутствуют малахит и гидроокислы железа. Крайне редко отмечается пирит, иногда борнит, ковеллин. Вкрапленная медная минерализация строго приурочена к определенным литологическим разностям и горизонтам и не выходит за их пределы. Пирит-халькопиритовая вкрапленная минерализация зафиксирована также в маломощном пластовом теле хлоритовых и хлорит-магнетитовых пород (метавулканитов) мощностью 10 м и протяженностью около 400 м.

На других участках, помимо аналогичной минерализации, в метапесчаниках встречаются меденосные кварц-серицит-графитовые сланцы с обильным азуритом и малахитом. Породы иногда пересекаются кварцевыми прожилками, обогащенными пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом, иногда арсенопиритом. Отдельные прожилки содержат молибденит и другие сульфиды, а также турмалин. Отмечается заметное увеличение содержания меди на тех участках, где кварцевые прожилки пересекают меденосные породы; в этих случаях в них фиксируются гнезда халькопирита с подчиненным количеством галенита и других сульфидов. Видимая мощность меденосной толщи составляет около 200 м при мощности продуктивных пластов не более нескольких метров. Наиболее богатыми медью являются рассланцованные крупнозернистые песчаники и гравелиты, а также "черные" сланцы; бедная минерализация характерна для метаалевролитов и кварц-серицитовых сланцев. В немногочисленных прослоях диопсид-тремолитовых мраморов минералы меди отмечаются крайне редко, причем они ассоциируют с пиритом и пирротинном. В меденосных породах постоянно присутствуют в небольших количествах серебро и свинец.

Проявления стратиформного медно-колчеданного оруденения, приуроченные к метавулканитам основного состава и встречающиеся в трогах вулканогенного типа или в нижних частях разреза трогов вулканогенно-терригенного типа, представлены пластами роговообманковых или актинолитовых амфиболитов, актинолит-хлорит-плагиоклазовых и кварц-актинолитовых сланцев, насыщенных мелкими прожилками и вкрапленностью сульфидов при незначительном участии кварца и карбоната. Среди сульфидов преобладают пирит, халькопирит, иногда пирротин; в подчиненном количестве отмечаются борнит, магнетит, галенит, сфалерит. Так, в пределах Джелтулакского трога на большом протяжении выявлены пластовые тела вкрапленно-прожилковых тел мощностью до 10–40 м и протяженностью (по геолого-геофизическим данным) до первых сотен метров. Сульфидизированные актинолит-хлоритовые и кварц-актинолитовые сланцы приурочены к нижней, существенно вулканогенной части разреза, но также встречаются в метавулканитах верхней терригенно-вулканогенной части. Аналогичная минерализация отмечается в линзовидных телах габбро-амфиболитов, локализованных среди вулканогенных пород.

В габбро-перидотитах, заключенных среди актинолитовых амфиболитов и нередко интенсивно рассланцованных, зафиксировано присутствие наряду с перечисленными минералами также пентландита, что может существенно повысить перспективы данного типа оруденения. Интересно, что в аллювии ручьев, дренирующих эти образования, установлено присутствие платиноидов.

Колчеданная медно-полиметаллическая минерализация выявлена также в пределах Тыркандинской зоны разломов, где вкрапленные, прожилково-вкрапленные и гнездовые скопления сульфидов локализованы среди амфиболитов и габбро-амфиболитов, выполняющих серию небольших трогов. Соотношения между минералами варьируют в широких пределах. Размеры зоны сульфидизации достигают первых сотен метров при мощности до 5—10 м.

Полиметаллическая минерализация в целом не характерна для большинства трогов Алданского щита и Становой области. Лишь в отдельных структурах среди метавулканитов основного состава или прорывающих их габброидов, а также в карбонатных отложениях установлено присутствие жильных и вкрапленно-прожилковых свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических руд. Так, среди актинолит-хлоритовых сланцев и габбро-амфиболитов Нижнеджелиндинского трога установлены зоны сульфидно-кварцевых и сульфидных прожилков, содержащих преимущественно галенит и халькопирит с подчиненным количеством пирита и сфалерита. В карбонатных породах некоторых троговых структур юго-восточного фланга Тыркандинского разлома отмечаются тонкополосчатые существенно сфалеритовые руды с незначительной примесью пирита и халькопирита [62].

В ряде случаев галенит-сфалеритовая минерализация с незначительной примесью пирита локализована среди тектонических зеленых сланцев, в составе которых принимают участие как метавулканиты трогового комплекса, так и диафторированные архейские образования в бортах троговых структур.

В карбонатных породах, отмечаемых в троговых структурах Становой области, известна стратиформная редкометальная минерализация, представленная вкрапленностью шеелита. Так, в мраморах Нижнеджелиндинского трога установлено присутствие распыленного шеелита, которому сопутствует пирит, иногда вольфрамит и халькопирит. Помимо рудных минералов, отмечается крайне незначительная примесь диоксида, граната и эпидота. Аналогичная, но более бедная рудная минерализация отмечается в выше и ниже лежащих джеспилитах, кварцитах, актинолит-кварц-биотитовых сланцах. В пределах Желтулакского трога на ряде участков вкрапленная шеелитовая минерализация (размер выделений до 1 мм) отмечается в прослоях диопсид-тремолитовых мраморов и диопсидитов среди терригенных отложений желтулакской серии. Мощность шеелитоносных пород достигает первого десятка метров при значительной протяженности, причем для вольфрамовой минерализации не отмечается какой-либо пространственной связи с интрузивными породами или элементами трещинной тектоники. В целом оруденение рассмотренного типа сходно с шеелитоносными такритами Бразилии и, по всей видимости, может рассматриваться как стратиформное осадочно-метаморфогенное.

Редкометалльные и мусковитоносные пегматиты выявлены в ряде троговых структур западной части Алданского щита и Становой области. Они локализуются преимущественно среди интенсивно гранитизированных осадочных и вулканогенных пород или гранитоидов, прорывающих метавулканы трогового комплекса. Для редкометалльных пегматитов нередко характерна пространственная и генетическая связь с телами гранитоидов повышенной щелочности и зонами щелочного метасоматоза.

Кварцевые и кварц-карбонатные жилы и прожилки фиксируются практически во всех троговых структурах, причем иногда они содержат небольшую примесь сульфидов. Набор рудных минералов ограничен: наиболее часто встречаются пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин, иногда арсенопирит, крайне редко сульфосоли и теллуриды. В отдельных случаях наряду с сульфидами встречается шеелит. Так, в западной части Алданского щита среди метавулканитов основного состава установлены многочисленные жилы и прожилки с гнездами пирита и пирротина. В пределах Желтулакского трога среди актинолитовых сланцев выявлены кварцевые жилы и тела кварцитовидных пород (иногда с актинолитом), содержащие вкрапленность галенита, сфалерита, пирита и пирротина, а в терригенной части трогового комплекса – преимущественно с галенитом и сфалеритом, а также халькопиритом. Метаосадочные толщи желтулакской серии рассечены прожилками с разнообразной сульфидной минерализацией, рассмотренной выше; мощные пачки "черных сланцев" иногда содержат рассеянные прожилки кварца с убогой вкрапленностью сульфидов свинца, цинка и меди, наряду с которыми присутствуют сульфосоли и теллуриды. Бедный набор рудных минералов, специфические структурно-текстурные особенности, отсутствие гидротермального изменения боковых пород, согласное с напластованием пород залегание жил, их морфология (седловидные жилы, линзы и т. д.) – все это позволяет рассматривать их как древние гидротермально-метаморфогенные образования. Это подтверждается находками жильного кварца в конгломератах желтулакской серии, а также отдельными определениями радиологического возраста слюд из зальбандов кварцевых жил – 1,7–1,8 млрд. лет.

Наряду с древними кварцевыми жилами в троговых структурах отмечаются многочисленные кварцевые жилы, связанные с мезозойской эпохой активизации региона. Наиболее часто эти проявления отмечаются на юге Алданского щита и в Становой области. Среди них можно наметить два ведущих типа оруденения: малосульфидные кварцевые жилы; сульфидные и сульфидно-кварцевые жилы. Эти жилы образуют маломощные тела, резко секущие вмещающие породы трогового комплекса, и сопровождаются гидротермальными изменениями типа березитизации-лиственнитизации. Характерны друзовидные текстуры кварца, разнообразие рудных минералов при их малом относительном количестве. Радиологический возраст слюды из зальбандов жил 130–200 млн. лет, т. е. близок к возрасту мезозойских интрузивных пород, с которыми связаны кварцевые жилы. Интересно, что среди меланократовых пород трогового комплекса (роговообманковых, актинолитовых, биотитовых сланцев) рудная минерализация сосредоточена преимущественно не в самих жилах, а в их призальбандовых участках, т. е. непосредственно во вмещающих породах (Нижнежелдинский трог).

Сульфидные и сульфидно-кварцевые жилы отмечаются в метавулканитах и габбро-амфиболитах Нижнеджелиндинского и Желтулакского трогов, а также в некоторых троговых структурах Тыркандинского разлома. В отличие от более древних жильных образований набор рудных минералов также намного разнообразнее. Для кварца характерны рисовидные, халцедоновидные и другие структуры, специфические для близповерхностных образований. Изменения вмещающих пород преимущественно березит-лиственитового типа, иногда — аргиллизация. Призальбандовые породы большей частью практически безрудны.

Проявления асбеста и талька связаны с ультраосновными интрузивными образованиями, прорывающими метавулканиты трогового комплекса западной части Алданского щита. Они известны в Хани-Олондинском трого, где жилы хризотил-асбеста встречены в небольшом массиве серпентинизированных дунитов. Мелкие проявления талька более многочисленны и зафиксированы в связи с телами гипербазитов не только в трогах вулканогенного, но и терригенно-вулканогенного типов.

Приведенные сведения о рудоносности троговых структур Алдано-Становой области показывают, что основная масса проявлений рудной минерализации приурочена к трогам терригенно-вулканогенного типа. Структуры, выполненные преимущественно терригенными или вулканогенными образованиями, значительно менее продуктивны. Такое распределение может в большой степени зависеть от неравномерности изученности и опоскованности троговых структур, однако в какой-то мере оно, видимо, все же отражает металлогеническую специализацию трогов различных типов. Наиболее четко выражена приуроченность железистых кварцитов, медистых песчаников, медно-колчеданного, полиметаллического и стратиформного вольфрамного оруденения к терригенно-вулканогенным троговым комплексам и асбестоносных гипербазитов к вулканогенным. Это позволяет рассматривать троговые структуры соответствующих типов в качестве перспективных объектов, где можно прогнозировать аналогичное оруденение. Интересным в отношении медно-колчеданного оруденения и асбестоносности может оказаться Амазар-Гилуйская система шовных структур, где в троговом комплексе широко развиты вулканогенные образования основного состава. Остается неясным вопрос о возможности выявления в Алдано-Становой области проявлений медно-никелевой минерализации, однако очевидно, что наиболее перспективными структурами, где можно ожидать такое оруденение, являются докембрийские троговые структуры вулканогенного и терригенно-вулканогенного типов. Это положение в значительной мере остается справедливым и для золоторудной минерализации домезозойского возраста, поскольку приуроченность докембрийских месторождений золота к древним существенно метабазитовым комплексам хорошо известна [62, 64].

В отношении редкометалльных пегматитов и метасоматитов троговые структуры также представляют известный интерес, однако размещение месторождений, связанных с этими породами, в большой мере контролируется зонами разломов, определяющими локализацию интрузий щелочных пород.

УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ
АЛДАНСКОГО ШИТА

В раннедокембрийских комплексах Алданского щита и Становой области породы основного и ультраосновного состава имеют достаточно широкое распространение. Они в различной степени метаморфизованы и изменены наложенными процессами, но тем не менее представляют собой наиболее уверенно диагностируемую группу пород, в пределах которой возможно довольно надежное выделение относительно слабо измененных пород, используемых для реконструкции первичной природы и тектонических условий формирования с помощью современных петрогеохимических методов. Геологические наблюдения часто не позволяют установить первичную интрузивную (особенно sillовую) или вулканическую природу метабазитов и метаультрабазитов, однако для целей настоящей работы это не является существенным препятствием, так как геохимические характеристики комагматичных пород ультрабазит-базитовых ассоциаций, по которым возможно определение петрогенетических особенностей, связанных с тектоническими условиями формирования, обычно оказываются одинаковыми или близкими в пределах точности используемых методов.

Поскольку в предыдущей главе была показана целесообразность выделения двух крупных структурных комплексов раннего докембрия, очевидна необходимость рассмотрения прежде всего ультрабазит-базитов этих двух комплексов. Это, разумеется, не исключает возможности более детального анализа эволюции тектонических условий и изменения геохимических параметров во время формирования каждого из комплексов, однако в первую очередь представляется полезным проанализировать геохимические характеристики ультрабазит-базитов для каждого комплекса в целом.

УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТЫ
ГНЕЙСОВО-ГРАНУЛИТОВОГО ФУНДАМЕНТА

Породы гнейсово-гранулитового фундамента характеризуются наиболее интенсивным метаморфизмом, проходившим в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. В связи с этим в них никогда не встречаются реликтовые структуры, а геологические наблюдения и петрографическое изучение не позволяют получить убедительных данных о первичной природе и составе первичных пород.

Условия метаморфизма докембрийских комплексов гнейсово-гранулитового фундамента Алданского щита определены по минеральным ассоциациям следующим образом: чогарская серия — $P = 10-11$ кбар, $T = 1000-1100^\circ\text{C}$; сутамская серия — $P = 9,5-11$ кбар, $T = 820-1030^\circ\text{C}$; тимптоно-желтулинская серия — $P = 9-9,5$ кбар, $T = 820-900^\circ\text{C}$ [36].

В составе метаморфических толщ гнейсово-гранулитового фундамента широко распространены породы первично-осадочной природы — такие, как кварциты, мраморы, кальцифированные, высокоглиноземистые кристаллические сланцы, железистые кварциты, диопсидовые гранулиты и др. Для кристаллических сланцев основного состава (пироксеновых, двупи-

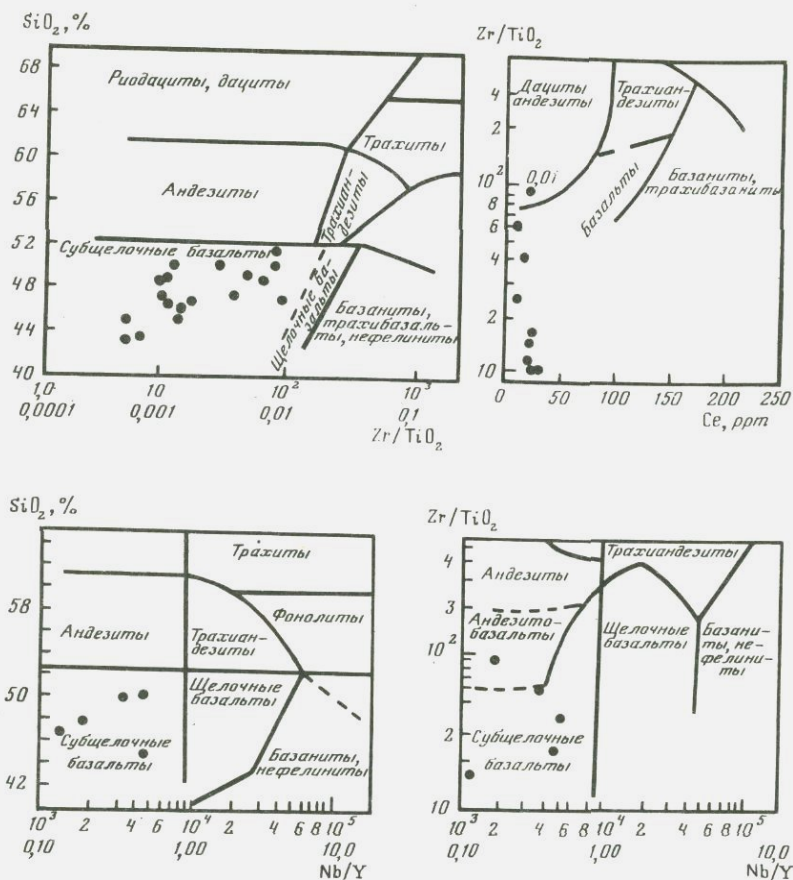
роксеновых, гранат-пироксеновых, пироксен-плаггиоклазовых) обычно предполагается первичная магматическая природа, что позволяет говорить об осадочно-вулканогенном характере гнейсово-гранулитовых серий в целом. Вместе с тем вопрос о первичном вулканогенном (эффузивном) происхождении кристаллических сланцев основного состава (основных гранулитов) заслуживает специального рассмотрения, поскольку его решение во многом может определять наши представления о тектонических условиях литогенеза на ранних стадиях эволюции земной коры.

В архейских и катархейских комплексах Алданского щита и Становой области основные гранулиты являются широко распространенными породами. Они составляют, по оценкам разных авторов, от 40 до 75% мощности разреза алданского комплекса [4, 105], который коррелируется с курультино-гонамским комплексом и купуринской серией Становой области.

В качестве объекта исследования первичной природы основных гранулитов были выбраны кристаллические сланцы основного состава гнейсово-гранулитовых серий раннего докембрия Становой области Алданского щита. С этой целью в трех районах, где основные гранулиты известны в представительных сериях раннего докембрия (реки Сутам, Имангракан, район станции БАМ Харагоча), производился отбор проб для специального геохимического и петрохимического изучения и характеристики разрезов отдельных горизонтов кристаллических сланцев.

Для изучения первичной природы кристаллических сланцев основного состава в небольшой части (5–15) проб были определены содержания некоторых редких элементов и редких земель, являющихся практически неподвижными при метаморфизме и лишь при значительной гидротермальной переработке обнаруживающих способность к миграции. Результаты определений содержаний были нанесены на диаграммы (рис. 6) $\text{SiO}_2 - \text{Zr/TiO}_2$, $\text{SiO}_2 - \text{Nb/Y}$, $\text{Zr/TiO}_2 - \text{Ce}$, $\text{Zr/TiO}_2 - \text{Nb/Y}$ [300]. Во всех случаях точки составов исследуемых основных гранулитов оказались в пределах полей базальтов или субщелочных базальтов и андезитов-базальтов. Такое расположение точек составов является весьма надежным свидетельством базальтовой природы изученных основных гранулитов курультино-гонамского комплекса Становой области.

В качестве следующего критерия были использованы спектры распределения редкоземельных элементов в основных гранулитах. Сравнение проводилось раздельно для пород с обычным для базальтов содержанием магния 7–8% и высокомагнезиальных разновидностей пироксеновых сланцев (метакоматиитов) с содержанием магния 18–25% (рис. 7). Объектами для сравнения являлись спектры распределения редких земель в базальтах, базальтовых и перидотитовых коматиитах, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации [183, 186]. Содержания редкоземельных элементов (нормализованные по хондриту) в основных гранулитах изученных районов показывают все особенности, характерные для спектров неизмененных или слабо измененных базальтов и коматиитов. Это выражается в сходстве уровней концентрации редкоземельных элементов, отсутствии четко выраженного наклона кривых (т.е. отсутствии существенных различий в содержаниях легких и тяжелых редкоземельных элементов), наличии слабого европиевого минимума. В высокомагнезиальных основных гранулитах европиевый минимум выражен несколько более



Р и с. 6. Диаграммы $\text{SiO}_2\text{-Zr}/\text{TiO}_2$, $\text{SiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$, $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Ce}$, $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$ для основных гранулитов Алданского щита

резко, чем в аналогичных породах зеленокаменных поясов, что, видимо, отражает принадлежность их к породам высокой фации метаморфизма. В остальном же эти породы характеризуются спектрами распределения редкоземельных элементов, вполне сходными со спектрами типичных базальтовых и перidotитовых коматитов Южной Африки [183].

Таким образом, геохимические особенности распределения редкоземельных и других инертных элементов (титана, циркония, ниобия) свидетельствуют с метабазитовой природе основных гранулитов. Если это так, то можно ожидать, что величины геохимических индикативных отношений инертных компонентов в основных гранулитах должны быть близкими к тем, которые характерны для хондритов и магматических пород мантийного происхождения. Действительно, величины отношений TiO_2/Y , Nb/Zr и $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$, определенные в основных гранулитах, оказались близкими к трендам хондритов и непосредственно примыкающими к полю базальтов срединно-океанических хребтов [60, 188].

Эти данные хорошо согласуются с результатами исследований по распре-

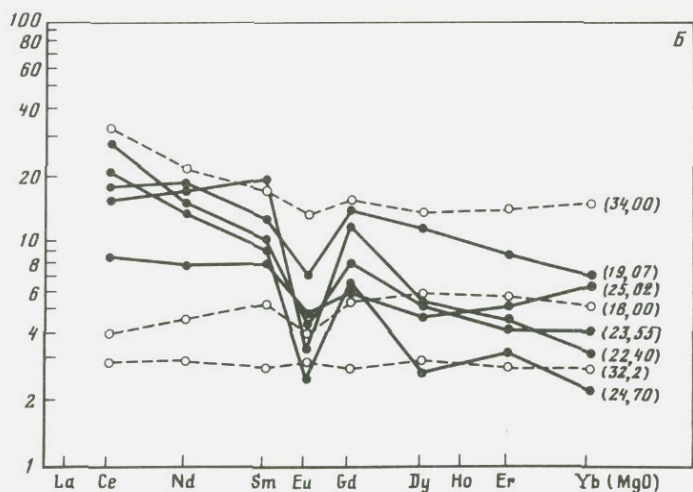
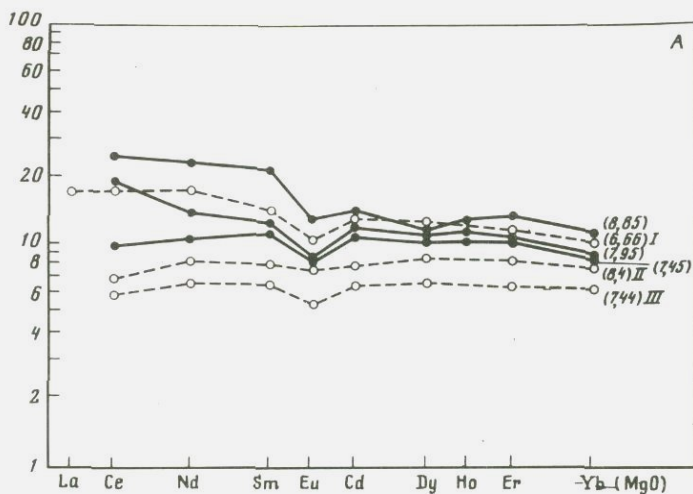


Рис. 7. Спектры распределения редкоземельных элементов в основных гранули-
тах Алданского щита (сплошные линии), в нижнекембрийских метабазитах зеле-
нокаменных поясов Австралии – I, Зимбабве – II, Финляндия – III (А) и в ниж-
некембрийских метакоматиитах зеленокаменных поясов Африки (Б) (пунктирные
линии)

делению изотопов стронция в архейских кристаллических сланцах тим-
тонской серии Алданского щита (табл. 4). Для метаморфических пород
основного состава, слабо измененных процессами гранитизации и не содер-
жащих в сколько-нибудь заметных количествах биотит и флогопит, харак-
терны низкие (0,7031–0,7088) начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [8]. В
основных гранулитах, в той или иной мере подвергшихся щелочному
метасоматозу, связанному с гранитизацией, когда в породах появляется
биотит или флогопит, эти отношения существенно увеличиваются, дости-

Таблица 4. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах тимптонской серии Алданского щита (по [8])

Порода	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Порода	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Пироксен-плагиокла- зовый сланец	0,7042	Пироксен-биотитовый сланец	0,7152
То же	0,7063	Роговообманково-био- титовый сланец	0,7181
Гиперстеновый плагио- гнейс	0,7078	То же	0,7136
Диопсид-роговообман- ковый сланец	0,7030	"	0,7307
Диопсидовый сланец со скаполитом	0,7088	"	0,7436
Пироксен-роговообман- ковый сланец	0,7045	"	0,7972
То же	0,7043	Флогопит-диопсидо- вый сланец	0,7100
"	0,7030		

гая 0,7152–0,7972 [8]. Поскольку низкие величины начальных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ являются весьма надежными свидетельствами мантийного магматического происхождения исследуемых пород, можно полагать, что низкие отношения изотопов стронция в основных гранулитах унаследованы от исходных базитов и ультрабазитов и что эти отношения увеличивались позднее вследствие привноса щелочей при метаморфизме и гранитизации гранулитовых серий.

Получив достаточно убедительные доказательства первичной магматической мантийной природы основных гранулитов по геохимическим параметрам, можно перейти к анализу петрохимических характеристик, которые также используются многими авторами для реконструкции первичной природы метаморфических пород и анализа условий их формирования.

Необходимо отметить, что анализ петрохимических параметров основных гранулитов архея Алданского щита и Становой области частично уже выполнялся. Так, Е.П. Миронюк и др. [55] установили совпадение точек составов основных гранулитов с трендом базальтов на диаграмме А.Н. Заварицкого. В работе С.Д. Великославинского [9] показано, что точки составов неизмененных основных кристаллических сланцев иенгрской серии на диаграмме А.А. Предовского [77] попадают в поле базитов. О первичной вулканической природе основных кристаллических сланцев и их ультрабазит-базитовом составе писали И.М. Фрумкин [100], Р.Ф. Черкасов [105], М.З. Глуховский и др. [20], Л.М. Реутов [80] и др.

Петрохимическое изучение амфиболитов и кристаллических сланцев основного и ультраосновного состава иенгрской серии архея Алданского щита позволило В.И. Березкину и В.И. Кицулу заключить, что они являются метаморфизованными базальтами и ультраосновными породами. Метаморфическое преобразование пород выражается в незначительном привносе окиси калия (0,1–1%) и натрия (0,3–1%). Что же касается остальных

породообразующих окислов, то основные гранулиты обнаруживают отчетливо выраженную феннеровскую тенденцию дифференциации — от магнезиальных к железистым разностям. В целом же они принадлежат к единой толеит-базальтовой магматической серии.

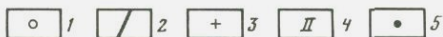
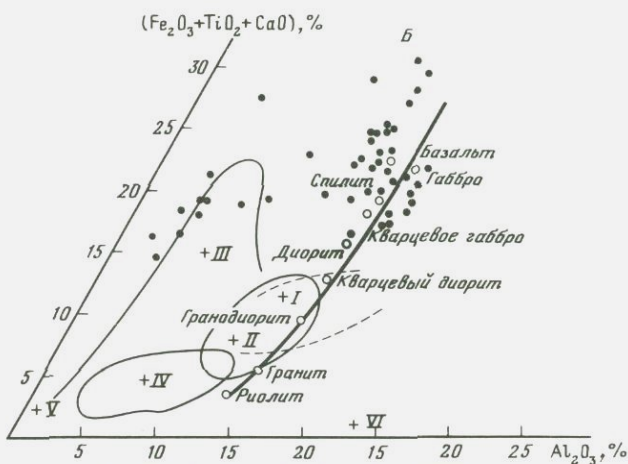
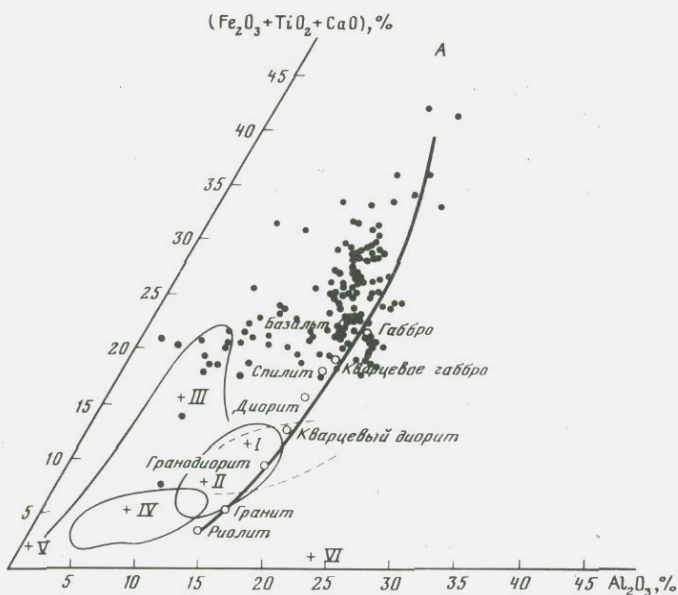
Для более обоснованного суждения о петрохимических характеристиках основных гранулитов архея Алданского щита и Становой области по собственным материалам и данным других авторов [9, 20, 36] составлена вполне представительная выборка из 137 проб. Анализ этой выборки проведен на петрохимических диаграммах, предназначенных для определения первичной природы метаморфических пород и для исследования андезитобазальтовых вулканических серий.

На диаграмме Ля Роша [199] видно, что большая часть точек составов основных гранулитов образует поле, примыкающее к тренду составов магматических пород в области базальтов, габбро и ультраосновных пород (рис. 8). Общая вытянутость ореола точек параллельна тренду магматических пород. Наибольшее сгущение точек наблюдается вокруг среднего состава базальтов. Некоторая часть точек заметно смещена в сторону низкоглиноземистых составов и попадает в основном в поле полимиктовых (граувакковых) песчаников, намечая второй менее четко выраженный тренд, почти поперечный по отношению к тренду магматических пород. Наличие этого тренда свидетельствует о возможном происхождении части исследованных пород за счет метаморфизма слабо дифференцированных (незрелых) граувакк или туфогенных песчаников. Большая же часть основных гранулитов, судя по этой диаграмме, очевидно, отвечает метабазитам или высокомагнезиальным базальтам.

На треугольной диаграмме CaO—MgO [4] большая часть точек ложится в области, где поля составов магматических и осадочных пород сближены либо перекрываются (рис. 9). Можно, однако, говорить о том, что общий тренд поля точек наиболее совпадает с трендом магматических пород основного и ультраосновного состава, что также свидетельствует в пользу метабазитовой природы основных гранулитов. Бинарная диаграмма CaO—MgO также показывает не очень сильную, но положительную корреляционную связь между этими компонентами, причем наблюдается тенденция уменьшения содержаний кальция с возрастанием магнезиальности, которая характерна для базальтоидов [60].

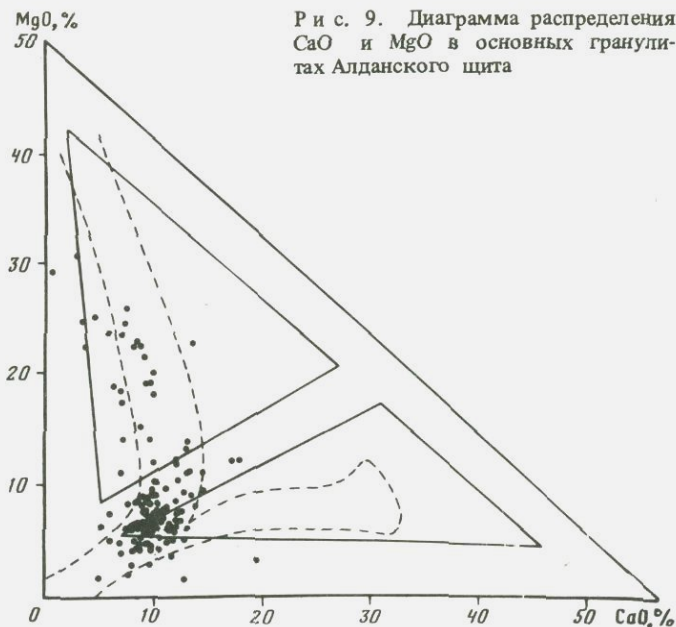
Аналогичная картина заметна и на бинарных диаграммах Al_2O_3 —MgO и TiO_2 —MgO. Последняя в этом отношении наиболее показательна, так как в метаосадочных породах концентрации титана возрастают с увеличением магнезиальности. В исследованных основных гранулитах содержания титана снижаются по мере увеличения магнезиальности, что характерно для базальтовых серий. Лишь в области низкомагнезиальных составов (MgO от 4 до 12%) поле точек не обнаруживает четкой вытянутости, что может быть связано с присутствием в выборке метаосадочных пород типа граувакк [60].

На общей диаграмме составов магматических пород [2] можно видеть (рис. 10, А), что большая часть точек ложится в поля субщелочных (IV) и толеитовых (V) базальтов. Небольшая часть точек попадает в поле пикритов и перидотитов (II). Аналогичная картина прекрасно видна и на диаграмме AFM, где большая часть точек основных гранулитов располагается в



Р и с. 8. Диаграммы $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO}) - \text{Al}_2\text{O}_3$ для основных гранулитов (А), и основных метавулканитов (Б) трогового комплекса Алданского щита

1 - средние составы магматических пород; 2 - тренд составов магматических пород; 3 - средние составы осадочных пород; 4 - поля составов осадочных пород: I - глинистых сланцев, II - граувакк, III - лититовых песчаников, IV - аркозов, V - кварцитов, VI - каолиновых глин; 5 - составы основных гранулитов и пород трогового комплекса



области составов базальтов срединно-океанических хребтов в пределах полей толеитовой и щелочной оливин-базальтовой магматических серий. Заметная группа точек приближена к железо-магниевого стороне треугольника, что свидетельствует о присутствии в составе выборки высокомагнезиальных пород.

Для анализа составов metabазальтовых серий наиболее подходящими являются диаграммы Чёрча и Вильёнов [138, 282], которые и были использованы. На диаграмме Б. Чёрча (рис. 11) отчетливо видно, что, помимо группы точек, располагающейся в поле базальтов, часть точек находится вдоль тренда коматиитов и гипербазитов, а некоторая часть точек попадает на линию составов лунных пород. На диаграмме Вильёнов (рис. 12) также нетрудно видеть, что, кроме четко обособляющейся группы точек, располагающейся в пределах или вблизи поля базальтов, имеются точки, отвечающие составам базальтовых, пироксенитовых и перидотитовых коматиитов.

Эти диаграммы, таким образом, вполне убедительно свидетельствуют о том, что основные гранулиты архея Алданского щита являются преимущественно metabазальтами, однако среди них имеются и высокомагнезиальные магматические породы типа базальтовых и перидотитовых коматиитов. Анализ комплементарности этих двух семейств с помощью диаграммы В.Н. Лодочникова, измененной М.И. Кузьминым, показывает, с одной стороны, полное совпадение полей составов metabазальтов архея и базальтов срединно-океанических хребтов и, с другой стороны, наличие обособленного поля метакоматиитов, комплементарных с лерцолитами архея и гипербазитами современных океанов [20]. Отсюда можно заключить, что выплавление коматиитовых составов в современных океанах либо не происходит, либо реализуется в очень редких случаях, тогда как в

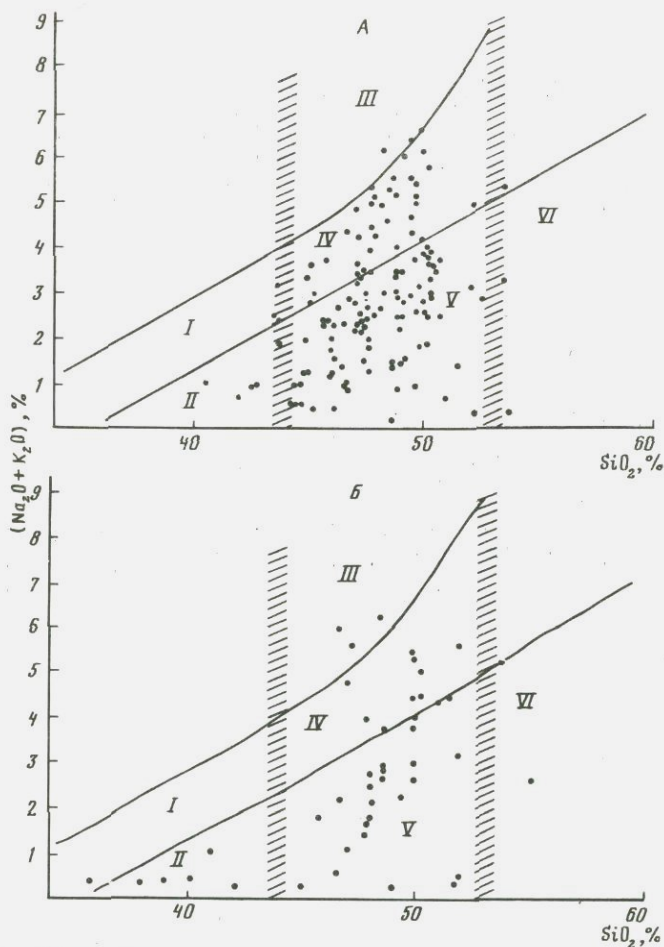


Рис. 10. Общие диаграммы составов магматических пород для основных гранулитов (А) и основных метавулканитов (Б) трогового комплекса Алданского щита

I — слюдяные пикриты; *II* — пикриты, перидотиты; *III* — фельдшпатоидные базальты, габброиды; *IV* — субщелочные базальты, габбро; *V* — толеитовые базальты, габбро; *VI* — андезитовые базальты, диориты

раннем докембрии генерация высокомагнезиальных расплавов была широко распространена. Вместе с тем процесс генерации толеитовых базальтовых магм, видимо, имел огромное значение в раннем докембрии, так же как и в современных океанических условиях.

Полученные геохимические и петрохимические доказательства metabазальтовой природы основных гранулитов Алданского щита и Становой области позволили предположить, что в отдельных пластах этих пород в вертикальном разрезе может наблюдаться распределение петрогенных и малых элементов, аналогичное тому, которое установлено для единичных покровов базальтовых лавовых серий. Известно, что в разрезах архейских

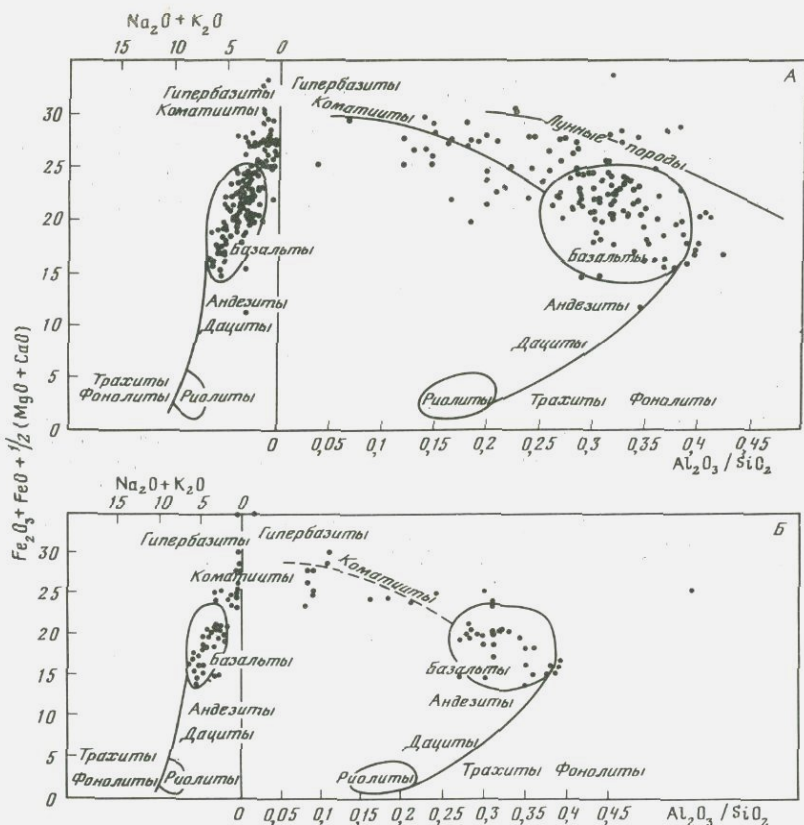


Рис. 11. Диаграммы базальтовых серий для основных гранулитов (А) и основных метавулканитов трогового (Б) комплекса Алдаинского щита

осадочно-вулканогенных серий в нижней половине единичных лавовых покровов наблюдается увеличение содержаний магния и никеля [60, 181]. Такое распределение очень хорошо заметно в покровах мощностью в десятки метров и гораздо слабее выражено в покровах мощностью в несколько метров.

С целью проверки этого предположения несколько прослоев пироксеновых кристаллических сланцев, заключенных снизу и сверху между горизонтами биотитовых гнейсов и мигматитов, были опробованы по разрезу. Результаты исследования показали, что в прослое мощностью около 10 м в нижней половине разреза действительно наблюдается резкое увеличение содержаний магния и никеля (рис. 13), вполне аналогичное установленному в базальтах и коматиитах архейских толщ зеленокаменных поясов Западной Австралии, вмещающих сульфидные руды никеля [59]. В прослоях мощностью около 1,5 м некоторая тенденция к повышению концентраций магния и никеля в нижней части разрезов также наблюдается, однако, как и следовало ожидать, она выражена очень слабо (рис. 14). Полученные результаты, видимо, можно считать дополнительным свиде-

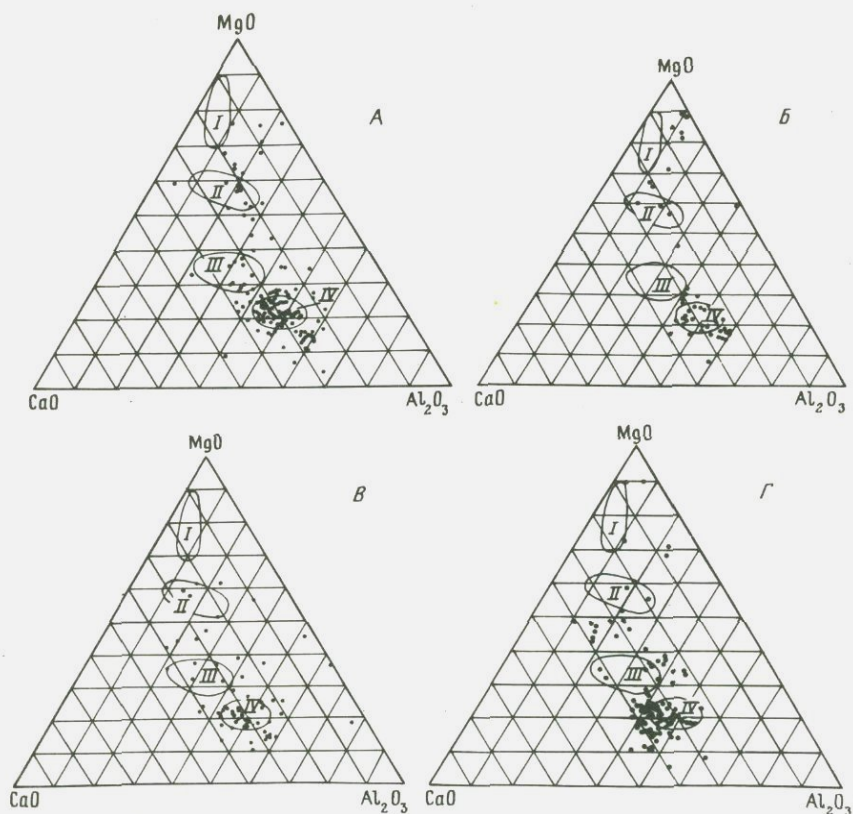
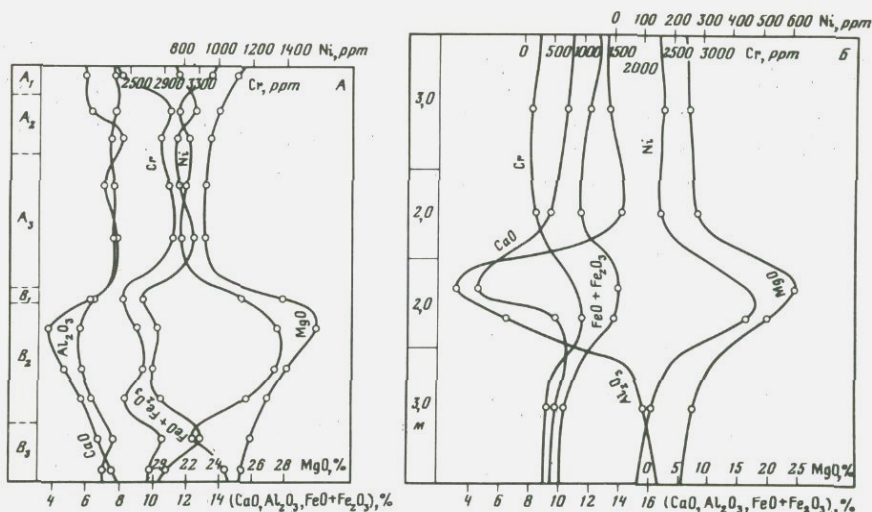


Рис. 12. Диаграммы $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$

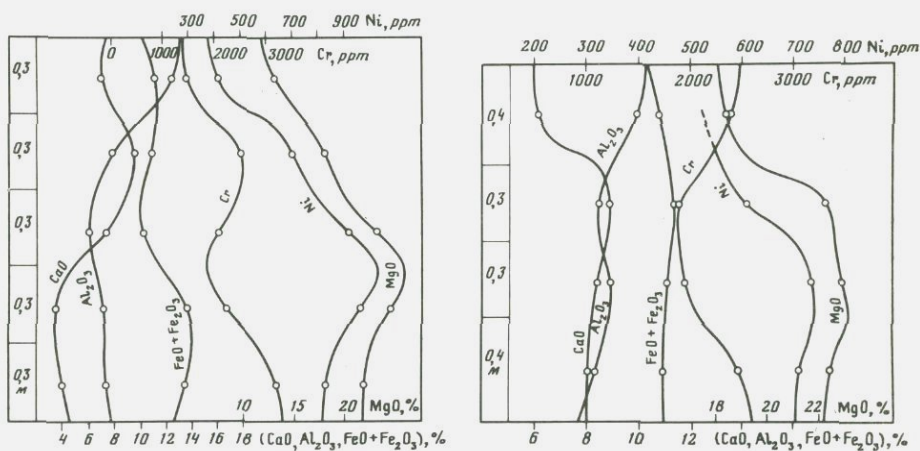
А — для основных гранулитов; *Б* — для основных метавулканитов трогового комплекса Алданского щита; *В* — для основных гранулитов додарварского комплекса; *Г* — для основных метавулканитов дарварского комплекса Индостанского щита. Поля составов [282]: *I* — перidotитовые коматииты; *II* — базальтовые коматииты типа "гелюк"; *III* — базальтовые коматииты типа "барбертон" и "бадплаас"; *IV* — толеитовые базальты

тельством того, что основные гранулиты являются metabазальтами и метакоматиитами, причем отдельные горизонты этих пород сохраняют петрохимические особенности строения единичных лавовых покровов.

В дополнение к приведенным выше геохимическим и петрохимическим данным можно сослаться на проведенные Л.Н. Хетчиковым исследования включений в минералах биотит-гиперстеновых кристаллических сланцев иенгрской серии, которые показали, что температуры, достигавшиеся при метаморфизме этих пород, не превышали 850°C , благодаря чему в них сохранился гиперстен с включениями, имеющими температуру гомогенизации $1200-1250^\circ\text{C}$. Присутствие таких высокотемпературных включений доказывает магматическую природу первичных пород. Аналогичные расплавные включения с температурой гомогенизации $1100-1200^\circ\text{C}$ найдены также в некоторых амфиболитах архейского комплекса Алданского



Р и с. 13. Распределение элементов в единичном покрове метаэффузивов архейского зеленокаменного пояса Западной Австралии (А) и основных гранулитов Алданского щита (Б)



Р и с. 14. Распределение элементов в единичных маломощных пластах основных гранулитов (покровах метаэффузивов ультрабазит-базитового состава) в гнейсово-гранулитовом фундаменте Алданского щита (бассейн р. Харагочи)

щита, которые, очевидно, также принадлежат к ортопородам, скорее всего к метабазальтам [104].

Полученные данные позволяют заключить, что большая часть основных гранулитов Алданского щита представляет собой метаморфические производные магматических пород ультрабазит-базитового состава, причем в значительной степени вулканических фаций, хотя петрохимические спосо-

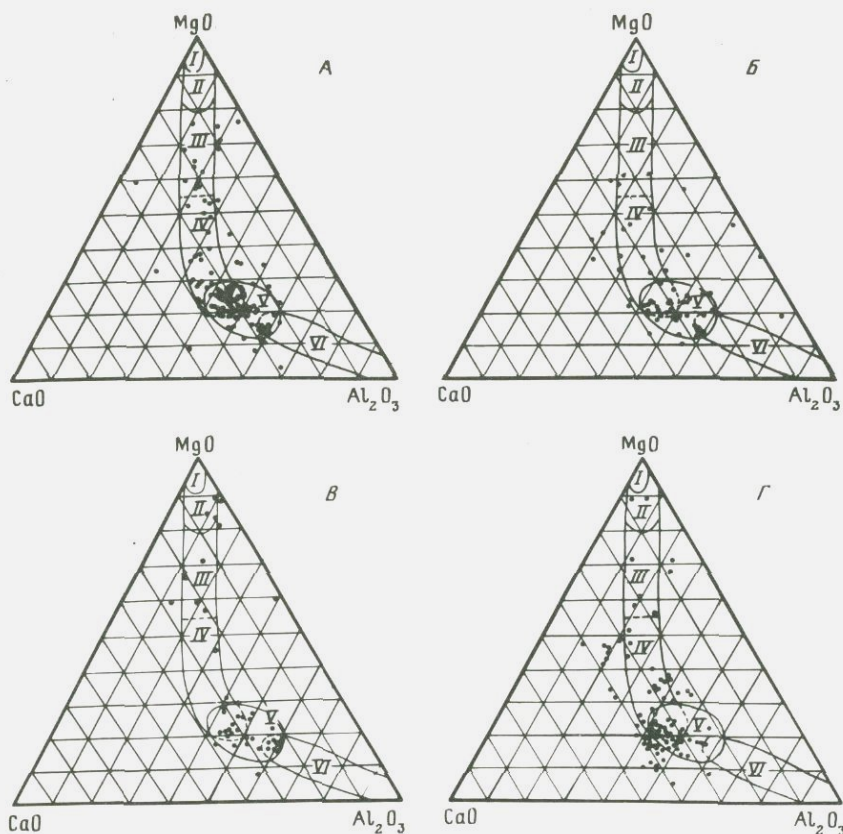


Рис. 15. Диаграммы CaO-MgO-Al₂O₃

Для основных гранулитов: А – алданского, Б – Индостанского щитов; для ультрабазит-базитового трогового комплекса: В – Алданского, Г – Индостанского щитов. Поля составов [181]: I – дуниты, частично никеленозные; II – перидотитовые коматииты никеленозные (нижние зоны потоков); III – перидотитовые коматииты (верхние зоны потоков); IV – базальтовые коматииты; V – толеитовые базальты; VI – известково-щелочная серия

бы исследований не дают возможности во всех случаях уверенно отличать metabasalts и metakomatiites от gabbro и ультрабазитов расслоенных пластовых интрузий. Тем не менее, очевидно, что предположения о метасадочной природе значительной части основных гранулитов Алданского щита [4] не могут быть приняты и, видимо, справедливы для относительно небольшой группы диоксидовых кристаллических сланцев, ассоциирующих с карбонатными породами.

Таким образом, напрашивается естественный вывод о том, что исходные комплексы пород гнейсово-гранулитового фундамента Алданского щита в основном представляли собой осадочно-вулканогенные ультрабазит-базитовые (коматиит-базальтовые) серии, в значительной мере сходные с архейскими комплексами зеленокаменных поясов. Это сходство может быть показано дополнительно с помощью диаграммы CaO-MgO-Al₂O₃,

модифицированной Д. Гровсом применительно к магматическим сериям зеленокаменных поясов Западной Австралии [181]. Расположение точек составов основных гранулитов Алданского щита на этой диаграмме (рис. 15) достаточно четко показывает, что общая направленность эволюции основных магм реализовывалась по пути фракционной кристаллизации оливина и клинопироксена, так как общая вытянутость поля точек явно следует соответствующему тренду, направленному от поля толеитовых базальтов к полям никеленосных перидотитовых коматиитов и дунитов. Это свидетельствует о потенциальной рудоносности (никеленосности) коматиит-базальтовых серий гнейсово-гранулитового комплекса и о возможности нахождения среди пород этого комплекса медно-никелевой минерализации, признаки которой действительно известны как на Алданском щите, так и на многих других докембрийских щитах.

УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТЫ ТРОГОВОГО КОМПЛЕКСА

Отложения, выполняющие троговые структуры Алдано-Становой области, сложены вулканитами преимущественно основного состава, а также терригенными, глинистыми и в меньшей степени кремнистыми, углеродистыми и карбонатными породами. Все они в различной мере метаморфизованы в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и нередко трудно отличимы от диафорированных пород архейских комплексов Алдано-Становой области. Детальные петрографические исследования показывают, однако, что породы трогового комплекса подверглись прогрессивному метаморфизму вплоть до условий амфиболитовой фации, тогда как в архейских комплексах метаморфизм амфиболитовой и более низких фаций является регрессивным и накладывается на минеральные ассоциации гранулитовой фации.

В вулканических породах основного состава, входящих в троговый комплекс, при слабом метаморфизме довольно часто наблюдаются реликтовые структуры эффузивов (главным образом порфиоровые и диабазовые); чаще такие структуры отсутствуют и породы превращены в амфиболиты, амфиболовые, биотит-амфиболовые, хлорит-актинолитовые, тальк-хлорит-актинолитовые, актинолитовые и хлоритовые сланцы. В амфиболитах иногда наблюдается замещение роговой обманки биотитом, что может быть связано с проявлениями более поздней гранитизации.

Вместе с вулканитами основного состава (метабазами) в некоторых случаях в виде прослоев, линз и выдержанных по простиранию небольших пачек встречаются измененные ультраосновные породы, представленные большей частью хлорит-серпентиновыми, антофиллитовыми, хлорит-антофиллитовыми, антофиллит-тальк-карбонатными и хлорит-тальк-серпентин-карбонатными сланцами. Судя по условиям залегания, эти породы представляют собой метаморфизованные вулканические породы, в связи с чем рассматриваются ниже в составе одной выборки вместе с метабазами. Нельзя, однако, исключить, что часть этих пород может принадлежать к пластовым или линзовидным интрузивным телам гипербазитов.

Метавулканиты среднего и кислого состава, также известные в троговом комплексе, представлены серыми роговиковоподобными породами (порфироидами) с реликтами первичных структур, свойственных диабазам, андезитам, кератофирам и риолитам.

Осадочные теригенные породы трогового комплекса также иногда сохраняют псаммитовую структуру и слоистую текстуру (метапесчаники, метаалевролиты, метаконгломераты). Чаще, однако, они преобразованы в кварциты — как мономинеральные, так и содержащие слюды, гранат, силлиманит, амфибол, магнетит, гематит, циркон и другие минералы, железистые кварциты, кварцито-сланцы, биотитовые, двуслюдяные, биотит-гранатовые микрогнейсы и гнейсы. Глинистые, нередко глиноземистые породы представлены дистен-ставролит-гранатовыми, мусковит-ставролитовыми, силлиманит-биотитовыми, андалузит-слюдяными и другими сланцами. Карбонатные породы преобразованы в мраморизованные известняки и мраморы.

В пределах трогов широко развиты тела метагаббро и ортоамфиболитов, изредка отмечаются дуниты. В трогах и вблизи них располагаются массивы редкометалльных щелочных гранитоидов, поля мусковитовых и редкометалльных пегматитов.

Как видно из изложенного, в составе отложений, выполняющих большинство троговых структур Алдано-Становой области, помимо метаосадочных пород, заметная роль принадлежит магматическим породам. Для анализа тектонических условий формирования троговых структур и сравнения их с условиями формирования гнейсово-гранулитового фундамента в дальнейшем приходится ограничиться рассмотрением ультрабазит-базитовых пород, так как уверенное распознавание первичной природы магматических пород кислого и среднего состава в гнейсово-гранулитовых комплексах почти невозможно, а в троговом комплексе часто сильно затруднено из-за наложенных процессов метаморфизма и гранитизации. Тем не менее, поскольку известно, что именно магматические породы ультрабазит-базитовых ассоциаций (в частности, породы толеитовых и андезито-базальтовых вулканических серий) являются хорошими индикаторами тектонических условий образования и соответственно металлогенической специализации структурно-вещественных комплексов, представляется возможным выполнить такое сравнение, опираясь на петрогеохимические особенности пород ультрабазит-базитового состава. Результаты 45 химических анализов основных метавулкаников трогового комплекса, большей частью заимствованных из литературных источников, использованы ниже для рассмотрения петрохимических особенностей пород этой группы. Реконструкция первичного состава метаморфизованных пород трогового комплекса производилась Е.П. Миронюком и А.Ф. Петровым на основе диаграмм Н.А. Доморацкого и Б.Е. Лика [55, 76]. Эти исследования показали присутствие в троговом комплексе первично-осадочных и первично-магматических пород, несмотря на то, что значительная часть составов оказалась в пределах полей неопределенности. Ограниченные возможности выявления первичной природы метаморфических пород по валовым химическим анализам хорошо известны [90]. Для нашей выборки определение первичной природы на основе диаграммы Ля Роша (см. рис. 8) показывает, что большая часть составов рассматриваемых пород трогового комплекса располагается в пределах поля, примыкающего к тренду составов магматических пород в области кварцевого габбро, спилитов и базальтов. Общая вытянутость ореола точек параллельна тренду магматических пород. Наибольшее сгущение точек наблюдается вокруг

среднего состава базальтов. Небольшая, но отчетливо обособляющаяся часть точек сильно смещена в сторону низкоглиноземистых составов, выходя в основном за поле полимиктовых лититовых песчаников. В отношении этой части пород диаграмма Ля Роша не дает определенного ответа на вопрос о первичной природе и не позволяет исключать возможность принадлежности их к высокомагнезиальным магматическим породам.

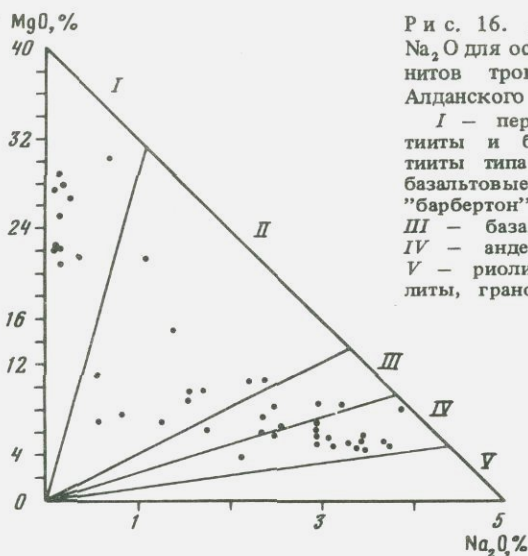
Очевидно, таким образом, что петрохимические данные хорошо согласуются с геологическими свидетельствами о первичной магматической природе пород всей рассматриваемой группы и об их преимущественно базальтовом составе. Это, в свою очередь, определяет возможность использования диаграмм, разработанных для исследования вулканических серий.

На общей диаграмме составов магматических пород (см. рис. 10, Б) можно видеть, что главная масса точек ложится в поле толеитовых базальтов (V), значительная часть попадает в поля щелочных базальтов (III, IV) и небольшая, но вполне отчетливо обособляющаяся группа выходит в область ультраосновных составов (I, II). Наблюдаемая картина достаточно близко напоминает распределение точек составов ультрабазит-базитов гнейсово-гранулитового фундамента Алданского щита и в целом свидетельствует о принадлежности основных метавулканитов трогового комплекса к толеитовой серии с несколько повышенной ролью щелочных базальтов.

Сравнение метавулканических пород трогового комплекса с базальтоидными вулканическими сериями других районов можно вести на диаграммах Чёрча и Вильёнов [138, 282]. Диаграмма Чёрча позволяет вполне отчетливо увидеть, что хотя большая часть точек располагается в пределах поля базальтов, некоторые точки ложатся вблизи линии коматиитовых составов, а в области гипербазитов наблюдается даже хорошо выраженное скопление (см. рис. 11).

Близкую картину можно видеть и на диаграмме Вильёнов $MgO-Na_2O$ (рис. 16). Основная масса точек попадает здесь в поля андезитов (III) и базальтов (IV). Однако весьма значительное число точек располагается также в полях перидотитовых (I) и базальтовых (II) коматиитов. Эти данные позволяют говорить о том, что среди основных метавулканитов трогового комплекса Алданского щита, помимо толеитовых и щелочных базальтов, несомненно, присутствуют и породы ультраосновного состава, близкие по химическому составу к перидотитовым коматиитам. Еще более наглядную картину мы получаем на диаграмме $CaO-MgO-Al_2O_3$, где нанесены (по Вильёнам) поля составов базальтовых и перидотитовых коматиитов зеленокаменных поясов Южной Африки (см. рис. 12). Опять весьма четко обособляется большая группа точек, расположенная вблизи или в пределах поля базальтов. Небольшая часть точек попадает в поле базальтовых коматиитов типа "гелюк" или располагается вблизи него. Часть точек находится рядом с полем перидотитовых коматиитов, что свидетельствует о наличии высокомагнезиальных пород, которые могут представлять собой измененные интрузивные гипербазиты (силлы) или эффузивные породы ультраосновного состава (перидотитовые коматииты).

Приведенные данные показывают достаточно большое сходство петрохимических характеристик метавулканических пород трогового комплекса Алдано-Становой области с базальтоидными породами зеленокаменных поясов других древних платформ. Это сходство выражается в преоблада-



Р и с. 16. Диаграмма $MgO-Na_2O$ для основных метавулканитов трогового комплекса Алданского щита

I — перidotитовые коматииты и базальтовые коматииты типа "гелюк"; II — базальтовые коматииты типа "барбертон" и "бадплаас"; III — базальты и габбро; IV — андезиты и диориты; V — риолиты, дациты, тоналиты, гранодиориты, граниты

нии среди эффузивов толеитовых базальтов и в присутствии базальтовых коматиитов. Ультраосновные породы, слагающие пластовые интрузивные залежи и потоки лав перidotитовых коматиитов, также являются характерными элементами многих комплексов зеленокаменных поясов. Все эти петрохимические особенности метавулканитов трогового комплекса сближают его с офиолитовыми (океаническими) ассоциациями. Вместе с тем нельзя не отметить, что присутствие в составе трогового комплекса перidotитовых коматиитов сближает его с вулканогенными комплексами тех зеленокаменных поясов, для которых характерны проявления золотого и сульфидного медно-никелевого оруденения. С целью проверки этого положения использована диаграмма $CaO-MgO-Al_2O_3$, видоизмененная Д. Гровсом применительно к никеленосным комплексам зеленокаменных поясов Западной Австралии [181]. Положение точек составов основных метавулканитов трогового комплекса Алданского щита на этой диаграмме (см. рис. 15) свидетельствует о принадлежности пород ультрабазит-базитовой ассоциации к коматиит-базальтовой серии. При этом почти четвертая часть общего количества точек попадает в поля перidotитовых коматиитов, являющихся в зеленокаменных комплексах Западной Австралии никеленосными [59]. Эти данные говорят о потенциальной никеленосности основных метавулканитов трогового комплекса Алданского щита, хотя необходимо отметить, что их перспективность в этом отношении никак нельзя переоценивать, так как роль вулканических пород основного состава в разрезах трогового комплекса Алдано-Становой области относительно невелика по сравнению с рудоносными комплексами зеленокаменных поясов Австралии, Африки и других древних платформ.

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ
АЛДАНСКОГО ЩИТА**

В составе раннедокембрийских метаморфических комплексов Алданского щита и Становой области, как показано выше, преобладают породы, отвечающие по своей первичной природе осадочным и вулканическим образованиям. Среди метаморфизованных магматических пород значительную роль играют породы основного состава. В подчиненных количествах встречаются ультрабазиты, а также породы среднего и кислого состава. В связи с процессами метаморфизма и гранитизации, нередко сопровождающимися метасоматической переработкой с привнесом щелочей и кремнезема, определение первичной природы и геохимических особенностей осадочных пород, а также магматических пород среднего и кислого состава оказывается наиболее затруднительным и недостоверным. Ультрабазит-базиты в этом отношении более благоприятны. Диагностика признаков первичного состава в них достаточно уверенно может быть проведена на основе петрохимических данных, так как их химический состав наименее подвержен изменениям при региональном метаморфизме.

Анализ петрохимических характеристик ультрабазит-базитов раннедокембрийских комплексов Алданского щита и Становой области, выполненный в предыдущей главе, показал, что они являются метаморфическими производными пород коматит-базальтовых магматических серий. Известно, что эти характеристики — хорошие индикаторы тектонических условий формирования вулканогенно-осадочных и вулканогенных отложений.

Вопросы тектоники раннедокембрийских комплексов Алданского щита и Становой области с использованием петрохимических данных рассматривались С.Д. Великославинским [9], М.З. Глуховским, В.М. Моралевым, М.И. Кузьминым [20], В.А. Рудником и др. [84], Л.М. Реутовым [80] и рядом других геологов. Ниже приводится более полный анализ этих вопросов, основывающийся на петрохимических диаграммах, полученных разными авторами для современных или сравнительно молодых вулканических серий, тектонические условия формирования которых относительно хорошо известны. Очевидно, что такой подход, в полной мере отвечающий принципам актуализма, вместе с тем поможет выявить и специфику ранних стадий развития континентальной литосферы. Проведен этот анализ отдельно для пород ультрабазит-базитовых ассоциаций гнейсово-гранулитового фундамента и трогового комплекса.

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
ГНЕЙСОВО-ГРАНУЛИТОВОГО ФУНДАМЕНТА**

Для анализа условий формирования пород ультрабазит-базитового состава, входящих в состав гнейсово-гранулитового фундамента и представленных пироксеновыми кристаллическими сланцами, можно использовать выборку химических анализов, которая была составлена для исследования первичной природы этих пород. Метабазальтовая и метакоматиитовая

природа основных кристаллических сланцев Алданского щита доказыва-ется исследованиями многих геологов [9, 20, 60], показавших, что эти сланцы принадлежат к породам типа толеитовых базальтов как океаниче-ского, так и континентального типа [9]. При этом выяснилось, что к океа-ническим базальтам относятся породы самых нижних горизонтов мета-морфического комплекса архея Алданского щита и Становой области — верхнеалданской свиты, сутамского и курультино-гонамского комплек-сов. Ультрабазит-базиты более высоких горизонтов разреза гнейсово-гранулитового фундамента (федоровской свиты) принадлежат к континен-тальным базальтам [9, 84] или, точнее, к базальтам щелочно-известковой серии, с индексом Пикока 54 [80].

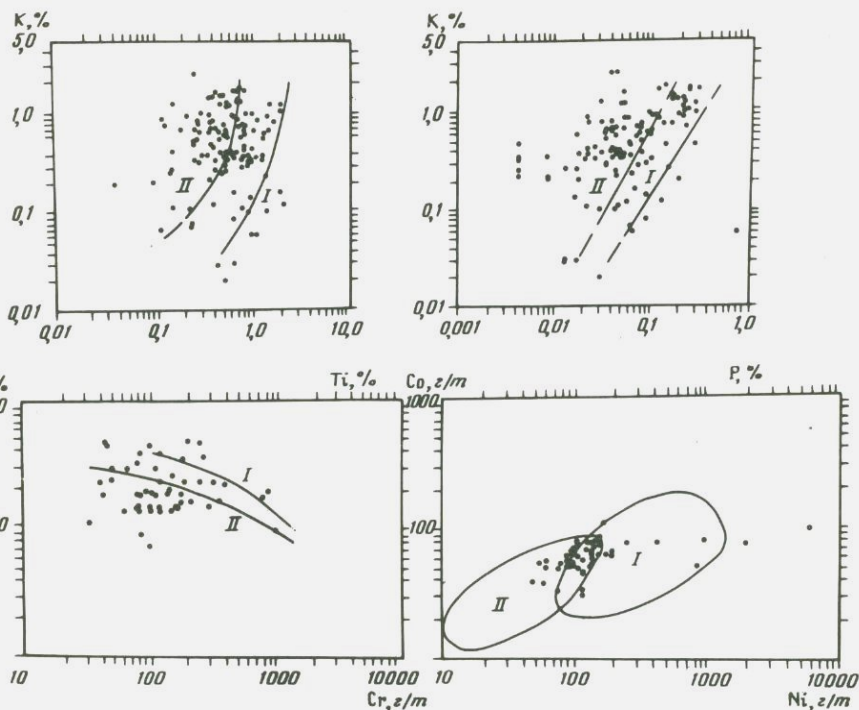
Исследование более представительной выборки анализов позволяет, как увидим ниже, подтвердить и дополнить эти заключения. Известно, что толе-итовые базальты характерны не только для срединно-океанических хребтов и ложа океанов (базальты океанического дна), но и для окраин континен-тов (островных дуг) и для внутриплитных областей (континентов и океа-нов). Сравнительное изучение базальтоидов областей современного и мезо-зойско-кайнозойского вулканизма позволило выявить целую серию петро-химических параметров, дающих возможность различать эти формацион-ные типы пород [51].

Воспользуемся предложенными параметрами и прежде всего диаграммой соотношений содержаний калия и титана (рис. 17). Как известно, океаниче-ские толеиты отличаются повышенным содержанием титана и пониженным — калия по сравнению с толеитами островных дуг. Это отображено положением тренда островодужных базальтов на диаграмме в области более низких кон-центраций титана. Точки составов основных гранулитов группируются вокруг тренда островодужных базальтов, однако значительная часть точек лежит и вблизи тренда океанических базальтов. Кроме того, обращает на себя внимание общее положение ореола точек в области сравнительно высо-ких содержаний калия (0,5–1,5%).

Совершенно аналогичная картина наблюдается и на диаграмме К–Р, где точки составов основных гранулитов лежат главным образом в области низких содержаний фосфора и относительно высоких — калия (см. рис. 17).

Поскольку в метаморфизованных породах содержания щелочных элемен-тов и, в частности, калия могли измениться по сравнению с первичными коматигитами и базальтами, необходимо проверить полученные данные по распределению элементов, остающихся практически неподвижными при метаморфизме, но индикативными для формационных типов базальтоидов. В качестве таких элементов могут быть использованы Co, Ni, Cr, V. Содержания Co, Cr, Ni в базальтовых расплавах обычно прямо коррелируются с содержаниями магния, а концентрации ванадия находятся в обратной связи с содержанием магния. На диаграмме ванадий—хром большая часть точек лежит вблизи тренда островодужных базальтов, хотя немалое число точек располагается и вокруг тренда океанических базальтов (см. рис. 17).

Диаграмма Co–Ni показывает несколько иную картину. Здесь совершен-но явно большая часть точек лежит в поле океанических базальтов и лишь около 25–30% точек выходят за его пределы, главным образом в поле островодужных базальтов.



Р и с. 17. Диаграммы K-Ti, K-P, V-Cr, Co-Ni для основных гранулитов Алданского щита

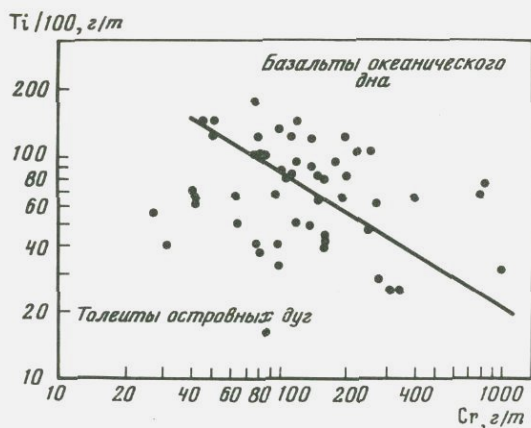
I - тренд океанических базальтов; II - тренд островодужных базальтов

Правда, на этой диаграмме поля океанических и островодужных базальтов перекрываются и центральная часть роя точек располагается как раз в области перекрытия полей.

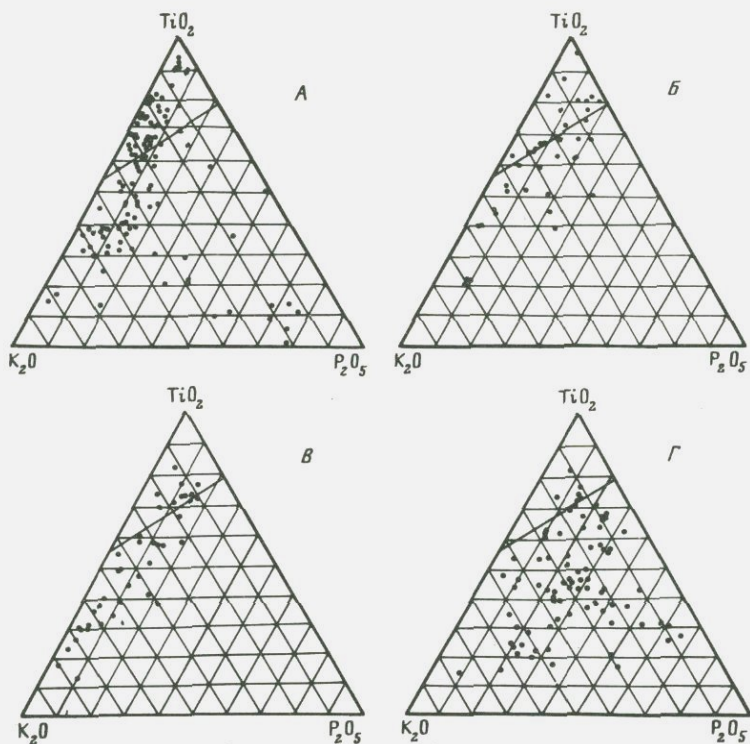
Рассмотренные диаграммы показывают, таким образом, что исследуемые породы характеризуются как признаками океанических, так и островодужных толеит-базальтовых серий. Намечающаяся тенденция большого сходства составов основных гранулитов с островодужными базальтами не проявляется достаточно четко, чтобы можно было быть уверенным в ее реальности.

Дополнительное исследование с помощью диаграммы Ti-Cr [229] демонстрирует это положение еще более ярко. Здесь 50% точек составов основных гранулитов располагается в поле базальтов океанического дна и столько же - в области островодужных базальтов (рис. 18).

Точно такую же картину можно наблюдать и на диаграмме $K_2O-TiO_2-P_2O_5$, используемой для разделения океанических и островодужных базальтов [227]. Составы основных гранулитов распределились здесь почти точно поровну между полями океанических и островодужных базальтов (рис. 19). На этой диаграмме видно также присутствие в выборке разновидностей основных гранулитов, обогащенных фосфором. Такие породы неизвестны среди основных гранулитов Индостанского щита и, как будто, не описаны и в составе раннедокембрийских гнейсово-гранулитовых комплексов других



Р и с. 18. Диаграмма Ti—Cr для основных гранулитов Алданского щита. Линия разделяет поле океанических (вверху) и островодужных (внизу) базальтов



Р и с. 19. Диаграммы $K_2O-TiO_2-P_2O_5$

Для основных гранулитов: А — Алданского, Б — Индостанского щитов; для ультрабазит-базальтов трогового комплекса: В — Алданского, Г — Индостанского щитов. Линия разделяет поле океанических (вверху) и островодужных (внизу) базальтов

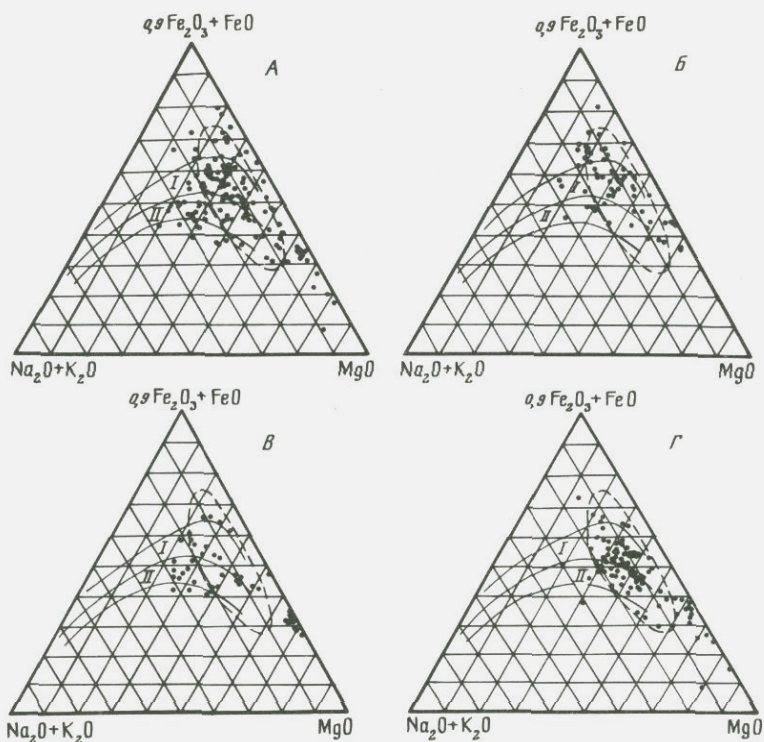


Рис. 20. Диаграммы *AFM*

Для основных гранулитов: *A* — Алданского и *Б* — Индостанского щитов; для ультрабазит-базитов трогового комплекса: *В* — Алданского и *Г* — Индостанского щитов. Поля вулканических серий: *I* — толеитовых базальтов; *II* — щелочных оливиновых базальтов; пунктирная линия — поле базальтов срединно-океанических хребтов

древних щитов. Можно предположить, что наличие метабазитов, обогащенных фосфором, является региональной геохимической особенностью гнейсово-гранулитового фундамента Алданского щита, каким-то образом связанной и с фактом нахождения здесь такого уникального апатитового месторождения, как Селигдарское.

Формационная природа ультрабазит-базитов может быть исследована и на основе анализа распределения петрогенных компонентов, особенно мало подвижных при метаморфизме. Чаще всего для этой цели пользуются диаграммой $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - \text{MgO}$ (*AFM*). Как видно на этой диаграмме, точки составов основных гранулитов ложатся главным образом в поле базальтов срединно-океанических хребтов (рис. 20). Меньшая, но все же заметная часть точек приближена к железо-магниевого стороне треугольника в связи с присутствием в выборке ультрабазитов (базальтовых и перидотитовых коматитов). Столь же заметная часть точек составов располагается и вблизи тренда щелочных оливиновых базальтов островных дуг.

На диаграмме $\text{CaO}/\text{TiO}_2 - \text{TiO}_2$ [273] вполне отчетливо наблюдается приуроченность точек составов основных гранулитов к полю высокотитановых

базальтов, известных в срединно-океанических хребтах, островных дугах и внутридуговых бассейнах (рис. 21). Хорошо видно и присутствие пород, отвечающих по составу перидотитовым коматитам со спинифексовыми структурами. Очень небольшая часть точек ложится в пределы или вблизи полей низкотитановых офиолитов и андезитов островных дуг. В целом отчетливо выступает сходство анализируемой ассоциации пород с океаническими ультрабазит-базитовыми сериями.

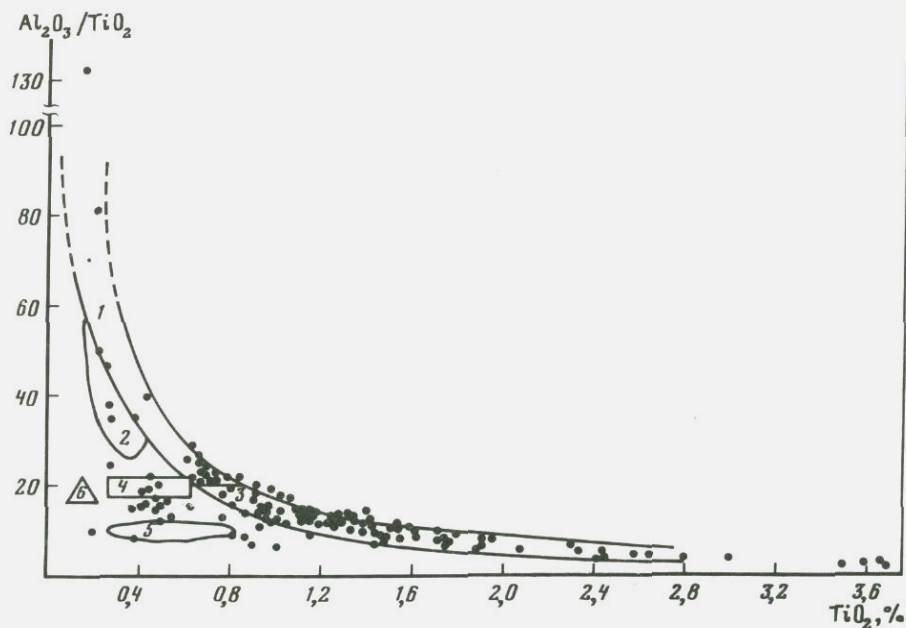
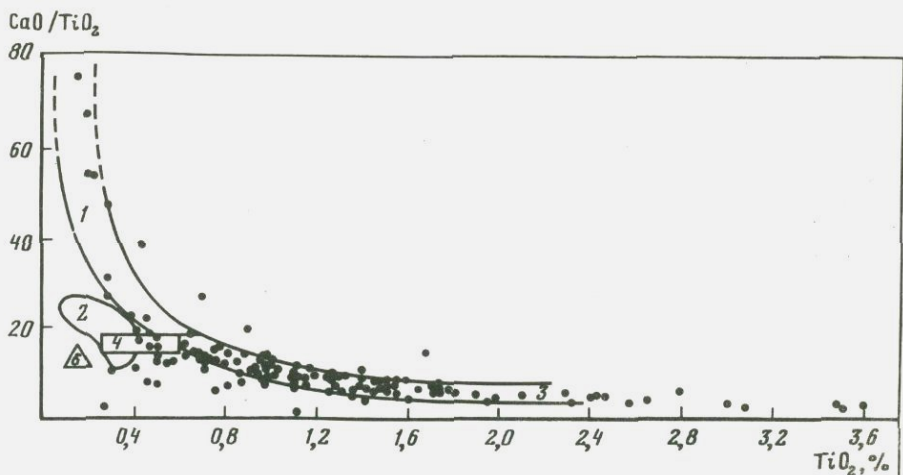
Аналогичное заключение можно сделать и по диаграмме $Al_2O_3/TiO_2 - TiO_2$ [273], где распределение точек составов основных гранулитов Алданского щита оказывается совершенно таким же (см. рис. 21). Пожалуй, здесь еще более отчетливо выявляется группа точек, отвечающих составам перидотитовых коматитов со спинифексовыми структурами.

Наиболее совершенной для целей тектонического анализа, очевидно, является дискриминантная диаграмма Дж.А. Пирса, отображающая распределение восьми главных петрогенных компонентов базальтоидов в трех параметрах, определяемых путем расчета соответствующих функций с эмпирически полученными коэффициентами [228]. На дискриминантной диаграмме для основных гранулитов Алданского щита можно вполне отчетливо видеть, что точки составов располагаются частично в поле океанических базальтов, частично в полях низкокальциевых толеитов и известково-щелочных базальтов островных дуг и, наконец, частично в поле внутриплитных базальтов (рис. 22). Некоторая часть точек попадает и в поле пород шошонитовой серии, являющейся компонентом островодужных магматических ассоциаций.

Полученные результаты позволяют наметить следующие основные выводы:

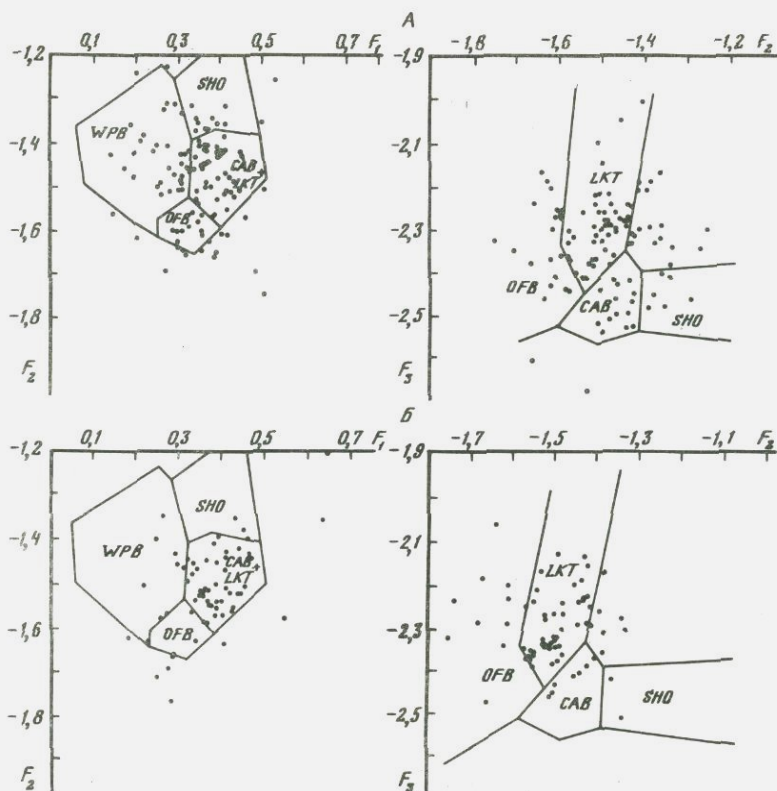
1. Все диаграммы показывают общее сходство петрохимических параметров ультрабазит-базитов комплексов гнейсово-гранулитового фундамента Алданского щита и Становой области с породами фанерозойских базальтовых серий различных формационных типов. Это сходство выражается в близости уровней концентраций как петрогенных, так и малых элементов, а также в сходстве величин индикативных геохимических отношений или многокомпонентных параметров. Очевидно, эти данные являются доказательством принципиального сходства процессов генерации магм основного состава, реализующихся в мантии в настоящее время и происходивших в раннем докембрии.

2. Породы ультрабазит-базитовых ассоциаций гнейсово-гранулитового фундамента Алданского щита и Становой области не могут быть отнесены к какому-либо одному формационному типу, характерному для современных геодинамических обстановок. Очевидно присутствие как пород океанического типа, возникающих в настоящее время в рифтовых зонах спрединга и новообразования океанической земной коры, так и пород островодужных магматических серий, образующихся за счет переработки материала океанической литосферы. Кроме того, выявляется присутствие метабазитов, типичных для относительно стабильных внутриплитных областей океанов и континентов. Поскольку исследуемые породы принадлежат, несомненно, к древнейшим геологическим комплексам региона и могут рассматриваться как реликты базитовой протокры, сформированной на лунной стадии развития, приходится заключить, что либо тектонические условия формирования бази-



Р и с. 21. Диаграммы $\text{CaO}/\text{TiO}_2 - \text{TiO}_2$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 - \text{TiO}_2$ для основных гранулитов Алданского щита

Поля составов: 1 - офиолиты низкотитановые, высокомагнезиальные; 2 - островодужные андезиты низкотитановые, высокомагнезиальные; 3 - базальты срединно-океанических хребтов, внутридуговых бассейнов, островодужных и офиолитовых высокотитановых базальтов; 4 - архейские коматиты со спинифексовыми структурами; 5 - коматиты типа "барбертон"; 6 - модальный состав пиролита



Р и с. 22. Дискриминантные диаграммы для основных гранулитов Алданского (А) и Индостанского (Б) щитов

Обозначения полей: *OFB* – базальты океанического дна, *LKT* – низкокальциевые толеиты, *CAB* – известково-щелочные базальты, *SHO* – шошонитовая серия, *WPB* – внутриплитные базальты

товой протокоры вообще не имеют аналогов в современных геодинамических обстановках, либо эти обстановки принципиально были такими же (растяжения, сжатия и относительно ненапряженного состояния), но в условиях пермобильного режима и нелинейной тектоники они неоднократно изменялись во времени и были неоднородными в пространстве. Последнее предположение кажется вполне вероятным, так как хорошо объясняет выявляющееся геохимическое сходство раннедокембрийских и современных магматических серий. В его пользу свидетельствуют и результаты исследований С.Д. Великославинского, В.А. Рудника и др. [9, 84], показавших, что в пределах небольших районов и узких стратиграфических диапазонов ультрабазит-базитовые породы раннего докембрия могут коррелироваться с определенными формационными типами современных базальтовых серий. Тем не менее очевидно, что общая тектоническая обстановка времени формирования базальтовой протокоры не может сравниваться с обстановкой, наблюдаемой в современных океанах. Видимо, она отвечает условиям нелинейной

тектоники и вертикального наращивания литосферы, определявшимся действием механизма многоячейстой конвекции в мантии.

3. Полученные данные о петрогеохимических особенностях пород ультрабазит-базитовых ассоциаций в раннедокембрийских комплексах гнейсово-гранулитового фундамента Алданского щита и Становой области позволяют думать, что состав базитовой протокры раннего докембрия отличался от состава океанической коры современных и фанерозойских океанов. Это отличие состояло в большей роли базитов, обогащенных щелочами (щелочных оливиновых базальтов, андезито-базальтов), и, возможно, другими литофильными элементами, а также фосфором. С учетом этого различия ультрабазит-базитовые породы гнейсово-гранулитового фундамента Алданского щита можно рассматривать как компоненты протоофиолитовой ассоциации, формирующейся преимущественно путем вертикального наращивания земной коры (базитовой протокры) в резко меняющихся во времени и пространстве геодинамических условиях ранних стадий развития земной коры.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТРОГОВОГО КОМПЛЕКСА

Для исследования вопросов тектоники трогового комплекса Алданского щита и Становой области анализ петрохимических характеристик пород ультрабазит-базитового состава представляет большой интерес. Такой анализ может быть полезен как для выяснения природы троговых структур, так и для рассмотрения эволюции магматизма и тектонических обстановок раннего докембрия. Возьмем для этого выборку химических анализов, использованную в предыдущей главе при определении первичной природы метавулканических пород. Полученные данные позволили показать вулканогенную природу ультрабазит-базитов трогового комплекса, их принадлежность к коматиит-базальтовой серии и присутствие среди базальтоидов пород из группы толеитовых базальтов и из группы щелочных оливиновых базальтов.

Одним из дискуссионных вопросов тектоники зеленокаменных поясов является вопрос о формировании их в островодужных [80] или рифтовых (океанических) условиях [23]. Для рассмотрения этой проблемы можно попытаться использовать петрохимические параметры, которые, как было показано рядом авторов, различаются для пород островодужных и океанических серий.

Поскольку концентрации калия, фосфора и титана в базальтовых сериях островных дуг (или, точнее, любых активных континентальных окраин) и срединно-океанических хребтов являются хорошими индикаторами геодинамических обстановок, воспользуемся диаграммами, предложенными для этих целей Б.Г. Лутцем [51]. На диаграмме соотношений содержаний калия и титана (рис. 23) приуроченность точек составов пород ультрабазит-базитов трогового комплекса к тренду островодужных базальтов совершенно очевидна. Такую же картину можно видеть и на диаграмме К-Р (см. рис. 23). Обе эти диаграммы весьма наглядно показывают, что ультрабазит-базитовая ассоциация трогового комплекса существенно отличается по тектоническим условиям формирования от ультрабазит-базитов гнейсово-гранули-

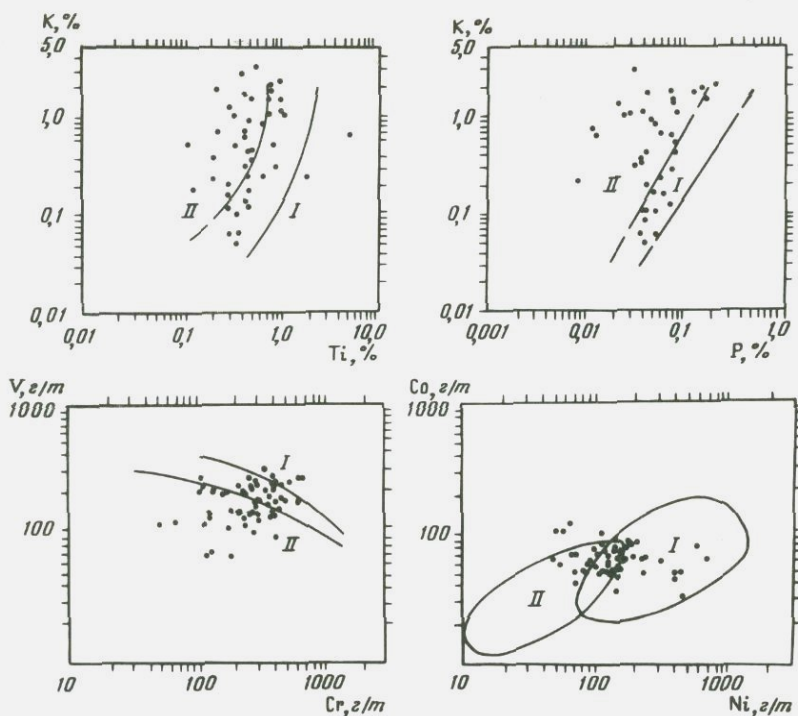


Рис. 23. Диаграммы К-Ті и К-Р для ультрабазит-базитов трогового комплекса Алданского щита и V-Cr и Co-Ni - Индостанского щита
 I - тренд океанических базальтов. II - тренд островодужных базальтов

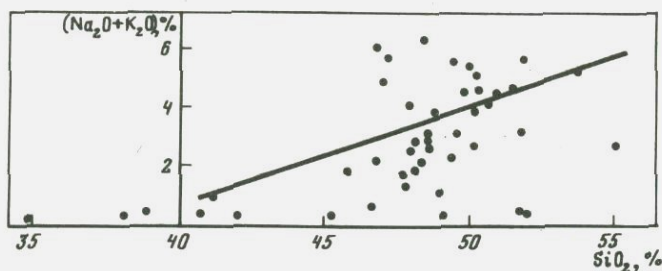
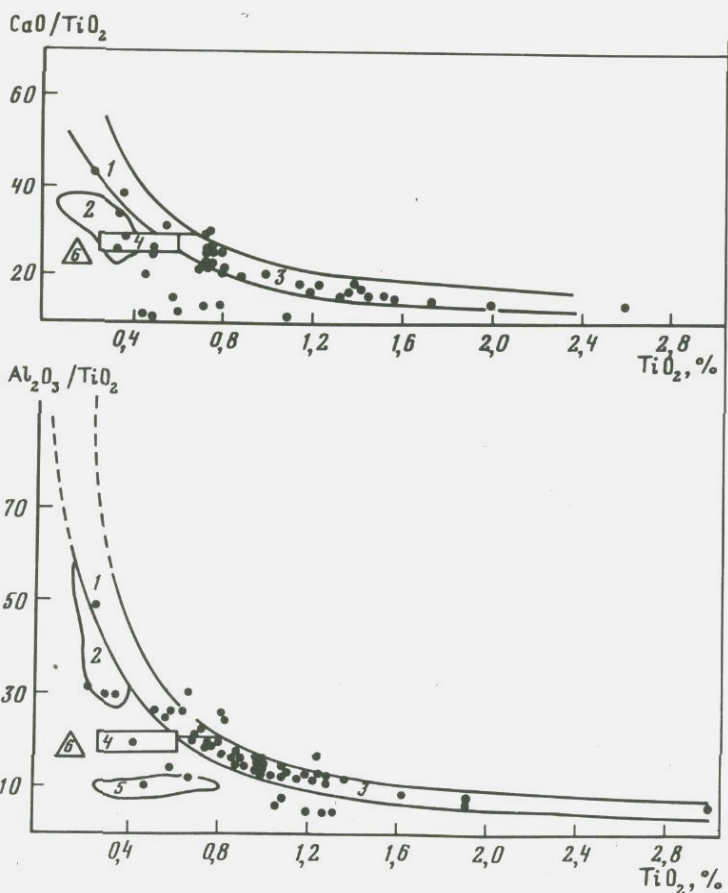


Рис. 24. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$ для ультрабазит-базитов трогового комплекса Алданского щита. Линия разделяет поля щелочных (вверху) и толеитовых (внизу) базальтов

тогового фундамента, причем отличается в сторону утраты характерных черт океанического вулканизма.

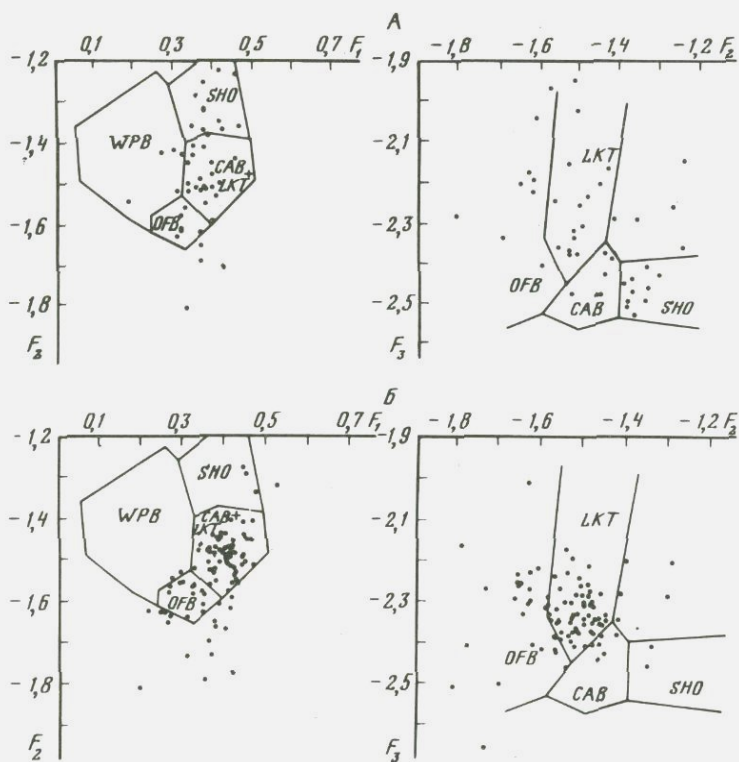
На диаграмме соотношений содержаний суммы щелочей и кремнезема [202] эта тенденция, однако, не выражена (рис. 24). Здесь точки составов базитов трогового комплекса распределены почти точно поровну между полями толеитовых (океанических) и щелочных (внутриплитных) базаль-



Р и с. 25. Диаграммы CaO/TiO_2 и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 - \text{TiO}_2$ для ультрабазит-базитов трогового комплекса Алданского щита. Обозначения полей см. на рис. 21

тов океанических островов. Использование тройной диаграммы [230] К–Ti–P (см. рис. 19) не дает в этом отношении ничего нового, так как точки составов практически в равной мере попадают в поле как океанических, так и островодужных базальтов.

С помощью диаграммы *AFM* (см. рис. 20) удастся установить, что породы ультрабазит-базитовой ассоциации трогового комплекса попадают в пределы полей толеитовой и щелочной оливин-базальтовой вулканических серий Х. Куно, располагаясь в основном в области составов базальтов срединно-океанических хребтов. За пределы этой области выходит только группа точек высокомагнезиальных ультраосновных пород, приближенная к железомagneйной стороне треугольника, и часть точек щелочных базальтов, смещенная в сторону известково-щелочной вулканической серии. Эта диаграмма, таким образом, лишний раз показывает присутствие в составе выборки пород типа базальтовых и перидотитовых коматиитов, а также щелочных базальтов островодужного типа. Вместе с тем здесь можно видеть принадлеж-



Р и с. 26. Дискриминантные диаграммы для ультрабазит-базитов трогового комплекса Алданского (А) и Индостанского (Б) щитов. Обозначения полей см. на рис. 22

ность части пород к океаническим базальтам, формирующимся в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов.

На диаграмме соотношений $\text{CaO/TiO}_2\text{--TiO}_2$ [273] вполне отчетливо можно видеть приуроченность основной массы точек составов ультрабазит-базитов трогового комплекса к полю, в котором объединяются базальты срединно-океанических хребтов, внутридуговых бассейнов и островодужных серий (рис. 25). Часть точек попадает в поле архейских коматиитов со спинифексовыми структурами или располагается вблизи него. Примечательно отсутствие высокомагнезиальных островодужных андезитов. В общем наблюдаемая картина существенно не отличается от установленной для ультрабазит-базитов гнейсово-гранулитового фундамента.

Очень близкая картина видна и на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2\text{--TiO}_2$ [273], однако здесь довольно значительная часть точек располагается в полях низкотитанистых базальтов и андезитов, характерных для островных дуг (см. рис. 25).

Проанализируем теперь составы ультрабазит-базитов трогового комплекса с помощью дискриминантной диаграммы Дж.А. Пирса для петрогенных компонентов [228]. На этой диаграмме можно вполне отчетливо видеть,

что практически все точки составов исследуемой ассоциации располагаются в пределах полей базальтов океанического дна и островодужных магматических серий (низкокалийевых толеитов, известково-щелочных базальтов и щелочных базальтов шошонитовой серии). Совершенно отсутствуют внутриплитные базальты (рис. 26), что существенно отличает ультрабазит-базитовую ассоциацию трогового комплекса от ее аналогов в гнейсово-гранулитовом фундаменте.

Результаты анализа петрохимических параметров ультрабазит-базитов трогового комплекса позволяют сделать следующие выводы.

1. Ультрабазит-базитовые ассоциации троговых структур Алданского щита и Становой области принадлежат к комагиит-базальтовой магматической серии, условия формирования которой можно сопоставлять с современными условиями генерации базальтовых магм.

2. Петрохимические параметры метавулканитов троговых структур указывают на преобладание пород, характерных для тектонических обстановок растяжения, т.е. рифтов. Вместе с тем выявляется присутствие пород известково-щелочной серии, типичной для геодинамических обстановок сжатия. Отсутствие продуктов внутриплитного вулканизма свидетельствует о формировании троговых комплексов в подвижных зонах, прошедших стадию заложения в условиях растяжения (рифтовую) и стадию сжатия, геодинамические условия которой можно сравнивать с обстановками в зонах активных континентальных окраин. Аналогичное заключение было сделано Л.М.Резутовым на основании установленной им принадлежности пород Амедицинского комплекса к толеитовой и известково-щелочной сериям (базальт-андезитовая формация) по величинам индекса Пикока и коэффициента фракционирования [80]. Рифтовая природа троговых структур доказывается также присутствием в составе выполняющих их комплексов контрастных (бимодальных) вулканических серий, включающих породы кислого и среднего состава.

3. Это дает основания предполагать, что рифтовые структуры возникали путем разрыва частично консолидированной земной коры, сформировавшейся после того, как базитовая протокора подверглась частичной переработке и гранитизации (в нуклеарную стадию) и приобрела определенную жесткость. Такую кору переходного типа можно рассматривать как протоконтинентальную. Вместе с тем приуроченность к верхним горизонтам трогового комплекса глинисто-терригенных метаосадочных пород, бимодальных и известково-щелочных серий указывает на формирование этих структур в условиях сжатия, характерных для зон коллизии литосферных плит. Можно предполагать таким образом, что в период формирования троговых структур уже существовали достаточно жесткие блоки протоконтинентальной коры, взаимодействие которых подчинялось механизмам тектоники плит.

III. УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТЫ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ИНДОСТАНСКОГО ЩИТА КАК ИНДИКАТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ

Глава 6

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ИНДОСТАНСКОГО ЩИТА

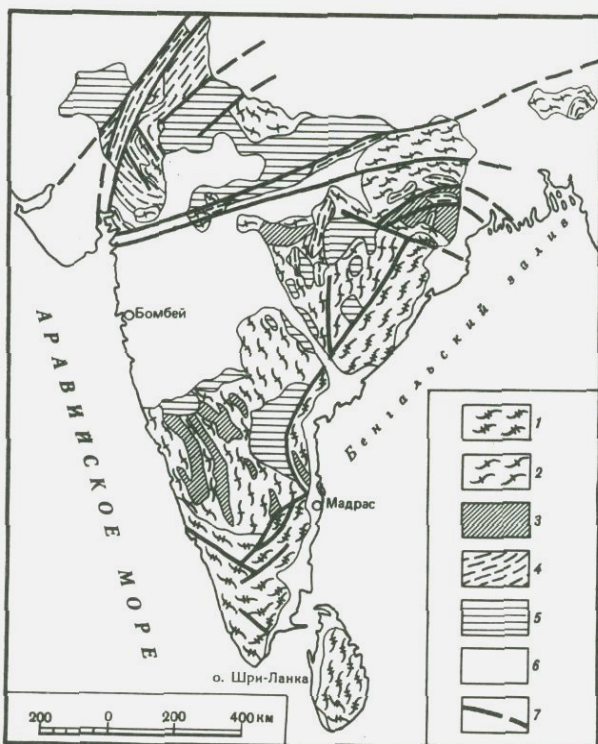
Индостанский щит — крупнейший в Южной Азии выступ кристаллического фундамента, сложенного раннедокембрийскими комплексами, представляет особый интерес для целей настоящей работы. Во-первых, он является ближайшей к территории СССР частью суперконтинента Гондвана. Во-вторых, строение и состав раннедокембрийских комплексов этого щита вполне типичны для гондванских платформ, что позволяет считать их приемлемыми для сравнительного анализа. В-третьих, изучение этих комплексов может быть осуществлено не только по литературным источникам, но и на базе личных исследований автора, а также наблюдений многих других советских геологов, что обеспечивает более объективную интерпретацию геологических данных и соответственно повышает достоверность производимых сопоставлений.

Индостанский щит входит в состав Индийской платформы, располагающейся на крайнем юге Евразии и занимающей всю территорию Индостанского полуострова, остров Шри-Ланка и обширную Индо-Гангскую равнину [57].

Северная часть платформы представляет собой плиту, где докембрийский кристаллический фундамент погружается по направлению к примыкающим складчатым сооружениям Альпийско-Гималайского пояса. Здесь фундамент перекрыт осадочным чехлом, мощность которого достигает 3—4 км. В пределах этой краевой части платформы известно несколько поперечных поднятий, разделяющих отдельные более или менее обособленные впадины (прогибы). С запада на восток здесь располагаются следующие крупнейшие структуры [65, 102].

Камбейская впадина (грабен), выполненная в значительной степени кайнозойскими осадочными толщами, представляет собой северное продолжение периокеанического прогиба, соединяющегося на севере с Синд-Пенджабским перикратонным прогибом. Последний называют также Тарской синеклизой, Тарским склоном платформы и Раджастанским шельфом. Этот прогиб примыкает к Киртар-Сулейманскому альпийскому складчатому сооружению. Синд-Пенджабский прогиб разделяется на части тремя поперечными поднятиями — Нагар-Паркарским (южным), Саккарским и Саргодийским (северным).

С востока Синд-Пенджабский прогиб отделен крупным поперечным поднятием от Предгималайского краевого альпийского прогиба. Этот предгорный прогиб, очевидно, располагается на месте более древнего перикратон-



Р и с. 27. Схема распространения докембрийских комплексов фундамента Индийской платформы

Додарварский (нижнеархейский) комплекс: 1 — чарнокитовый пояс линейных структур, гнейсовых куполов и чашеобразных синклиналей, 2 — оvoidные структуры гранито-гнейсовой серии; 3 — дарварский (верхнеархейский) комплекс линейных структур зеленокаменных поясов; 4 — араваллийско-делийский (нижне-среднепротерозойский) комплекс линейных и брахиформных структур складчатого пояса и авлакогенов; 5 — докембрийские комплексы платформенного чехла; 6 — фанерозойские комплексы платформенного чехла; 7 — крупнейшие зоны разломов

ного прогиба северо-восточного пригималайского склона платформы. Предгималайский прогиб ограничен на юго-востоке Рангпурской седловиной, соединяющей Индостанский щит с Шиллонгским массивом. Далее к востоку от Рангпурской седловины располагается Западно-Бенгальский перикратонный прогиб, примыкающий к собственно Бенгальскому (Предараканскому) альпийскому краевому прогибу [102].

Древние комплексы кристаллического фундамента обнажаются на значительных пространствах Индостанского щита, а также в пределах обособленного Шиллонгского массива. На большей, главным образом южной части щита развиты древнейшие — архейские и, возможно, катархейские — комплексы. Более молодые — протерозойские — комплексы слагают фундамент северо-западной части щита, обнажаясь в пределах Араваллийско-Делийского складчатого пояса и линеамента Нармада-Сон (рис. 27).

Индостанский щит, который иногда называют полуостровным щитом или

Таблица 5. Схема корреляции раннедокембрийских комплексов Индостанского щита

Возраст	Шри Ланка	Карнатака Тамилнаду	Р-н Хайдарабада	Р-н Мадраса	Восточные Гаты	Сингбхум	Мадхья Прадеш	Раджастан	Банделькханд	Комплексы
Ранний протерозой		Клосепетские граниты Бангалорские граниты Чернокитовые граниты		Чернокитовые граниты	Чернокитовые граниты	Сингбхумские граниты Серия Чайбаса	Серии Саколи и Чилпигат	Араваллийская серия	Серии Биджавар и Чампанер	Араваллийско-дельхийский
2 600 млн. лет		Дарварская серия								
Поздний архей			Верхний Дарвар							
3 000 млн. лет										
Ранний архей	Гнейсы Кадуканава	Хосурские и бангалорские гнейсы	Гнейсы Хайдарабада и Хоннели		Карнатикские гнейсы	Серия древнего метаморфизма	Гнейсы Тироли и Карамнагир	Комплекс полосчатых гнейсов	Гнейсы Банделькханд и домские	
3 500 млн. лет	Серия Хайленд	Серия Салем		Чернокитовая серия	Кондалитовая и байладильская серии					Додарварский
	Серия Виджаян	Древние гнейсы юга			Серии бенгальская и Сукма					

полуостровной Индией, представляет собой типичный докембрийский щит, сходный по всем основным геологическим признакам с другими древними щитами. В качестве этих признаков указываются: наличие гранулитовых поясов с характерными для них чарнокитовыми гранитами; широкое распространение полиметаморфических гранито-гнейсовых комплексов, сложенных разновозрастными гранитоидами и метаморфическими породами; наличие зеленокаменных поясов, для которых характерны слабо метаморфизованные осадочно-вулканогенные формации; присутствие посттектонических, существенно калиевых гранитов [245].

Местами в пределах щита породы фундамента перекрыты платформенным чехлом, состоящим из рифейских и фанерозойских толщ. Эти толщи выполняют две крупные отрицательные структуры — Виндийскую синеклизу и Деканскую амфиклизу и несколько более мелких впадин, частично грабенообразных (авлакогенов) — Куддапа, Чаттисгарх, Годовари, Маханади. Кроме них в пределах Индостанского щита известны также периокеанические прогибы. На западном побережье Индостана к таким структурам принадлежат грабен Камбейского залива и Малабарский прогиб, занимающий узкую прибрежную полосу в штате Керала. На восточном побережье располагается Коромандельский периокеанический прогиб, осложненный к югу от устья р. Годовари грабеном Полкского пролива, отделяющего Индостан от острова Шри-Ланка.

Складчатые образования кристаллического фундамента Индийской платформы по своему тектоническому устройству могут быть разделены на три крупных комплекса: додарварский, дарварский и араваллийско-делийский (табл. 5).

Включение в состав комплексов фундамента последнего араваллийско-делийского комплекса является в известной мере условным, так как в тектоническом отношении дорифейские протерозойские отложения Индийской платформы обладают некоторой двойственностью. Они, с одной стороны, слагают складчатый пояс, несомненно принадлежащий к образованиям фундамента платформы, а с другой — формируют древнейшие горизонты платформенного чехла, сопоставимые с протоплатформенным удоканским комплексом Сибирской платформы.

Тем не менее характеристика этого комплекса в настоящей работе представляется целесообразной, так как его тектоническая природа недостаточно ясна и трактуется в литературе по-разному.

ДОДАРВАРСКИЙ (ГНЕЙСОВО-ГРАНУЛИТОВЫЙ) КОМПЛЕКС

Наиболее древние образования фундамента Индийской платформы, имеющие возраст более 3 млрд. лет, объединяются в додарварский комплекс [63]. Этот комплекс является полиметаморфическим и гетерогенным по своей природе. В его составе, кроме действительно древнейших метаморфизованных вулканогенных, осадочных и интрузивных пород, большую роль играют палингенно-матасоматические гранито-мигматитовые образования более поздних эпох наложенного метаморфизма и гранитизации. Тем не менее в додарварском комплексе обособляется по крайней мере три стратифицированных серии метаморфических пород, очевидно, отвечающие трем крупным стратиграфическим подразделениям.

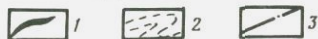
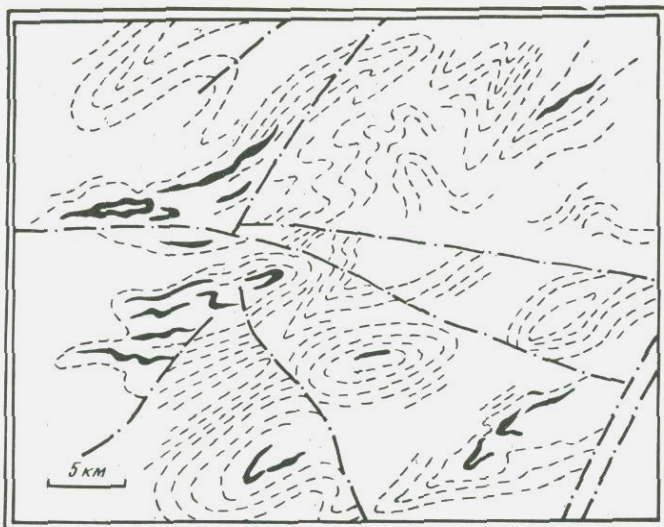
В Южной Индии наиболее древней является толща биотитовых, пироксеновых и роговообманковых гнейсов с прослоями кварцитов, мраморов и кальцифиров [222]. В составе этой толщи местами отмечаются амфиболиты, железистые кварциты и пироксеновые гранулиты, а также хлоритовые, тальк-хлоритовые, хлорит-актинолитовые и тальковые сланцы, относящиеся к диафоритам. Толща эта имеет довольно значительное распространение на крайнем юге Индостана в районе Тутыкарин и в районе Салем. В последнем случае установлено, что выше по разрезу залегает пестрая по составу толща, вмещающая наиболее мощные пласты и пачки магнетитовых кварцитов. Благодаря своей насыщенности железистыми кварцитами эта вышележащая (средняя) толща хорошо фиксируется на картах магнитного поля, что позволяет выделить ее в качестве характерной геофизической единицы — "формации" Годумалаи или "серии" Салем [292]. Более высокое стратиграфическое положение серии Салем по отношению к нижней толще биотитовых и основных гнейсов доказывается структурными соотношениями — средняя толща (серия Салем) залегает в центральных частях вытянутых или чашеобразных синклинальных складок, многие из которых известны как структуры, характерные для железорудных месторождений, и в связи с этим детально исследовались геофизическими методами и бурением (рис. 28). В качестве примера может быть названо месторождение Канджамалаи, где пласты железистых кварцитов серии Салем смяты в простую синклинальную складку с углами наклона крыльев $50-60^\circ$.

В составе средней толщи, кроме характерных для нее магнетитовых кварцитов и амфиболитов, отмечаются пироксеновые, главным образом гиперстеновые и дупироксеновые, гнейсы (гранулиты), пироксен-роговообманковые и гранат-биотитовые гнейсы (лептиниты), а также графит- и силлиманитсодержащие гнейсы и кварциты (кондалиты). Метаморфические породы средней и нижней толщ часто ассоциируются с чарнокитами (гиперстенсодержащими гранитами).

Взаимоотношения средней и вышележащей толщи додарварского комплекса являются наименее четкими, так как в большинстве случаев на юге Индостана контакты между ними тектонические. Полагают, что на серии Салем залегает верхняя толща биотитовых, гранат-биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов и мигматитов с резко подчиненными прослоями (линзами) других метаморфических пород. Эта толща обычно контактирует с дарварскими породами, она в наибольшей степени мигматизирована и прорвана гранитами последарварского возраста, хотя изредка в пределах областей ее распространения наблюдаются и интрузии чарнокитовых гранитов [63].

Общая мощность додарварского комплекса в Южной Индии оценивается не менее чем в 6—8 тыс. м.

В пределах Восточных Гат наиболее широко развиты образования кондалитовой (чарнокитовой) серии и ее аналогов — гнейсов Безвода, Кайлаза и др. Кондалитовая серия слагается породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций и представленными биотитовыми и пироксеновыми гнейсами, амфиболитами, высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами, кварцитами, гранатовыми кварцитами, кальцифирами, мраморами. Среди кристаллических сланцев наиболее распространены кварцево-гранатово-силлиманитовые разности,



Р и с. 28. Характер складчатых структур додарварского комплекса (район Салем в Южной Индии)

1 — пласты и линзовидные тела железистых (магнетитовых) кварцитов; 2 — простираия слоев пироксеновых и биотитовых гнейсов, чарнокитовых мигматитов; 3 — разрывные нарушения

часто графитосодержащие, которые известны под названием кондалиты. В некоторых районах в составе серии присутствуют метаморфизованные марганецсодержащие породы — гондиты и кодуриты. Для кондалитовой серии характерна тесная ассоциация с кварцитами, магнетит-гематитовыми кварцитами, амфибол-кварцевыми и слюдяными гнейсами. Взаимное стратиграфическое положение этих двух серий не вполне выяснено. Некоторые авторы предположительно помещают кондалитовую серию выше байладильской [146], большинство геологов полагает, что байладильская серия залегает выше или отвечает верхним горизонтам кондалитовой [193]. Однако даже при неопределенности взаимного стратиграфического положения названных серий они вместе формируют достаточно характерную толщу глубоко метаморфизованных образований, весьма сходную по составу с описанной выше средней толщей додарварского комплекса юга Индостана. С кондалитовой и байладильской сериями тесно ассоциируют чарнокитовые граниты, рассматриваемые как интрузивные палингенные породы, имеющие рвушие или метасоматические контакты с основными параметаморфитами.

Вопрос о взаимоотношениях чарнокитовых гранитов со стратифицированными метаморфическими породами кондалитовой и байладильской серий Восточных Гат имеет длительную историю. Так же, как и на юге Индостана, в районе Мадраса, являющемся типичным районом развития чарнокитов, орто- и параметаморфические породы длительное время объединялись и рассматривались в качестве чарнокитовой серии [226]

или магматического чарнокитового комплекса [271]. Лишь в последнее десятилетие в результате детальных петрологических и геохронологических исследований появились критерии, позволяющие различать орто- и паракомпоненты гетерогенных чарнокитовых комплексов, а также породы метасоматического генезиса, имеющие промежуточный состав. Характерные крайние случаи сложных взаимоотношений чарнокитовых гранитов (кислых чарнокитов и гранито-гнейсов) с параметаморфитами основного состава (основными чарнокитами), в разной степени измененными под воздействием гранитов (с образованием разностей переходного состава), приведены в работе С. Бхаттачарья по одному из районов Восточных Гат [127]. Можно видеть, что основные чарнокиты (параметаморфиты) образуют как типичные ксенолиты, так и слоистые скиалитоподобные реликты среди чарнокитовых гранитов (рис. 29).

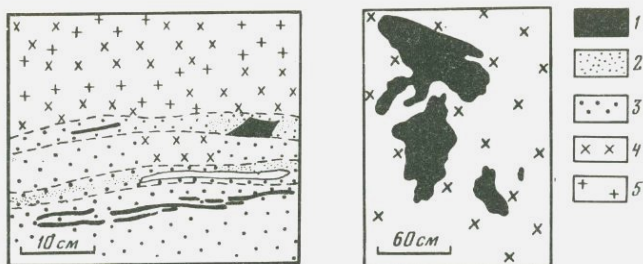
Согласно Х. Крукшенку [146], стратиграфически ниже кондалитовой и байладильской серий располагается толща гнейсов и сланцев (серии Сукма и Бенгпальская), характеризующаяся метаморфизмом в условиях гранулитовой фации. В этой толще преобладают роговообманковые, гранат-роговообманковые и биотит-роговообманковые гнейсы, пироксеновые гнейсы (гранулиты), а также силлиманит- и андалузитсодержащие гнейсы и магнетитовые кварциты.

На существование пестрой по составу гранито-гнейсовой толщи, залегающей стратиграфически ниже чарнокитовой и кондалитовой серий Восточных Гат, позднее указывал А. Срирамас [268].

Метаморфические комплексы, непосредственно перекрывающие кондалитовую серию (кроме серии Покал верхнего докембрия) в пределах собственно Восточных Гат, не известны. По тектоническому контакту с кондалитами и породами нижележащей гнейсовой толщи соприкасаются серые гнейсы и граниты (карнатикские гнейсы). Этот гнейсовый комплекс непрерывно прослеживается отсюда к району Хайдарабада, соединяясь, таким образом, с образованиями верхней толщи додарварского комплекса Южной Индии. Описываемые для этих районов взаимоотношения широко развитых здесь серых и розовых гранито-гнейсов оказываются идентичными тем, которые установлены для крайнего юга Индостана, т.е. так называемые серые гранито-гнейсы представляют собой более древние породы и, видимо, являются скиалитами мигматитов собственно додарварского комплекса, тогда как розовые граниты — более поздние образования и, вероятно, могут связываться с последдарварскими клосепетскими гранитоидами [193].

К додарварскому комплексу южной части Индостанского щита относятся также метаморфические толщи острова Шри-Ланка. Общая схема расчленения этих образований представляется в следующем виде.

Наиболее древней толщей является гнейсовая серия Виджаян [190]. К этой же толще принадлежат бидские гнейсы юго-восточного побережья и ваннийские гнейсы северо-западной части острова. Выше залегает толща кондалитов, гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями мраморов и железистых кварцитов, объединяемая в серию Хайленд [141, 142]. Гнейсы и мигматиты юго-западной части острова в последнее время стали рассматриваться как аналоги серии Хайленд [190], хотя нельзя исключать их возможную принадлежность к более древней гней-



Р и с. 29. Примеры взаимоотношения чарнокитовых гранитов и параметаморфитов основного состава

1 — основные чарнокиты (параметаморфиты); переходные (гибридно-метасоматические) разновидности чарнокитов: 2 — основного состава, 3 — среднего состава; 4 — кислые чарнокиты (чарнокитовые граниты); 5 — гранатовые гранито-гнейсы

совой толще. Метаморфические породы серии Хайленд совместно с нижележащими толщами формируют крупную синклиорную структуру, в центральной части которой залегают гнейсы Кадуканова, очевидно, представляющие собой нижние горизонты третьей, самой верхней толщи додарварского комплекса [193].

Намеченная трехчленная схема стратиграфического расчленения додарварского комплекса острова Шри-Ланка оказывается весьма близкой к схеме строения этого комплекса на юге Индостана и в Восточных Гатах. Сходство строения разрезов метаморфических толщ додарварского комплекса в трех указанных выше главных районах его развития свидетельствует о возможности корреляции этих разрезов (табл. 6) и о тектоническом единстве самого комплекса [63]. На единство додарварского комплекса указывал также Л.И. Салоп [86], предложивший назвать его индостанским.

В северной части Индостанского щита к додарварскому комплексу относятся гранито-гнейсы, слагающие Банделькандский выступ, а также Сингбхумский блок и плато Шиллонг. Кроме того, аналогичные породы известны в Аравалийском поясе и в зоне Нармада-Сон. Здесь додарварский комплекс представлен, видимо, лишь верхней толщей монотонных гнейсов. Такие характерные породы, как чарнокитовые гнейсы и кондалиты, здесь не установлены. Так, например, серия древнего метаморфизма Сингбхума состоит из амфиболитовых сланцев, кварцитов, гнейсов, гранито-гнейсов и мигматитов. Сходный состав пород имеет комплекс гнейсов Бандельканда, домские гнейсы зоны Нармада-Сон, полосчатые гнейсы Аравалийско-Делийского складчатого пояса.

Породы додарварского комплекса повсеместно представляют собой полиметаморфические образования. Для метаморфических пород двух нижних толщ установлены минеральные ассоциации гранулитовой фации, которые, однако, во многих случаях являются реликтовыми и замещаются минералами амфиболитовой фации.

Общий состав первичных пород додарварского комплекса представляется достаточно пестрым. Для верхней, наиболее сильно гранитизированной серии предполагается преобладание песчано-глинистых осадочных пород, близких по составу к аркозам [154]. Для амфиболовых гнейсов

Таблица 6. Схема корреляции разрезов додарварского комплекса

Серия	Южная часть п-ова Индостан	Восточные Гаты	О-в Шри-Ланка
Верхняя	Толща биотитовых, гранат-биотитовых, биотит-роговообманковых гнейсов и мигматитов	Карнатикские гнейсы	Гнейсы Кадуканава
Средняя	Серия Салем	Кондалитовая и байладильская серии	Серия Хайленд
Нижняя	Биотитовые, пироксеновые и амфиболовые гнейсы, мраморы, кварциты	Бенгпальская и Сукма серии	Серия Виджаян

и амфиболитов этой серии предполагается образование за счет базальтов, туфов и песчаников грауваккового состава. Известны результаты петрографических исследований амфиболитов комплекса полосчатых гнейсов штата Гуджарат, которые свидетельствуют о происхождении части амфиболовых пород из карбонатных осадков, а другой части — за счет метаморфизма магматических пород основного состава. Для последних характерны высокие содержания титана и алюминия, обилие сфена, наличие реликтовых субофитовых структур и другие признаки их принадлежности к ортометаморфитам. У параамфиболитов отмечены пониженные содержания титана и алюминия и повышенные — кремнезема, магния и кальция [221]. Таким образом, для верхней серии додарварского комплекса наиболее вероятен вулканогенно-осадочный состав отложений до метаморфизма с преобладанием осадочных (терригенных и глинистых) пород.

Аналогичным образом обстоит дело с выяснением первичной природы пород двух нижних (чарнокитовых) серий додарварского комплекса. В их составе преобладают основные гранулиты, которые, вероятно, образовались по базальтоидам, однако значительную роль играют такие породы, как мраморы, кварциты (железистые), графитовые и высокоглиноземистые гнейсы, осадочная первичная природа которых достаточно убедительно доказана.

Так, особенности химического состава некоторых кремнисто-кальциевых пород (кальцифиров) кондалитовой серии Восточных Гат позволили показать их происхождение из глинисто-карбонатных осадков. При метаморфизме и гранитизации эти породы были превращены в различные диопсидовые (со скаполитом, бронзит-гиперстеном, волластонитом, гранатом и другими минералами) гнейсы, тесно ассоциирующие с гиперстеновыми гранулитами и чарнокитовыми гранитами [251]. В образцах графитовых гнейсов из нижней серии додарварского комплекса юга Индостана (район Мадурай, месторождение Сиваганга) удалось обнаружить микрофоссилии, сходные с древнейшими органическими остатками, известными из отложений серии Фиг-Три раннеархейской формации Свазиленд в Южной Африке что, несомненно, подтверждает осадочную первич-

ную природу исследованных пород [57]. Можно предполагать, что высокоглиноземистые графитсодержащие породы (лептиниты), характерные для нижней толщи додарварского комплекса, образовались из глинистых осадков, формировавшихся в процессе переотложения продуктов древних кор выветривания. Наконец, как показал В.В. Закруткин [29], образование части основных параморфитов чарнокитовых серий наиболее вероятно за счет глинисто-карбонатных осадочных пород.

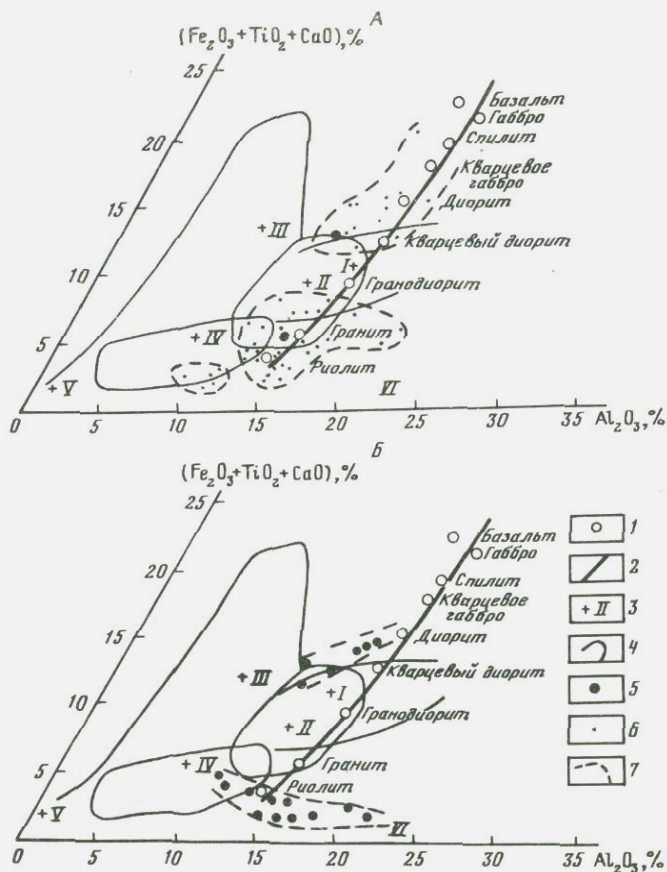
Среди метабазитов додарварского комплекса Индии установлено также присутствие пород, у которых отношение содержания окиси кальция и окиси алюминия более 1, что характерно для коматиитов, впервые описанных в докембрийской серии Свазиленд в Южной Африке [288]. Коматииты считаются излившимися породами, типичными для архейских отложений и образующимися в специфической тектонической обстановке раннего докембрия из магм основного и ультраосновного состава, генерированных на небольшой глубине при высокой степени частичного плавления вещества мантии [132, 134].

Первичный состав пород додарварского комплекса Индии может быть наглядно представлен на диаграмме Ля Роша (рис. 30), где нанесены средние составы типичных пород гранито-гнейсовых и гранулитовых толщ. Точки составов образуют на диаграмме три достаточно четко обособленных поля, отвечающих группе пород габброидно-базальтоидного состава, группе хорошо дифференцированных осадочных пород (типа аркозовых или олигомиктовых песчаников) и группе гранитоидов. Приведенные данные свидетельствуют о существенно базитовом составе отложений додарварского комплекса, хотя имеющиеся доказательства не являются вполне убедительными из-за сложности и недостаточной разработанности критериев определения первичного состава глубоко метаморфизованных пород [90]. В связи с этим необходимо указать, что исследование петрологии и геохимических особенностей слабо метаморфизованных метасадочных пород вышележащего дарварского комплекса позволило показать, что они формировались за счет размыва более древних образований (додарварского комплекса), имевших преимущественно основной состав [218].

Все эти данные позволяют заключить, что представления многих исследователей о первично базальтовом составе раннедокембрийских комплексов, гранитизированных и преобразованных позднее в кору континентального типа, применимы и к древнейшим комплексам фундамента Индийской платформы [21, 71].

Условия метаморфизма пород гранулитового комплекса Индостанского щита определялись по различным минеральным ассоциациям. Для гранитсодержащих парагенезисов, в частности, были определены параметры 750–830°C и 6–8,5 кбар, причем эти парагенезисы не отвечают наиболее высокотемпературным и высокобарическим субфациям гранулитовой фации [200].

Эти данные хорошо согласуются с определениями условий формирования некоторых гранулитовых массивов, приуроченных к крупным куполовидным структурам в породах гнейсово-гранулитового фундамента. Так, для гранитоидов Нарапахарского массива в Бихарском пегматитовом поле установлено, что температура родоначальной гранитной



Р и с. 30. Диаграммы состава пород додарварского (А) и дарварского (Б) комплексов Индостанского щита

1 — средние составы магматических пород; 2 — линия изменения составов изверженных пород; 3 — средние составы осадочных пород; I — глинистых сланцев, II — граувакк, III — песчаников, IV — аркозов, V — кварцитов, VI — каолиновых глин; 4 — поля составов осадочных пород; составы пород: 5 — средние, 6 — единичные; 7 — поля составов

магмы превышала 750°C , а поздние интрузивные фации гранитов кристаллизовались при температуре 650°C и давлении 5 кбар. Температуру формирования чарнокитовых гранитов оценивают по составу калиевых полевых шпатов в 700°C . По сосуществующим пироксенам в чарнокитовых гранитах более основного состава температура образования определена в 670°C [241].

Специальные исследования условий метаморфизма основных гранулитов, кондалитов и гранито-гнейсов кондалитовой серии Восточных Гат позволили установить, что первый этап метаморфизма происходил при температуре $600\text{--}800^{\circ}\text{C}$ и давлении 6–7 кбар. Второй этап метаморфизма протекал при значительно меньших давлениях (1,5 кбар) и температурах ($550\text{--}700^{\circ}\text{C}$) и сопровождался развитием минеральных пара-

генезисов альмандин-амфиболитовой фации [151]. Появление последних связывают с широким развитием процессов гранитизации в более поздние тектонические эпохи, особенно в последарварскую эпоху, датируемую 2600—2300 млн. лет. В некоторых тектонических зонах наблюдается наложение еще более поздних (рифейских и раннепалеозойских) процессов стрессового метаморфизма дистен-силлиманитового типа или гидротермально-метасоматических преобразований (мусковитизации, сульфидизации и др.). Именно из пород таких активизированных зон получены многочисленные заниженные ("омоложенные") величины абсолютного возраста [39].

В породах верхней серии додарварского комплекса минеральные ассоциации гранулитовой фации не встречены, возможно, в связи с тем, что в ней наиболее интенсивно проявились процессы мигматизации и гранитизации. Региональное развитие здесь получили породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации.

Додарварский комплекс представляет собой, таким образом, типичный гетерогенный комплекс, сформировавшийся в своем настоящем виде благодаря неоднократному наложению процессов гранитизации и регионального метаморфизма на первичные отложения вулканогенно-осадочной природы. Выделение из состава комплекса гранитов, мигматитов и метаморфических пород собственно додарварского субстрата возможно лишь при очень детальных исследованиях, так как обычно они слагают относительно небольшие реликты среди более молодых гранито-мигматитовых образований.

Интересно отметить, что в некоторых случаях, как, в частности, в Нарпахарском массиве, когда крупные мигмоплутоны гранитов располагаются в синформных структурах гнейсово-гранулитового фундамента, включения ультрабазит-базитовых пород встречаются преимущественно в центральных частях массивов [136]. Аналогичная приуроченность полей мигматитов к синклиналим структурам (синформам) отмечалась для некоторых районов распространения серии Хайленд на о-ве Шри-Ланка [210]. Более обычна, однако, приуроченность гранитоидов к положительным куполовидным структурам. В этих случаях наблюдается приуроченность калиевых разностей к центральным частям массивов, а включений основных пород — к периферическим. Некоторые исследователи связывают это явления с распределением компонентов в осадочных породах, за счет частичного плавления которых формировались граниты в раннедокембрийских комплексах. Согласно этим представлениям, области гнейсово-гранулитового фундамента, наиболее насыщенные гранитами (гранито-гнейсовые комплексы), отвечают центральным зонам древнейших бассейнов осадконакопления ("овалов седиментации") [165].

В целом гранитоиды широко развиты в составе гнейсово-гранулитового фундамента. Наиболее древние из них имели тоналитовый состав [264]. Со временем гранитоиды обогащались кремнеземом, натрием, калием, рубидием, цезием, ураном, торием и приобретали более четко выраженный интрузивный характер, хотя преобладающая часть гранитов, включающихся в состав гнейсов Полуострова и других раннедокембрийских комплексов фундамента, имеет мигматитовую и метасоматическую природу [153].

Возраст додарварского комплекса определяется как раннеархейский на основании геологических данных и изотопных датировок. Геологические наблюдения, свидетельствующие о более древнем возрасте комплекса по отношению к дарварскому, сводятся к двум основным моментам. Во-первых, это синклинирный характер структур, выполненных отложениями дарварского комплекса, что позволяет предполагать более древний возраст метаморфических пород, слагающих разделяющие положительные структуры. Во-вторых, изучение состава галек конгломератов дарварского комплекса показывает присутствие среди них гнейсов и гранитов, в том числе таких характерных для додарварского комплекса пород, как серые гнейсо-граниты (тоналиты) и мигматиты [86, 236, 263].

Радиологические определения возраста пород додарварского комплекса дают широкий разброс значений. Обобщение имеющихся определений показывает, что для пород гранулитового пояса Восточных Гат наблюдается несколько этапов тектонотермальной переработки и радиологического "омоложения", которые выражаются соответствующими пиками на гистограмме [131]. Эти этапы могут быть датированы интервалами 400–650, 1200–1600, 1800–2000, 2500–2600 млн. лет. Очевидно, что исходные породы гнейсово-гранулитового комплекса должны иметь возраст, превышающий 3000 млн. лет. Действительно, для пород додарварского комплекса сейчас имеется уже довольно много "реликтовых" датировок, близких к этому рубежу. Так, возраст древнейших гранито-гнейсов Южной Индии определяется от 3035 ± 60 и 3065 ± 75 до 3358 ± 66 млн. лет, чарнокитов района Сатнур – 3100 млн. лет, гранито-гнейсов различных районов штата Карнатака – от 2920 ± 100 до 2990 ± 120 млн. лет. [126, 143, 236, 237]. Все перечисленные определения выполнены рубидий-стронциевым изохронным методом. Для кондалитов Восточных Гат этим же методом получена датировка 3090 млн. лет, которая хорошо совпадает с возрастом 3070 млн. лет, определенным для гранат-силлиманитовых гнейсов Кералы [231]. Наконец, для амфиболитов, метаосадочных пород и тоналитовых гранито-гнейсов серии древнего метаморфизма Сингбхума рубидий-стронциевым изохронным методом получены определения 3180 ± 85 и 3200 ± 85 млн. лет, причем для них же имеются определения калий-аргоновым методом от 3050 ± 60 до 3460 ± 90 млн. лет [250]. Предполагается, что полученные возрасты отвечают времени метаморфизма и гранитизации, что хорошо согласуется с определениями возраста биотитовых гранитов Сингбхума, показавшими (рубидий-стронциевый изохронный метод) 2950 ± 200 и 2910 ± 250 млн. лет. Приведенные данные говорят о том, что, по-видимому, все полученные на сегодняшний день определения [247] не соответствуют времени образования первичных отложений. Наиболее древний возраст (тем же рубидий-стронциевым методом), полученный для гальки гранито-гнейсов из конгломератов дарварского комплекса, оказался равным 3250 ± 150 млн. лет [281].

Нахождение в гальках конгломератов дарварского комплекса гранитов и метаморфических пород свидетельствует о том, что вулканогенно-осадочные толщи додарварского комплекса подвергались метаморфизму и гранитизации на рубеже 2900–3200 млн. лет [288]. Вероятно, вполне

обоснованы представления ряда исследователей о том, что чарнокитовые толщи додарварского комплекса отвечают древнейшим горизонтам раннего докембрия Индостана и что они могут иметь столь же древний возраст (более 3500 млн. лет), как и аналогичные образования Австралии, Антарктиды и Гренландии [236]. Однако для пород фундамента Индийской платформы такие датировки пока не получены, в связи с чем вопрос о присутствии здесь катархейских образований остается открытым.

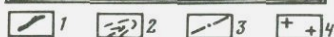
Многочисленные определения возраста пород додарварского комплекса, выполненные калий-аргоновым методом, как привило, дают более молодые значения — от 2500 до 2900 млн. лет.

Можно сослаться на определения Rb-Sr изохронным методом возраста различных гранитоидов (в том числе чарнокитовых гранитов), показавшие близкие значения — 2490—2615 млн. лет [143]. Очевидно, что эти цифры отражают время проявления наиболее интенсивных процессов метаморфизма и гранитизации и доказывают гетерогенность образований, объединяемых в настоящее время в додарварский комплекс.

Для складчатых дислокаций додарварского комплекса Индостанского щита характерно сочетание крупных часто нарушенных нелинейных (овальных) структурных форм с линейными складчатыми зонами. Сложные прихотливые структурные рисунки наиболее характерны для областей развития гранито-гнейсовых толщ верхних серий додарварского комплекса и для некоторых областей распространения толщ основных гранулитов. В последнем случае такие сочетания квазиизометричных нелинейных структурных форм типичны для участков расширения или изгиба чарнокитовых поясов. Примерами таких участков может служить крайний юг Индостана и о-в Шри-Ланка (рис. 31). Положительные структуры здесь в основном представлены гнейсовыми куполами различного размера. Линейные складки, сочетающиеся с округлыми чашеобразными синклиналиями, более характерны для поясов распространения двух нижних серий. Различие складчатых форм нижней и верхней частей додарварского комплекса наряду со спецификой формационной природы двух нижних серий позволило наметить возможность выделения двух типов структурных областей раннего докембрия — одного, отвечающего крупным нелинейным структурам типа сложных складчатых гнейсовых овалов, и второго — отвечающего линейным зонам чарнокитовых поясов [26].

Своеобразие структурного рисунка в раннедокембрийских комплексах чарнокитового пояса состоит в том, что здесь вместе с линейно вытянутыми складками и овальными гранито-гнейсовыми куполами наблюдаются многочисленные изометричные, овальные или вытянутые синклинальные складки. Такие складки наиболее четко фиксируются в тех толщах, в составе которых присутствуют пласты железистых кварцитов или других пород, способных играть роль маркирующих горизонтов (рис. 32). В этом отношении чарнокитовый пояс Восточных Гат сходен с зоной Становика—Джугджура на юге Алданского щита [19].

Указанные особенности тектонического устройства додарварского комплекса Индийской платформы согласуются с представлениями о ведущей структурообразующей роли гранито-гнейсовых куполов. Вместе с тем области развития нижних серий додарварского комплекса, отвечаю-



Р и с. 31. Характер складчатых структур додарварского комплекса в серии Хайленд [142]

1 — пласты железистых кварцитов; 2 — пласты мраморов; 3 — простирации основных гранулитов и мигматитов

Р и с. 32. Характер складчатых структур додарварского комплекса в пределах чернокитового пояса Восточных Гат (район Тируваннамалай в Южной Индии)

1 — пласты и линзовидные тела железистых (магнетитовых) кварцитов; 2 — простирации основных гранулитов и чернокитовых мигматитов; 3 — разрывные нарушения; 4 — граниты

щие чернокитовому (или гранулитовому) поясу, в региональном плане как бы срезают на отдельных отрезках складчатые структуры гнейсовых овалов [26]. Этот факт долгое время являлся основанием для выделения Восточного складчатого пояса как более молодого структурного сооружения фундамента Индийской платформы по отношению к гранито-гнейсовому комплексу. Позднее высказывались предположения об одновременности образования гранулитового подвижного пояса и зеленокаменных поясов гранито-гнейсового Дарварского кратона, причем отмечалось, что зеленокаменные пояса занимают трансформное (т.е. близкое к ортогональному) положение по отношению к простираанию гранулитового пояса [191]. Однако современные геохронологические исследования позволили установить более древний возраст чернокитовой серии Индии и показать вторичную природу структурных ограничений чернокитового пояса. При этом анализ геофизических полей южной части Ин-

достанского щита показал, что если на крайнем юге можно предполагать продолжение толщ основных гранулитов под гранито-гнейсы Дарварского кратона, то на востоке вдоль Восточных Гат, несомненно, наблюдается зона разломного ограничения, сопровождающаяся гравитационной ступенью [272]. Приуроченность к этой зоне проявлений наложенного метаморфизма, радиологического омоложения и пегматитообразования позволили предположить наличие горизонтальных (сдвиговых) перемещений в породах додарварского комплекса Индийской платформы в рифейское время [57].

Для многочисленных пегматитовых полей и гранитов южной Индии, Бихарского пояса и некоторых других районов в настоящее время имеются многочисленные датировки, доказывающие их рифейский и даже раннепалеозойский возраст и, таким образом, связь с эпохами тектонотермальной переработки. Пегматоидные граниты, рвущие чарнокиты, гранито-гнейсы, амфиболиты, силлиманитовые кварциты и кальцифиры чарнокитового пояса Восточных Гат считаются посттектоническими и имеют возраст (пять определений K-Ar методом) от 475 ± 10 до 527 ± 11 млн. лет (район Тиручирапалли, вблизи Кадавура). Полученные возрасты, несомненно, отражают время одной из эпох термальной переработки [124].

Близкие данные были получены для пегматитов Неллурского пояса, также расположенного в пределах Восточногогатского чарнокитового пояса. Путем измерения треков деления в некоторых минералах пегматитов были получены следующие возрастные датировки: для апатита — 446 ± 10 млн. лет, для мусковита — 487 ± 17 и 632 ± 15 млн. лет [213]. Эти данные также свидетельствуют о проявлении процессов тектонотермальной переработки в конце докембрия — начале палеозоя.

Для пегматитов Бихарского пояса по трекам деления в биотитах определен возраст 925 ± 21 млн. лет, который хорошо совпадает с другими датировками возраста этих мусковитовых пегматитов, выполненными калий-аргоновым методом [57, 285]. Рубидий-стронциевым методом получены также близкие определения для пегматитов прилегающих районов Западной Бенгалии — от 864 ± 25 до 1078 ± 25 млн. лет [135]. К зоне сочленения чарнокитового пояса с областью развития гранито-гнейсов Дарварского кратона приурочены также довольно многочисленные интрузии щелочных пород и карбонатитов рифейского возраста [39, 57]. При этом в некоторых случаях, как, например, в Южной Индии, здесь наблюдаются S-образные сочетания разрывных нарушений, характерные для зон сдвиговых деформаций. К одному из таких узлов в районе г. Тирупаттур приурочена целая группа массивов щелочных сиенитов и карбонатитов [39]. Наличие в пределах чарнокитового пояса Восточных Гат массивов щелочных пород свидетельствует о проявлении здесь в отдельные периоды послепалеозойской истории напряжений растяжения, тогда как приуроченность к этому же поясу массивов анортозитов, пегматитовых полей и зон высокобарического метаморфизма дистен-силлиманитового типа говорит о формировании здесь напряжений сжатия [57].

Металлогеническая характеристика додарварского комплекса определяется особенностями первичного состава толщ, условиями метаморфизма и проявлениями наложенных процессов тектонотермальной перера-

ботки. Наибольшее экономическое значение имеют железистые кварциты и марганцосные породы, являющиеся типичными метаморфизованными первично-осадочными образованиями. Железистые (магнетитовые) кварциты и марганцосные породы (гондиты) широко распространены в отложениях нижних (чарнокитовых) серий додарварского комплекса и соответственно крупные месторождения железа и марганца приурочены к чарнокитовому поясу Восточных Гат и Южной Индии [57]. В толщах основных гранулитов Индостанского щита известны также крупные метаморфогенные месторождения графита, глиноземистых минералов — кианита, силлиманита, андалузита, а также карбонатных пород (мраморов), используемых как сырье для производства цемента.

Кроме метаморфических месторождений, в породах додарварского комплекса располагаются многочисленные поля пегматитов, иногда весьма крупные (Бихарское, Неллурское и др.). Пегматиты редкометалльно-мусковитовые, активно разрабатываются главным образом для добычи радиотехнической слюды. В некоторых случаях пегматиты содержат в промышленных концентрациях минералы бериллия, лития, тантала, олова и другие, а также корунд [39].

С располагающимися в зонах тектонотермальной переработки гнейсово-гранулитового фундамента многочисленными массивами позднедокембрийских щелочных пород и карбонатитов связаны месторождения апатита, флогопита и вермикулита, проявления тантал-ниобиевой и редкоземельной минерализации [39].

ДАРВАРСКИЙ (ТРОГОВЫЙ) КОМПЛЕКС

Отложения, объединяемые в дарварский комплекс Индостанского щита, являются вполне типичными для так называемых комплексов зеленокаменных и сланцевых поясов [58], известных на всех гондванских платформах. Дарварский комплекс впервые был выделен в южной части щита, где к этому комплексу относятся отложения "системы" Дарвар. Последняя слагает в пределах штата Карнатака (бывший Майсур) несколько узких синклинирных структур и крутопадающих моноклиальных чешуй, располагающихся среди обширных полей гнейсов и гранито-гнейсов. В северо-западном направлении зеленокаменные пояса дарварского комплекса сначала несколько расширяются, а затем скрываются, погружаясь под позднедокембрийские отложения южной окраины Деканской синеклизы.

"Система" Дарвар была выделена Р.Б. Футом на территории штата Карнатака в 1876 г. Стратотипическим разрезом этого комплекса, впервые составленным на примере сланцевого комплекса Шимога—Дарвар, является схема расчленения Рама Рао, предложенная им в 1940 г. Этот обобщенный разрез нормальной последовательности отложений дарварского комплекса и по сей день принимается индийскими геологами почти без изменений [193]. Позднее были разработаны несколько более детальные схемы расчленения дарварских отложений, предусматривающие деление комплекса на пять серий. Наиболее полный обзор имеющихся схем, приведенный в сводке Р. Сринивасана и Б.Л. Сриниваса [267], показывает, однако, что схема Рама Рао в основном сохраняет свое значе-

ние до сих пор. Это тем более справедливо, что на геологических картах территории штата Карнатака не выделяются даже серии, намеченные Рама Рао. Обычно раздельно картируются только отложения нижней серии и двух верхних объединенных. Необходимо также указать, что полный разрез дарварского комплекса не наблюдается ни в одном из зеленокаменных поясов, так что общая схема расчленения составлена путем сопоставления частных пространственно разобщенных разрезов.

Общее строение разреза дарварского комплекса, согласно схеме Рама Рао, представляется следующим.

Нижний Дарвар: а) плотные зеленокаменные породы и зеленые сланцы, слюдястые или известковистые хлоритовые сланцы, основные и средние лавы, переслаивающиеся с туфами; б) кислые и средние лавы (риолиты, кератофиры и др.), переслаивающиеся с туфами и аргиллитами; в) кварцевые порфиры, фельзиты и их сланцевые разновидности.

Средний Дарвар (хосурская серия): а) конгломераты (с галькой кварцитов и кварцевых порфиров), гравелиты и граувакки; б) серицитизированные гравелиты и кварциты с крупными зернами опаловидного кварца; в) серые и зеленоватые филлиты и хлоритовые сланцы; г) известняки, доломиты и кремнистые известняки; д) полосчатые гематитовые кварциты.

Верхний Дарвар (сулекерская серия): а) конгломераты, содержащие гальку гранитов, железистых кварцитов, кристаллических сланцев; б) кварциты; в) аргиллиты, известковистые алевролиты и тонкозернистые кварциты с мелкими зернами опаловидного кварца; г) рыхлые железистые породы и слюдястые гравелиты, переслаивающиеся с известняками; д) железистые кварциты и кремнистые железистые сланцы с тонкими прослоями аргиллитов и вулканического пепла.

Согласно более поздним уточненным данным, в составе нижней (бабабуданской) серии присутствуют также золотосодержащие конгломераты, кварциты и магнетитовые кварциты. Выше выделяется серия Додгуни, отвечающая по составу отложениям среднего и части верхнего Дарвара схемы Рама Рао. Здесь преобладают кварциты, конгломераты, филлиты и хлоритовые сланцы, известняки. Далее вверх по разрезу выделяется серия базальтов (траппов) и серия Ранибеннур, совместно представляющие мощную толщу в разной степени метаморфизованных базальтов, граувакк, полимиктовых конгломератов, железистых и пиритсодержащих кварцитов, кератофинов. Наконец, в качестве пятой (верхней) серии Гуддадарангаванахалли выделяется толща красноцветных железистых песчаников, глинистых сланцев, аргиллитов [267].

Б.П. Радхакришна [236] предложил выделить из состава дарварского комплекса нижнюю собственно зеленокаменную серию, сложенную преимущественно метавулканитами ультрабазит-базитового состава, в качестве самостоятельной единицы (группа Саргур). Остальную большую часть разреза комплекса он объединил в геосинклиналиную вулканогенно-осадочную серию. Формирование нижней серии завершилось, согласно представлениям этого автора, внедрением тоналитовых гранитоидов, входящих в состав гнейсов Полуострова. Образовавшиеся таким образом гранито-гнейсы тоналитового состава явились фундаментом для вулканогенно-осадочных серий молодых поясов, формировавшихся в линейно вытянутых бассейнах седиментации.

Позднее была предложена концепция о принадлежности зеленокаменных поясов Южной Индии к двум типам, различающимся по формационной природе слагающих их комплексов [238]. Согласно этой концепции, различаются пояса, сложенные преимущественно метавулканитами при резко подчиненном объеме метаосадочных пород шельфовых фаций (киватинский тип), и пояса, отвечающие прогибам геосинклинального типа, т.е. выполненные толщами метаосадков (в том числе железистых кварцитов) с относительно подчиненными прослоями метавулканитов основного и среднего состава (дарварский тип). Было выдвинуто предположение о том, что эти пояса могут представлять собой разновозрастные образования и соответствовать двум поколениям зеленокаменных поясов. Отложения поясов киватинского типа, отвечающие нижнедарварским образованиям схемы Рама Рао, предлагается объединять в серию Саргур и рассматривать как комплекс древних зеленокаменных поясов (3200—3500 млн лет), а комплексы поясов дарварского типа, соответствующие отложениям среднего и верхнего Дарвара, рассматривать как более молодые геосинклинальные зеленокаменные пояса (2500—3000 млн лет). Указывается на различие состава и природы конгломератов в этих отложениях, заключающееся в том, что в серии Саргур этих пород мало и они являются пирокластическими или автокластическими, тогда как в поясах дарварского типа преобладают полимиктовые (граувакковые) конгломераты, представляющие собой турбидитные образования [216]. Эти исследования показали возможность разделения зеленокаменных поясов по формационному составу слагающих их комплексов на два (а возможно, и более) типа, однако убедительных геохронологических данных о столь значительном различии их по возрасту получено не было, хотя все отложения серии Саргур оказались сильнее метаморфизованными [238].

Согласно представлениям других авторов, отложения дарварского комплекса, находящиеся ныне в разобщенных поясах, могут коррелироваться благодаря присутствию во многих из них железисто-кварцитово-марганцебно-карбонатной ассоциации осадочных пород. На этом основании предполагается, что формирование дарварских отложений могло происходить не в отдельных прогибах, а в едином крупном бассейне [233].

Необходимо заметить, что схема расчленения отложений дарварского комплекса в последующие годы подверглась пересмотру, однако в результате схема Рама Рао была скорее детализирована, чем изменена (главным образом в отношении верхней части разреза), так как общие черты строения комплекса отражены в ней достаточно правильно.

Отложения дарварского комплекса в целом принадлежат к типичной формации зеленокаменных поясов, которая представлена в основном базальтоидами и граувакками и в которой вверх по разрезу увеличивается роль терригенных осадочных пород, сравниваемых с породами молассовых комплексов. Для базальтов Дарвара доказана принадлежность к толеитовым (океаническим) разностям с характерной подушечной или столбчатой отдельностью [266].

Среди metabазальтов дарварского комплекса Южной Индии установлено присутствие базальтовых коматиитов [287], обнаруженных в пределах Колларского зеленокаменного пояса.

Для наиболее крупных поясов дарварского комплекса на основе анализа

структуры и состава конгломератов и других осадочных пород (в частности, Читалдрудского пояса) показано симметричное распределение шельфовых фаций, свидетельствующее об образовании вулканогенно-осадочных накоплений в изолированных (троговых) прогибах [265]. При этом наличие в конгломератах галек гранито-гнейсов (тоналитов), обломочно-го циркона и пирита показывает, что во время формирования отложений дарварского комплекса размыты подвергались более древние образования базитового состава, гранитизированные и регионально метаморфизованные (т.е. уже существовала гранитная или гранулит-базитовая кора).

Породы дарварского комплекса южной части Индостанского щита метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Увеличение степени метаморфизма наблюдается в южном и восточном направлении. Так, в районе Неллура в пределах крайнего восточного пояса отложенный дарварского комплекса слабометаморфизованные породы исчезают совсем и весь пояс сложен амфиболовыми и биотитовыми кристаллическими сланцами, кварцитами и амфиболитами, метаморфизованными в условиях альмандин-амфиболитовой фации.

Отложения дарварского комплекса в южной части щита слагают протяженные линейные пояса, сходные с известными в пределах многих древних платформ. В структурном отношении эти пояса представляют собой моноклинально падающие "чешуи" или узкие сжатые линейные синклинорные складки субмеридионального простирания, осложненные мелкими складками более высоких порядков, а также поперечными (диагональными) складками. Крылья синклинорных складок, особенно восточные, почти везде оборваны продольными нарушениями типа взбросов, обычно залеченными более молодыми гранитами, в связи с чем эти складки в современной структуре чаще всего представляются крупными моноклиналями.

В северной и центральной частях Индостанского щита отложения, относимые к дарварскому комплексу, развиты в двух районах — в Сингбхуме и в Центральных провинциях (горы Сатпура). В Сингбхуме толщи пород дарварского комплекса выполняют сложную синклинорную структуру, вытянутую в широтном направлении. К рассматриваемому комплексу здесь относится железорудная серия, в основании которой залегают базальные конгломераты и песчаники, сменяющиеся выше по разрезу слабометаморфизованными лавами основного состава (среди которых известны базальтовые коматиты), кремнистыми, слюдястыми и амфиболовыми сланцами нижнего горизонта, рудной пачкой слоистых железистых кварцитов и, наконец, верхним горизонтом слюдястых сланцев и пирокластических пород. Отложения железорудной серии залегают с несогласием на породах серии древнего метаморфизма, относящейся к додарварскому комплексу. Определения возраста пород железорудной серии, выполненные калий-аргоновым методом по валовым пробам пород и по мусковиту, дают значения около 2500 млн. лет [249].

К дарварскому комплексу принадлежат также отложения гангпурской серии, сходные по составу с железорудной серией, но отличающиеся преобладанием метапелитовых пород и содержащие прослои мраморов и марганценовых пород (гондитов). Породы гангпурской серии обнажаются к западу от синклинория Сингбхум и слагают вытянутую в субширотном направлении антиклинорную структуру.

В центральной части Индостана (штат Мадхья Прадеш) к дарварскому комплексу, видимо, принадлежит саусарская серия, известная как крупнейшая марганценосная толща докембрия Индии. Отнесение этой серии к дарварскому комплексу основано на сходстве ее состава с отложениями гангпурской серии Сингбхума. Известные определения возраста пород саусарской серии калий-аргоновым методом (по мусковиту) дают, видимо, заниженные значения — 1340 и 864–996 млн. лет, очевидно, отвечающие эпохам активизации (амгаонская и саусарская эпохи эпишлатформенного орогенеза), когда в зоне линеамента Нармада-Сон и Сатпурских гор породы фундамента подверглись наложенному метаморфизму и радиологическому "омоложению" [248].

Отложения саусарской серии выполняют широтную синклинорную структуру и представлены пестрой слоистой толщей роговообманковых и биотитовых, часто гранатсодержащих гнейсов, хлоритовых и мусковит-биотитовых сланцев с пачками кварцитов, амфиболитов, доломитовых мраморов, кальцифиров и марганцевых пород [226]. К этому же комплексу, очевидно, принадлежит толща пород серии Сонавани, сходная по составу и коррелируемая с саусарской серией [193].

Необходимо отметить, что отложения дарварского комплекса центральной части Индостанского щита специфичны по своей формационной природе. Резкое преобладание здесь метапелитовых, метасаммитовых, карбонатных, кремнистых и марганцовистых осадочных пород позволяет рассматривать отложения саусарской и гангпурской серий как миогеосинклинальные формации. Вероятно, их можно считать своеобразными аналогами отдаленно-кремнистой марганценосной формации.

Существенно иначе обстоит дело с определением формационной природы отложений дарварского комплекса южной и восточной частей Индостанского щита. Здесь в строении разреза комплекса главную роль играют метавулканические и метаосадочные породы.

Средние составы пород дарварского комплекса представлены на диаграмме Ля Роша (см. рис. 30), где хорошо видно, что точки образуют два резко обособленных поля. В одном поле объединяются породы андезито-базальтового состава, незрелые граувакки и полимиктовые песчаники, второе поле отвечает хорошо дифференцированным осадочным породам типа аркозовых песчаников и каолиновых глин. Очевиден, таким образом, вулканогенно-осадочный состав комплекса. На диаграмме не показаны, разумеется, составы таких типичных для дарварского комплекса метаосадочных пород, как кварциты и железистые кварциты, хотя отложения Дарвара являются главной железорудной формацией Индийской платформы [233]. Аналогичные выводы о составе комплекса получены путем исследования химизма амфиболитов [252].

Исследования метавулкаников дарварского комплекса показывают их принадлежность к океаническим толеитам, толеитам островных дуг и андезитам, т.е. к типичной известково-щелочной серии [264].

Среди metabазитов комплекса установлено присутствие базальтовых коматиитов, представителей подводных излияний магнезиальных низкоглиноземистых основных лав, характерных для архейских зеленокаменных поясов. Эти породы описаны в отложениях дарварского комплекса Южной Индии (Жоларского и Нугихалли) и железорудной серии Сингбхума [287].

Принадлежность метавулканитов дарварского комплекса к известково-щелочной серии согласуется с представлениями многих исследователей о формировании отложенных зеленокаменных поясов в геодинамических условиях, более сходных с островодужными обстановками, чем с чисто океаническими условиями формирования офиолитовых (эвгеосинклинальных) ассоциаций.

Важной особенностью отложений дарварского комплекса является тот факт, что в основании разреза (бабабуданская серия) залегают олигомиктовые конгломераты, кварциты и глинистые (слюдистые) сланцы. Присутствие в псаммитовом материале конгломератов обломочного пирита, а также небольших количеств золота и урана рассматривалось некоторыми исследователями как доказательство существования бескислородной атмосферы на начальных этапах формирования комплекса. Появление в средних и верхних горизонтах комплекса карбонатных и красноцветных обломочных пород расценивалось как свидетельство окислительной среды осадко-накопления. Отсюда — вывод о том, что изменение состава атмосферы Земли произошло в период накопления вулканогенно-осадочной толщи дарварского комплекса и что до начала ее формирования уже существовала континентальная гранито-гнейсовая кора [264]. Однако заключение о существовании бескислородной атмосферы во время отложения дарварского комплекса было опровергнуто находками в метаосадочных породах органических остатков, предположительно соответствующих синезеленым водорослям или иным древнейшим микроорганизмам [178]. Позднее присутствие ископаемых микроорганических остатков в железистых кварцитах серии Бабабудан в зеленокаменном поясе Шимога было подтверждено новыми исследованиями [291]. Эти данные не позволяют предполагать, что во время отложения толщ дарварского комплекса произошло резкое изменение состава атмосферы.

Приведенные данные дают основание рассматривать отложения дарварского комплекса как вулканогенно-осадочную формацию троговых прогибов, в составе которой существенную роль играют ультрабазиты и базиты.

С отложениями дарварского комплекса ассоциируют интрузивные тела ультраосновных и основных пород. Массивы базитов и гипербазитов обычно локализируются в пределах (особенно часто в краевых частях) зеленокаменных поясов, образуя линзовидные субогласные тела, типичные для офиолитовых комплексов. Кроме того, массивы базитов и гипербазитов известны и за пределами зеленокаменных поясов среди пород додарварского комплекса, где они формируют штокообразные тела. С гипербазитами связаны многочисленные мелкие месторождения хромитов, асбеста и талка штата Карнатака. В Сингбхуме линзовидные массивы хромитоносных серпентинизированных перидотитов и саксонитов известны среди отложений железорудной серии дарварского комплекса. В пределах штата Тамилнаду гипербазиты входят в состав гетерогенных (полихронных) массивов, они подверглись метасоматическим преобразованиям в связи с внедрением более поздних интрузий сиенитов и формированием карбонатитов [130].

Более широко распространены гранитоиды, прорывающие дарварский комплекс. Они образуют как крупные интрузивные массивы (сингбхумские, клоспетские граниты и др.), так и многочисленные мелкие и крупные мигмошлутоны, прорывающие отложения дарварского комплекса и образу-

ющие иногда мигматиты по породам Дарвара. Надо отметить, что последарварские гранитоиды локализованы преимущественно в пределах поднятий, разделяющих синклинорные пояса дарварского комплекса, в связи с чем они в основном залегают среди гнейсов додарварского комплекса.

При этом последарварские гранитоиды являются составной частью наиболее крупных и представительных гранито-гнейсовых куполов, что свидетельствует о длительности развития этих нелинейных структур и о специфике тектонического режима последарварской и дарварской эпох гранитизации, когда, с одной стороны, шло образование линейных троговых структур зеленокаменных поясов, а с другой — наследовался тектонический стиль предшествующей эпохи нелинейной тектоники. Предполагается, что образование гранитов и гнейсов куполов происходило частично одновременно с накоплением троговых комплексов, что фиксируется в составе галек межформационных конгломератов дарварского комплекса, где наиболее многочисленные обломки гранитоидов появляются в верхней половине разреза [267]. Гранито-гнейсовые образования, синхронные с дарварским комплексом, имеют гранодиоритовый состав (комплексы гранито-гнейсов Чемпион, Кришнагири, Хосур, Полуострова и др.), более поздние гранитоиды (кросепетские) являются существенно калиевыми. Отношение калия к натрию в гранитоидах первой группы составляет 0,7—0,83, а второй — 1—1,2 [264]. К этой же группе последарварских гранитоидов принадлежат чарнокитовые граниты, пространственно приуроченные к нижним сериям додарварского комплекса и почти не имеющие непосредственных контактов с отложениями Дарвара. Отношение калия к натрию в чарнокитовых гранитах (кислых чарнокитах) составляет 1,1, т.е. близко к характерному для кросепетских гранитов [254].

Аналогичная картина была установлена путем анализа частоты встречаемости гранитов и гнейсов с различным отношением натрия/калий в гальках дарварских конгломератов и в гнейсах Полуострова. Гистограмма, полученная С.М. Накви [66], показывает, что в более древних гранитоидах, встречающихся в гальке конгломератов, эти отношения выше, чем в более поздних гранитоидах, входящих в состав комплекса гнейсов Полуострова (рис. 33).

Таким образом, период формирования дарварского комплекса совпал с эпохой эволюции магматических процессов. Общая направленность эволюции отвечала обычному гомодромному ряду и проявилась как в интрузивных, так и в экструзивных фациях (от базальтовых коматиитов через толеиты к известково-щелочной серии).

Время формирования отложений дарварского комплекса можно определить исходя из следующих данных. Дарварский комплекс моложе кристаллических пород додарварского комплекса, что следует из характера структур зеленокаменных поясов, анализа состава обломочного материала дарварских конгломератов и песчаников, а также радиологических данных. Последние были выполнены различными методами по различным породам и минералам. Разброс полученных датировок довольно велик — от 2345 ± 60 млн. лет (рубий-стронциевый изохронный метод) до 2900 ± 200 млн лет (свинцовый метод). Известны и промежуточные величины — 2407, 2477, 2495, 2631, 2700 млн лет. Более древние возрасты получены для амфиболитов (3295 ± 200 млн лет). Конгломераты, известные в сос-

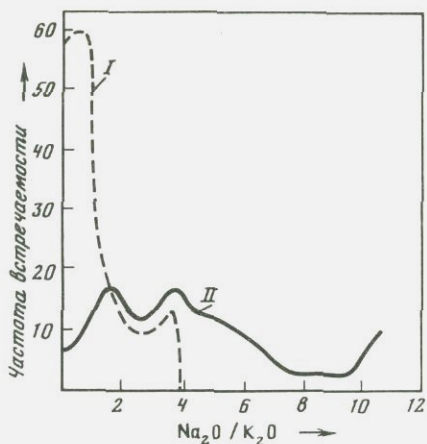
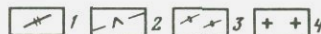
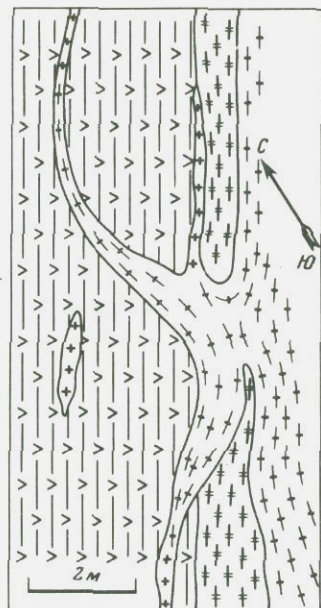


Рис. 33. Гистограмма отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$

I — в гнейсах Полуострова; II — в гранитных и гнейсовых гальках из конгломератов дарварского комплекса

Рис. 34. Характер контакта амфиболитов дарварского комплекса с гнейсами Полуострова (южная часть зеленокаменного пояса Колар)

1 — гнейсы биотит-роговообманковые, 2 — амфиболиты, 3 — гранито-гнейсы, 4 — граниты



таве дарварского комплекса в пределах зеленокаменного пояса Шимога-Дарвар, содержат гальки тоналитовых гранито-гнейсов, возраст которых был определен изохронным рубидий-стронциевым методом. Результаты, полученные для галек из конгломератов Калдурга, позволили определить возраст гранитов в 3250 ± 150 млн лет, что доказывает их принадлежность к образованиям более древним, чем дарварский комплекс, т.е. к додарварскому комплексу [281].

Имеются весьма полные обзоры результатов геохронологических исследований пород дарварского комплекса [143, 232, 280], результаты которых необходимо увязать с датировками гранитоидов, рвущих отложения дарварского комплекса. Так, для гранитоидов из гнейсов Полуострова и чарнокитовых гранитов рубидий-стронциевым изохронным методом определены возрасты от 2585 ± 35 до 2615 ± 80 млн лет, для более молодых гранитов Каримнагар и Клосепет — 2490 ± 115 и 2380 ± 35 млн лет [143]. Известны и еще более молодые возрасты, полученные в основном калий-аргоновым методом для пегматитов (2300 — 2000 млн лет). Эти определения позволяют считать наиболее вероятной верхней границей времени формирования дарварского комплекса 2500–2600 млн лет. Нижний уровень при современном состоянии наших знаний определяется рубежом около 3000 млн лет. На этом основании возраст дарварского комплекса может быть принят как позднеархейский.

Геологические и радиологические данные позволяют предполагать, что последарварская эпоха ультраметаморфизма и гранитизации была наиболее интенсивной и широко латерально проявленной. Время ее может быть датировано как 2600—2300 млн лет, хотя пегматиты этой эпохи нередко характеризуются возрастом 2100—2000 млн лет. Процессы метаморфизма и гранитизации этого времени, видимо, охватили почти всю территорию Индийской платформы и явились главнейшими для завершения формирования кристаллического фундамента, обусловив его консолидацию (кратонизацию).

Структурные особенности отложений дарварского комплекса определяются сочетанием линейных сжатых складок, вытянутых согласно с направлением синклинорных структур зеленокаменных поясов, и положительных купольных структур, разделяющих пояса и вызывающих резкие раздувы и изгибы их простираний в плане. Кроме того, очень характерны поперечные и диагональные складки, осложняющие линейные структуры зеленокаменных поясов. Весьма характерны продольные разрывные нарушения типа взбросов и крутых надвигов, которые срезают складки дарварского комплекса, превращая их в моноклиналильные чешуи, залегающие среди гранито-гнейсов. При этом тектонически нарушенные контакты между дарварскими породами и вмещающими их образованиями почти всегда оказываются заполненными гранитами. Это обстоятельство не позволяет определить характер контакта даже в тех случаях, когда удается наблюдать непосредственное соприкосновение пород дарварского и додарварского комплекса (рис. 34). Согласно ориентировка направлений сланцеватости в дарварских амфиболитах и в гранито-гнейсах додарварского комплекса в данном и многих других аналогичных случаях свидетельствует скорее всего о том, что развитие кристаллизационной сланцеватости было связано с позднейшими деформациями. Последние с наибольшей вероятностью могут относиться к эпохе самой интенсивной гранитизации и метаморфизма (2600—2400 млн лет), когда завершилось формирование поясов и крупных гранито-гнейсовых овалов. В результате структурной спайки и тектонического переслаивания раннедокембрийских комплексов возникли надвиговые структуры на границах зеленокаменных поясов и тектонические чешуи дарварских пород, заключенных среди гранито-гнейсов. Можно предполагать, что эти деформации очень часто носили сдвиговый характер, в связи с чем поперечные складки в отложениях дарварского комплекса нередко имеют вид складок волочения. Следует отметить, что в этом отношении складчато-надвиговые структуры зеленокаменных поясов Индостанского щита вполне аналогичны троговым структурам других древних щитов, характер которых недавно был раскрыт Н.А. Штрейсом, А.С. Новиковой, А.А. Савельевым и др. на примере Балтийского щита [93].

Зеленокаменные и сланцевые пояса Индостана являются наиболее интересными и важными в металлогеническом отношении структурами раннего докембрия Индийской платформы. Их металлогеническая характеристика во многом типична и для других древних платформ.

Прежде всего необходимо отметить, что дарварский комплекс является главной железорудной и марганцеворудной формацией Индии. Крупнейшие залежи гематитовых кварцитов известны в составе железорудной серии Сингбхума, в поясе Шимога—Дарвар и др. По многим рудным районам за-

пасы железных руд, содержащих 58—64% железа, оцениваются в сотни и тысячи млн.т. Многочисленные месторождения марганца, принадлежащие к браунитовой и марганцево-силикатной рудным формациям, издавна разрабатываются в Саусарском поясе в штате Мадхья Прадеш. Железистые кварциты и марганценовые породы представляют собой метаморфизованные первично-осадочные породы и обычно широко развиты в отложениях дарварского комплекса там, где в них относительно невелика роль метабазитов.

Другой характерной группой полезных ископаемых, связанной с зеленокаменными поясами, является ассоциация, обычная для ультрабазит-базитовых комплексов. Ее типичные составные элементы — тела гипербазитов, содержащие хромитовую минерализацию, месторождения асбеста, талька и магнезита, и интрузии габброидов, несущие железо-титано-ванадиевое оруденение. К этой же ассоциации может быть отнесено золотое оруденение, локализующееся в толщах метабазальтов, измененных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. В зеленокаменных поясах Южной Индии известно несколько довольно значительных по масштабам месторождений золота кварцево-жильного и сульфидного типа (Хатти, Рамагири, Гадаг и др.), причем среди них такое крупное месторождение, как Коларское. Приуроченность золоторудных месторождений Индостана к толщам метабазальтов делает их сходными с аналогичными месторождениями зеленокаменных поясов докембрийских щитов Африки, Австралии, Канады. Относительно генезиса золотоносных кварцевых жил зеленокаменных поясов существуют весьма разнообразные точки зрения — от чисто гидротермальной до осадочной гипотезы. Можно думать, что наиболее полно имеющимся данным соответствуют представления о вулканогенно-гидротермальном сингенетичном с вмещающими породами ультрабазит-базитовой ассоциации происхождении золоторудных тел, которые были, однако, существенно изменены в результате тектонических деформаций и метаморфизма. Перераспределение рудного вещества, естественное при таких наложенных процессах, обусловило сложность морфологии и структуры многих месторождений, которые благодаря этому нередко обладают признаками типичных гидротермальных жил.

Минеральные месторождения, связанные с зеленокаменными поясами, принадлежат к наиболее крупным и экономически важным объектам, известным в раннедокембрийских комплексах Индостана. В этом отношении здесь наблюдается такая же картина, как и на других докембрийских щитах не только Гондваны, но и платформ Северного полушария.

АРАВАЛЛИЙСКО-ДЕЛИЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Араваллийско-делийский комплекс объединяет в основном ниже-среднепротерозойские образования. К нему относятся складчатые толщи Араваллийско-Делийского пояса, которые входят в состав фундамента северной части Индийской платформы. В пределах платформы известны одновозрастные нескладчатые комплексы, принадлежащие к древнейшим горизонтам платформенного чехла.

Араваллийско-Делийский складчатый пояс располагается в северо-западной части Индостанского щита. В этом поясе имеются значительные по размерам выступы пород додарварского комплекса, объединяемые в комп-

лекс полосчатых гнейсов. На северо-западе складчатые комплексы Араваллийско-Делийского пояса перекрываются вулканитами Малани и горизонтально лежащими вендскими отложениями свиты Дходпур, которые совместно с пенджабской соляной серией залегают в основании платформенного чехла северной части платформы. К араваллийско-делийскому комплексу принадлежат также некоторые ранне-среднепротерозойские толщи зоны Нармада-Сон, Сингбхума и плато Шиллонг, выполняющие прогибы типа авлакогенов.

К рассматриваемому комплексу относятся отложения араваллийской и делийской "систем", описанные впервые под этими названиями в 1877 г. К.А. Хакетом и в течение многих лет изучавшиеся А. Хероном. По представлениям А. Херона [184], в основании араваллийской "системы", с несогласием залегающей на полосчатых гнейсах, располагаются базальные слои, представленные аркозовыми песчаниками, кварцитами, конгломератами, глинистыми сланцами (филлитами) и миндалекаменными основными лавами, местами измененными до хлоритовых сланцев и амфиболитов. Выше залегают мощная толща песчаных, глинистых и марганценосных пород. В нижней ее части преобладают песчаники и филлиты с прослоями кварцитов и конгломератов, а в верхней — глинистые сланцы, граувакковые песчаники, известковистые филлиты, известковистые песчаники, доломиты, углистые сланцы, фосфориты и марганценосные породы. На отложениях араваллийской "системы" с размывом залегают карбонатные породы серии Райяло.

Представления А. Херона о взаимоотношениях отложений араваллийской "системы" и более древних образований позднее были значительно уточнены и детализированы. Было установлено, что во многих случаях в качестве конгломератов, залегающих на контакте араваллийских отложений с комплексом полосчатых гнейсов, были описаны тектониты. Последние представляют собой однообразные по составу, но различные по форме и размерам будины кварцево-полевошпатового жильного материала (жильного кварца и пегматитов), заключенные в слюдистом мигматизированном цементе. Таковы, в частности, "конгломераты" района Удайпура, считавшиеся базальными горизонтами араваллийско-делийского комплекса. В зонах контакта араваллийских отложений и полосчатых гнейсов наблюдаются тела сильно измененных оталькованных, хлоритизированных и амфиболитизированных основных и ультраосновных пород, с которыми связаны многочисленные месторождения талька и амфиболового асбеста.

Во многих случаях из-за наложенного метаморфизма и тектонического расщепления пород базальных горизонтов переход между отложениями араваллийского комплекса и полосчатыми гнейсами становится постепенным. Это явилось основанием для пересмотра стратиграфической схемы А. Херона и утверждения, что полосчатые гнейсы представляют собой мигматизированные породы араваллийского комплекса [212]. Однако предложены и другие интерпретации этих явлений, не отрицающие, а лишь дополняющие схему А. Херона в отношении существования молодого поставаллийского—предделийского комплекса гранитов и мигматитов [258]. Эти представления хорошо согласуются с новыми изотопными определениями возраста пород Араваллийско-Делийского пояса, которые свидетельствуют о гетерогенности комплекса полосчатых гнейсов и о наличии в его

составе постараваллийских—предделийских гранитов, имеющих возраст 2030 ± 300 млн лет. В составе комплекса полосчатых гнейсов устанавливается присутствие постараваллийских гранитов нескольких возрастных групп (включая постделийские), однако наряду с ними имеются и породы более древние чем 2550 млн лет. На это указывает определение возраста обломочного циркона из терригенных пород араваллийской системы, показавшее (свинцовый изохронный метод) 3500 ± 200 млн лет. Кроме того, для полосчатых гнейсов, сопоставляемых с гранито-гнейсами Беарч и Банделькандского выступа рубидий-стронциевым изохронным методом получена датировка 2555 ± 55 млн лет, подтверждающая их принадлежность к образованиям додарварского комплекса [144].

Тектонический характер зоны сочленения араваллийских отложений и полосчатых гнейсов, которую В.Е. Хаин [102] рассматривает как офиолитовый пояс, не противоречит представлениям о более высоком стратиграфическом положении араваллийско-делийского комплекса по отношению к полосчатым гнейсам. В составе араваллийских отложений известны седиментационные конгломераты, причем установлено их налегание на гранито-гнейсы Сарара, сопоставляемые с полосчатыми гнейсами [212]. Правда, эти конгломераты не являются базальными для всего комплекса, а представляют собой внутрiformационные горизонты, однако сам факт их существования и состав обломочного материала говорят о формировании араваллийско-делийского комплекса за счет размыва более древних гранито-гнейсовых образований.

Отложения араваллийской "системы" на западе перекрываются серией Райяло, в составе которой преобладают мраморизованные известняки и мраморы, в том числе знаменитые белые мраморы, из которых сооружен мавзолей Тадж-Махал. Подчиненную роль в составе серии играют глинистые, слюдястые и слюдясто-гранатовые сланцы. Толща пород серии Райяло залегает на нижележащих отложениях араваллийской системы с угловым несогласием, причем верхние горизонты серии трансгрессивно ложатся и на доараваллийские полосчатые гнейсы и граниты. Это дает право рассматривать отложения серии Райяло в качестве самостоятельного (второго) структурного яруса в составе араваллийско-делийского комплекса и предполагать для времени накопления осадков этой серии квазиplatformный режим [102].

Верхнюю часть араваллийско-делийского комплекса составляет толща отложений делийской "системы", широко развитая в Араваллийских горах. Терригенно-глинистые делийские отложения занимают северо-западную зону складчатого пояса, отделенную от области распространения араваллийской "системы" крупным тектоническим швом, к которому приурочены тела серпентинизированных и оталькованных гипербазитов и габбро.

Долгое время отложения делийской "системы" считались стратиграфическим аналогом куддапахских (рифейских) отложений платформенного чехла Индийской платформы [193]. Однако геохронологические исследования последних лет показали, что делийские отложения более древние [145]. Их стратиграфическими аналогами являются породы серии Колхан, основные лавы Данджори, Далма и долериты Невер, имеющие ограниченное развитие в Сингбхуме.

Делийская "система" с размывом и небольшим несогласием залегает на

более древних отложениях араваллийской "системы" и серии Райяло. В разрезе делийской "системы" выделяются две серии. Нижняя — альварская — состоит из аркозовых песчаников, гравелитов, конгломератов и кварцитов; верхняя — аджабгарская — сложена филлитами, биотитовыми сланцами, глинистыми сланцами, кварцитами, известняками (иногда со строматолитами) и кальцифирами. Общая мощность отложений делийской системы оценивается в 4500–6000 м. Нижнюю часть аджабгарской серии, где в составе толщи большую роль играют карбонатные породы, иногда выделяют в качестве самостоятельной (средней) серии Кучалгар.

Метаморфизм пород араваллийско-делийского комплекса неравномерный. В араваллийских отложениях наблюдается усиление метаморфизма с востока на запад, в делийских — с запада на восток и с севера на юг. Наиболее сильно измененные породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой или альмандин-амфиболитовой фации [147, 204]. На отдельных участках породы инъецированы гранитным материалом и превращены в амфиболиты и слюдястые гнейсы с гранатом, ставролитом и кианитом [164]. В таких случаях из-за метаморфизма определение первичной природы пород оказывается затрудненным и требует специальных исследований. Так, например, для амфиболитов и роговообманковых сланцев делийской системы по петрохимическим параметрам было показано их происхождение за счет эффузивных пород основного состава [255]. Вулканические породы базальтового состава, частично превращенные в зеленые сланцы и амфиболиты, а также граувакковые песчаники известны и среди араваллийских отложений. Однако роль этих пород в араваллийско-делийском комплексе очень невелика, а по своему химизму основные эффузивы комплекса близки к континентальным базальтам [214]. Все это позволяет рассматривать отложения араваллийско-делийского комплекса как песчано-глинисто-сланцевую формацию флишоидного характера, типичную для эпикратонных геосинклиналей [41].

В южной части Араваллийско-Делийского складчатого пояса, а также в зоне линейного Нармада-Сон отложения рассматриваемого комплекса обнажаются в несколько разрозненных блоках, выступающих из-под чехла деканских траппов, мезозойских и верхнепалеозойских осадочных пород. К образованиям такого типа принадлежат отложения серии Чампанер района Барода в штате Гуджарат, представленные толщей кварцитов, конгломератов, глинистых сланцев (филлитов) и кристаллических известняков. В качестве прослоев здесь так же, как и в араваллийской системе, присутствуют марганецсодержащие породы. Метаморфизм толщи неравномерен и местами достигает амфиболитовой фации [193].

В Нармада-Сонской зоне к араваллийско-делийскому комплексу принадлежат складчатые толщи слюдястых сланцев, конгломератов с прослоями мраморов, железистых и марганцовистых пород, обнажающихся в районе г. Джабалпур. Эти толщи относятся к серии Биджавар, которая сопоставляется по возрасту с араваллийской системой [145, 197].

В некоторых районах Сингбхума и в Центральных провинциях, прилегающих к Нармада-Сонской зоне, в нескольких изолированных прогибах известны также дислоцированные толщи неравномерно, частью значительно метаморфизованных песчано-глинистых пород с горизонтами железистых и марганецсодержащих пород, объединяемых в несколько серий с мест-

ными названиями. Это серии Саколи, Чилпигат, Чайбаса и другие, сходные по составу с отложениями араваллийской системы. Для некоторых из них установлено более высокое стратиграфическое положение по отношению к толщам дарварского комплекса, другие относятся к араваллийскому комплексу менее уверенно, так как для них получены "омоложенные" значения абсолютного возраста [248, 249].

На крайнем востоке Индийской платформы в Ассаме на древних гнейсах и гранулитах залегает сложнодислоцированная толща песчано-глинистых пород, кварцитов и слюдяных сланцев серии Шиллонг. Эта серия относится к араваллийско-делийскому комплексу в значительной степени условно.

Коррелируемые с делийской системой отложения восточных районов северной части Индостанского щита представлены дислоцированными толщами песчаников и филлитов с прослоями известняков, горизонтами и sillами основных лав (серия Колхан, лавы Далма, Данджори, долериты Невер). В Сингбхуме эти отложения объединяются в серию Колхан, которая прорывается габбро, имеющими возраст 1470 млн. лет [249]. Аналогичный состав имеет гвалиорская серия Бандельканда.

Отложения араваллийско-делийского комплекса интенсивно дислоцированы в пределах складчатого пояса. Наиболее типичны здесь линейные и небольшие брахиформные, иногда фестончатые складки, часто асимметричные, наклоненные к северо-западу. Наблюдаются запрокинутые складки с вертикальными или подвернутыми западными крыльями. Складки обычно разбиты сериями субпараллельных поперечных и диагональных сбросов, а также продольными взбросами и изредка надвигами. В пределах зоны Нармада-Сон и в Сингбхуме отложения араваллийско-делийского комплекса дислоцированы несколько менее интенсивно, однако и здесь слои нередко смяты в линейные брахиформные или сжатые складки. Метаморфизм пород неравномерен, местами достигает зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

Возраст отложений араваллийско-делийского комплекса определяется их налеганием на гранито-гнейсовые образования более древние чем 2550 млн. лет. Для основных эффузивов араваллийской системы известна датировка 2500 млн. лет, а для таких же пород делийской системы — 1800 млн. лет [214]. Наиболее убедительные определения возраста рубидий-стронциевым изохронным методом получены для доделийских—пост-араваллийских гранитов — 2030 ± 300 млн. лет. Эти определения позволяют ограничивать время формирования отложений араваллийской системы и серии Райяло нижним протерозоем — от 2500—2600 до 2000 млн. лет [144].

Возраст отложений делийской системы также достаточно уверенно определяется как среднепротерозойский на основании того, что для прорывающих их гранитов Байрат рубидий-стронциевым изохронным методом получена датировка 1650 млн. лет. Кроме того, породы делийского комплекса прорываются нефелиновыми сиенитами Кишангарх, имеющими возраст 1490 ± 150 млн. лет, и более молодыми гранитами и пегматитами, для которых получена целая серия датировок — 950—1000, 850, 750, 650, и 580 млн. лет [144].

Формационная природа отложений араваллийско-делийского комплекса свидетельствует о своеобразной тектонической природе прогибов, в которых происходило их накопление. Представляется возможным определить

природу этих прогибов как эпикратонную или авлакогенную [57]. Важно подчеркнуть, что за пределами Араваллийско-Делийского складчатого пояса толщи рассматриваемого комплекса выполняют сравнительно узкие вытянутые пришовные прогибы, т.е. типичные авлакогены. Таковы, несомненно, прогибы линеаamenta Нармада-Сон, Сингбхума и, возможно, плато Шиллонг. Существенно, что к северу от зоны Нармада-Сон на окраинах Банделькандского выступа известны горизонты платформенного осадочного чехла, синхронные отложениям араваллийско-делийского комплекса [39].

Намечается, таким образом, известная двойственность тектонической природы араваллийско-делийского комплекса. В пределах Араваллийских гор отложения комплекса слагают складчатое основание, перекрываемое горизонтально лежащими рифейскими, вендскими и фанерозойскими отложениями осадочного чехла. Здесь они формируют, следовательно, наиболее молодой складчатый комплекс фундамента Индийской платформы. В то же время в других районах платформы араваллийско-делийский комплекс выполняет серию авлакогенов, характерных, как известно, для начальных этапов формирования осадочного чехла древних платформ.

Можно думать, что эта двойственность отражает переходный характер авлакогенной стадии развития платформы, являющейся, по существу, стадией кратонизации, когда близко одновременно идут процессы завершения формирования фундамента (гранитный магматизм, региональный метаморфизм, внедрение пегматитов) и процессы осадконакопления и основного (базальтоидного) магматизма (локализованные главным образом в шовных прогибах), формирующие комплексы палеоавлакогенов и нижних горизонтов платформенного чехла. На Индийской платформе эпоха формирования араваллийско-делийского комплекса северной части Индостанского щита одновременно явилась эпохой регионального метаморфизма и интенсивного гранитообразования (кросепетские и другие последарварские гранитоиды с возрастом 2600–2300 млн лет, граниты и пегматиты с возрастом 2100–2000 млн лет) в южной части щита.

Для целей настоящей работы араваллийско-делийский комплекс представляет второстепенный интерес, так как в его составе ультрабазит-базитовые породы играют совершенно ничтожную роль. Тем не менее без краткого описания, приведенного выше, характеристика раннедокембрийских комплексов Индостанского щита была бы неполной.

Глава 7

УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТЫ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ИНДОСТАНСКОГО ЩИТА

В раннедокембрийских комплексах Индии и Шри-Ланки породы основного и ультраосновного составов распространены весьма широко. В составе дарварского комплекса зеленокаменных поясов они нередко являются преобладающими, а метаморфизм их иногда не настолько значителен, чтобы уничтожить структурные признаки вулканогенных пород. В связи с этим, а также из-за приуроченности к этим породам месторождений меди, золота и других полезных ископаемых ультрабазит-базиты зеленока-

менных поясов издавна привлекали довольно пристальное внимание геологов и им посвящена довольно обширная литература. Вопросы определения первичной природы ультрабазит-базитов зеленокаменных поясов в тех случаях, когда они изменены до амфиболитов, рассматривались также неоднократно, однако до сих пор дискуссии вокруг этой проблемы не затихли и проведенный ниже анализ материалов представляется полезной разработкой.

Что же касается ультрабазит-базитов додарварского комплекса, то здесь вопрос обстоит значительно сложнее. Породы основного и ультраосновного состава в виде пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых кристаллических сланцев (основных гранулитов) широко распространены только в пределах гранулитового пояса Восточных Гат, Южной Индии и Шри-Ланки. На остальной территории Индостанского щита эти породы встречаются только в разрозненных реликтовых включениях (полосах, ксенолитах неправильной формы и т.п.) в составе гранито-гнейсовых комплексов. Важность изучения этих пород долгое время недооценивали, как отметил С.В. Накви в своем обзоре о геохимической изученности докембрийских пород Индии [214], в связи с чем их исследованию уделялось мало внимания и проблема первичной природы этих пород оставалась очень слабо разработанной. Несомненно, это было обусловлено тем, что геологические наблюдения в областях интенсивного метаморфизма часто не могут дать убедительной информации о первичных структурах и условиях залегания пород, а петрогеохимические методы исследований стали более или менее широко применяться лишь в последние 10–15 лет.

Для целей настоящей работы вопрос о первичной природе ультрабазит-базитов как дарварского, так и додарварского комплексов имеет первостепенное значение. В этой главе сделана попытка на основании обобщения имеющихся данных и собственного анализа петрогеохимических параметров ультрабазит-базитов подойти к решению проблемы первичной природы этих пород, с тем чтобы затем путем рассмотрения их формационной принадлежности попытаться реконструировать тектонические условия раннедокембрийских этапов эволюции континентальной земной коры Индостанского щита.

УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТЫ ДОДАРВАРСКОГО КОМПЛЕКСА

Проблема первичной природы основных гранулитов Индостанского щита обсуждалась многими исследователями, привлекавшими в некоторых случаях и петрогеохимические данные. Так, принадлежность основных гранулитов додарварского комплекса к метавулканитам ультрабазит-базитового состава, включающим перидотитовые и базальтовые коматиты, отмечалась неоднократно [246, 259, 264]. Некоторые авторы полагают, что присутствие в составе древнейшего комплекса базальтовых и перидотитовых коматитов свидетельствует о специфике состава мантии в раннем докембрии [287]. Специальные исследования ультрабазитов, вмещающих в штате Андхра Прадеш стратиформные месторождения хромитов, показали, что они слагают пластовые интрузивные залежи, прорывающие основные чарнокиты. Последние рассматриваются как основные метавулканиды, чередующиеся с метаосадочными породами

(кондалитами). Чарнокитовые граниты (кислые чернокиты) являются более молодыми образованиями, прорывающими породы чарнокитовой серии, и считаются анатектическими выплавками из пород гранулитового комплекса [259].

Изучение распределения элементов-примесей в амфиболитах нижней серии додарварского комплекса Восточных Гат показало, что содержание и распределение ванадия, меди, хрома, кобальта и никеля в этих породах аналогично наблюдающемуся в магматических породах базальтового состава [243]. Такие же выводы получены и по результатам определения содержаний и распределения породообразующих элементов в гранулитах и амфиболитах. Совпадение составов метаморфических пород с трендом магматических пород на диаграмме Б. Лика рассматривается как доказательство их происхождения за счет базальтов, долеритов или габбро [270].

Большая часть основных гранулитов подавляющим большинством авторов рассматривается как образовавшаяся за счет метаморфизма оливиновых толеитов, характеризующихся высоким содержанием железа, магния и сопутствующих малых элементов [214].

Этот вывод в полной мере относится и к включениям основных пород, широко распространенным в гранито-гнейсовом комплексе. Анализ петрохимических характеристик этих пород показывает, что они принадлежат либо к магматическим породам основного состава (толеитовым базальтам типа Карру), либо к грауваккам. Последнее, несомненно, свидетельствует о существенной роли экзогенных процессов, в частности седиментогенных, во время формирования древнейших осадочно-вулканогенных серий раннего докембрия Индостанского щита [252]. При этом в составе древнейших гранулитовых серий, кроме первично-осадочных пород типа метапеллитов (кондалитов), присутствовали и карбонатные породы, превратившиеся в условиях гранулитового метаморфизма в разнообразные карбонатно-силикатные породы (кальцифиры). В составе последних отмечаются клинопироксен, основной плагиоклаз, волластонит, скаполит, гроссуляр и сфен, а также вторичные минералы из группы эпидот-клиноцоизита и хлорита [137].

Тем не менее в целом роль пород первично-осадочной природы в составе двух нижних серий додарварского комплекса относительно невелика. По подсчетам В.В. Закруткина [29], более трети метаморфических пород основного состава в чарнокитовых сериях имеет магматическую природу, а для другой трети первичная природа не может быть определена по химическим параметрам и, следовательно, для них можно предполагать как осадочный, так и магматический генезис. На приведенной диаграмме средних составов пород додарварского комплекса Индийской платформы (см. рис. 30) также видно, что если исключить группу палингенных гранитоидных пород, то преобладающая часть точек отвечает породам базальтового ряда, вероятно, включающим незрелые граувакки, туфогенные или вулканомиктовые отложения.

Для специального анализа первичной природы основных гранулитов Индостанского щита подготовлена выборка из 74 анализов. Химические анализы и содержания малых (включая редкоземельные) элементов заимствованы из ряда работ [127, 149, 189, 193, 196, 214, 239, 240, 244, 256, 262, 270, 288, 290, 294].

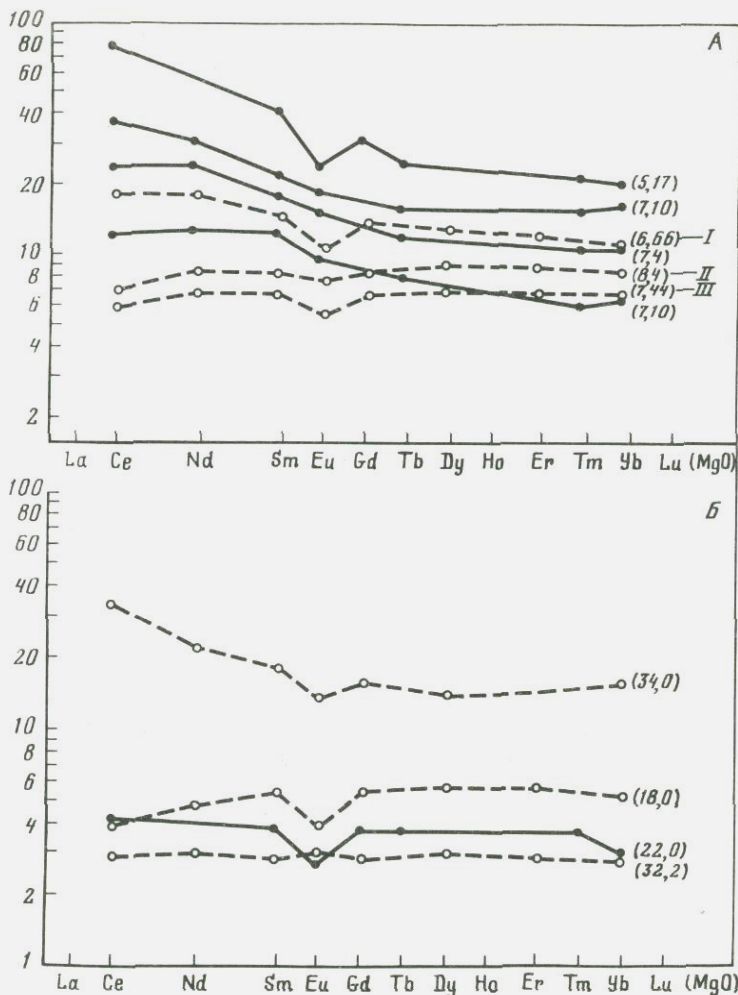
Изучение основных гранулитов Индии долгое время базировалось лишь на результатах определения содержаний петрогенных компонентов, которые, как известно, не являются надежными параметрами. В последние годы появились данные по распределению редкоземельных элементов в основных гранулитах района г. Мадрас [294]. Поскольку редкоземельные элементы исключительно малоподвижны при метаморфизме, характер спектров содержаний этих элементов считается очень хорошим критерием первичной природы метаморфических пород. По имеющимся данным, для основных гранулитов Индостана построены спектры распределения редкоземельных элементов. Для сравнения здесь показаны те же типичные спектры содержаний редких земель в метабазах различных зеленокаменных поясов, которые использовались выше (см. рис. 7) при анализе первичной природы основных гранулитов Алданского щита [183, 187].

На графиках распределения редкоземельных элементов в породах с обычными для базальтов содержаниями окиси магния (5–8%) хорошо видно, что спектры основных гранулитов в целом подобны спектрам базальтов (рис. 35). Сходство выражается в близости уровней концентрации редких земель, в наличии небольшого европиевого минимума, в отсутствии существенных различий между содержаниями легких и тяжелых редкоземельных элементов. Можно, однако, заметить, что основные гранулиты Индии характеризуются спектрами, имеющими более заметный наклон, чем спектры метабазов, что свидетельствует о несколько повышенных содержаниях легких редких земель. В этом отношении основные гранулиты несколько отличаются от типичных толеитовых базальтов и приближаются к базальтам известково-щелочных серий.

Распределение содержаний редких земель в основных гранулитах с высоким содержанием окиси магния (22%) оказывается совершенно аналогичным наблюдаемому в ультрабазитах (метакоматитах) зеленокаменных поясов (см. рис. 35).

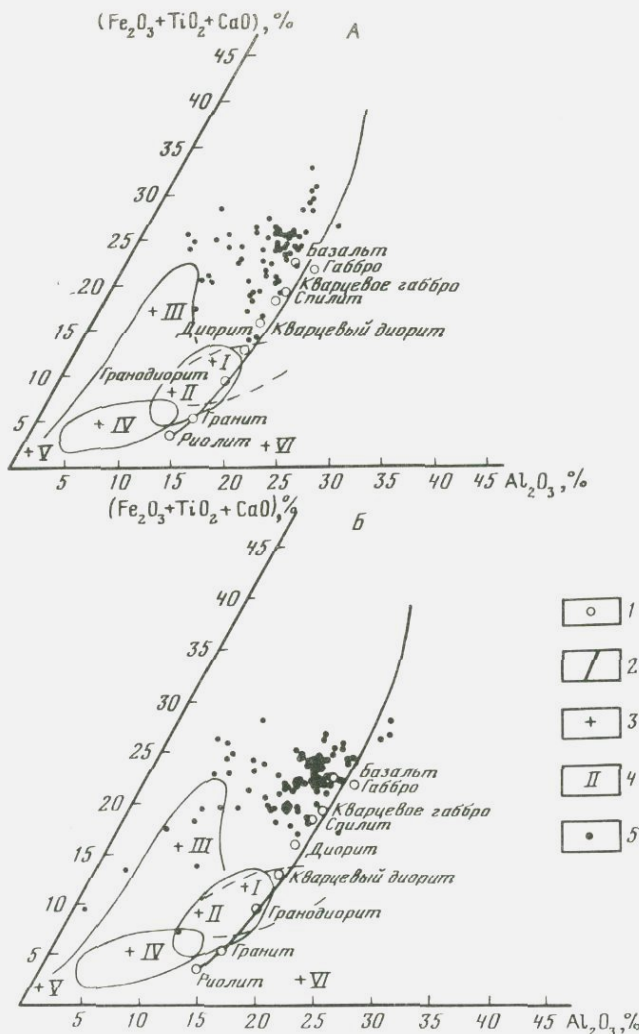
Данные, полученные по единичным анализам содержаний редкоземельных минералов, свидетельствуют об их несомненном сходстве с базальтами и коматитами зеленокаменных поясов других докембрийских комплексов.

Если теперь обратиться к диаграмме Ля Роша, на которую нанесены точки составов только основных гранулитов, то вполне отчетливо видно, что наибольшее сгущение точек наблюдается вблизи средних составов габбро и базальтов, а общая вытянутость поля точек параллельна тренду магматических пород (рис. 36). Положение точек составов основных гранулитов Индостанского щита на этой диаграмме свидетельствует, таким образом, о магматической природе первичных пород и об их принадлежности к базальтоидам. Вместе с тем на диаграмме хорошо заметна и область рассеяния точек составов, вытянутая в сторону от тренда магматических пород по направлению к полю лититовых (полимиктовых) песчаников. С большой долей уверенности можно, видимо, считать, что такие составы отвечают туфам или незрелым грауваккам, сложенным в основном обломками базальтов. Очевидны, во всяком случае, ортометаморфическая природа основных гранулитов и их происхождение главным образом за счет базальтоидов.



Р и с. 35. Спектры распределения редкоземельных элементов в основных гранулитах Индостанского щита (сплошные линии), в нижнедокембрийских метабазах зеленокаменных поясов Австралии – I, Зимбабве – II, Финляндии – III (А) и в нижнедокембрийских метакоматиитах зеленокаменных поясов Африки (Б) (пунктирные линии)

На треугольной диаграмме CaO–MgO, также предназначенной для определения первичной природы метаморфических пород [4], основная масса точек ложится в область перекрытия полей осадочных и магматических пород (рис. 37). Тем не менее общая вытянутость поля точек совпадает главным образом с трендом магматических пород, направленным к магниевой вершине треугольника, т.е. в сторону ультраосновных составов. Следовательно, результаты анализа этой диаграммы показывают, что распределение таких петрогенных компонентов, как кальций и магний, в ос-

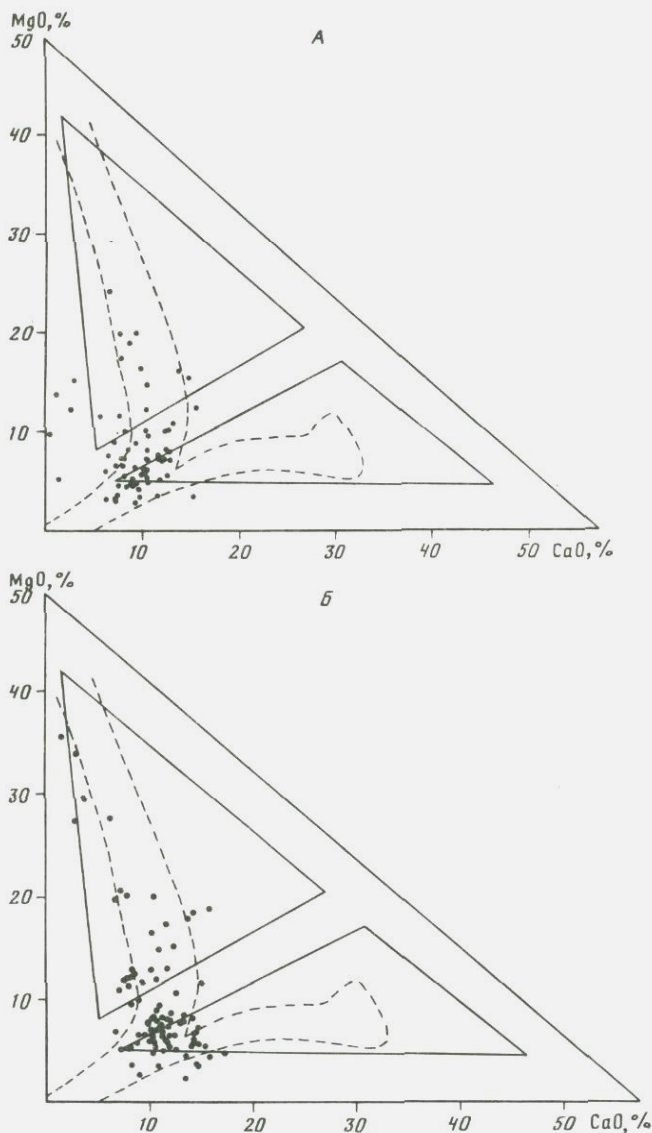


Р и с. 36. Диаграммы $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO})-\text{Al}_2\text{O}_3$ для основных гранулитов (А), и ультрабазит-базитов зеленокаменных поясов (Б) Индостанского щита

1 — средние составы магматических пород; 2 — тренд составов магматических пород; 3 — средние составы осадочных пород; 4 — поля составов осадочных пород: I — глинистых сланцев, II — граувакк, III — лититовых песчаников, IV — аркозов, V — кварцитов, VI — каолиновых глин; 5 — составы основных гранулитов и ультрабазит-базитов зеленокаменных поясов

новых гранулитах Индии сходно с распределением, наблюдаемым в магматических породах базальтоидных серий.

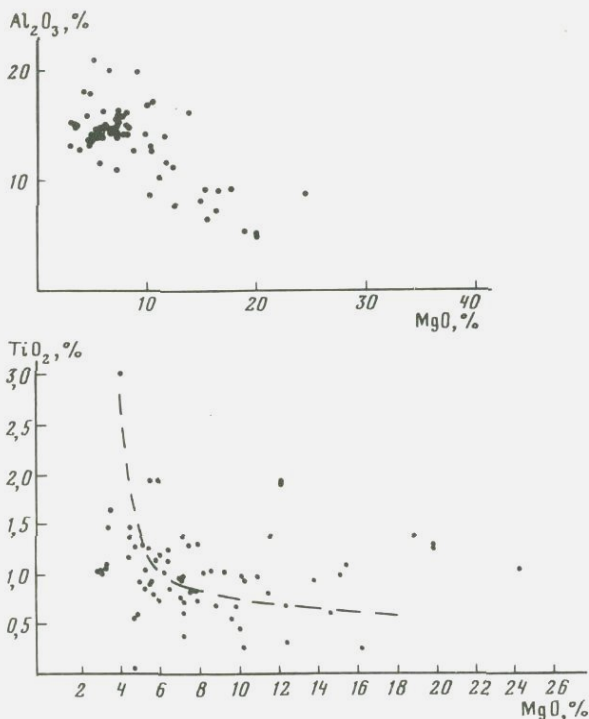
Этот вывод подтверждается также распределением точек составов основных гранулитов на бинарной диаграмме $\text{CaO}-\text{MgO}$, где также наблюдается тенденция к уменьшению содержаний кальция с ростом магнезиальности, характерная для магматических пород базальтовых серий.



Р и с. 37. Диаграмма распределения CaO и MgO в основных гранулитах (А) и в ультрабазит-базитах зеленокаменных поясов (Б) Индостанского щита

Аналогичные зависимости уменьшения содержаний глинозема и титана с увеличением концентраций магния хорошо выражены на бинарной диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--MgO}$ и диаграмме $\text{TiO}_2\text{--MgO}$ (рис. 38.).

Поскольку в метасадочных породах содержание титана возрастает с увеличением магнезиальности [4], наблюдаемая картина распределения содержаний титана в ультрабазит-базитах додарварского комплекса Ин-

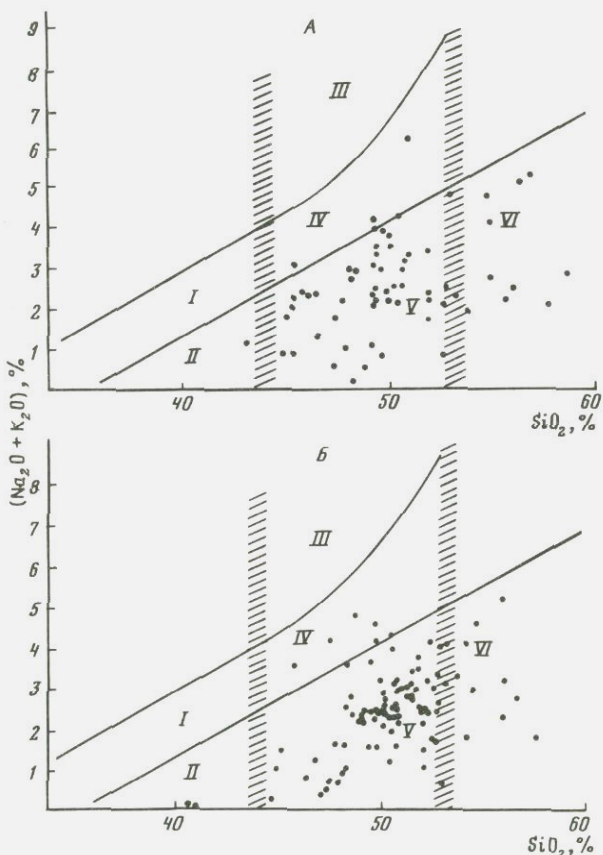


Р и с. 38. Распределение Al_2O_3 – MgO и TiO_2 – MgO в основных гранулитов Индостанского щита

дии свидетельствует в пользу предположения об их происхождении за счет магматических пород.

Полученные данные позволяют воспользоваться общей диаграммой составов магматических пород, предложенной Е.Д. Андреевой и др. [2]. Положение точек составов основных гранулитов Индостана на этой диаграмме указывает на принадлежность большей части их к типу толеитовых базальтов (поле V). Отдельные точки попадают в поля ультраосновных пород (II) и субщелочных базальтов (IV). Заметная часть точек ложится в поле VI – андезитов-базальтов (рис. 39). Надо сказать, что в целом на этой диаграмме наблюдается более значительный разброс точек, чем на аналогичной диаграмме для основных гранулитов Алданского щита, причем этот разброс в основном идет в сторону увеличения роли более кислых составов типа андезитов-базальтов. Тем не менее общая принадлежность основных гранулитов Индостанского щита к базальтоидной группе пород выражена вполне отчетливо.

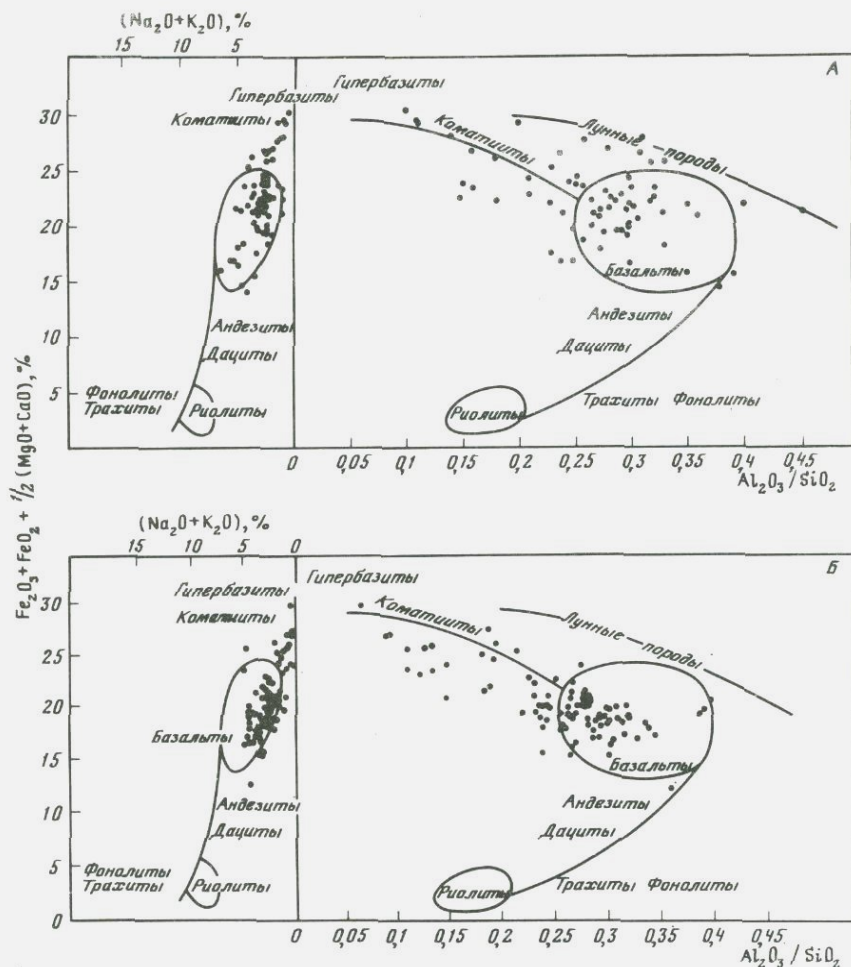
Анализ диаграмм Б. Чёрча и Вильёнов [138, 182], предназначенных для исследования базальтовых серий, показывает следующее. На диаграмме Б. Чёрча хорошо видно положение большей части точек составов в поле базальтов и вблизи тренда коматиитов (рис. 40). Очень четко выражена приуроченность заметной части точек к тренду составов лунных пород. На диаграмме Вильёнов CaO – MgO – Al_2O_3 точки составов основ-



Р и с. 39. Общие диаграммы составов магматических пород для основных гранулитов (А) и ультрабазит-базитов зеленокаменных поясов (Б) Индостанского щита

ных гранулитов Индостанского щита явно группируются внутри и вблизи поля толеитовых базальтов (см. рис. 12). Общий разброс точек здесь несколько заметнее, чем у гранулитов Алданского щита, однако общая вытянутость роя точек так же, как и там, идет в сторону базальтовых и перidotитовых коматиитов. Если составы основных гранулитов гнейсово-гранулитового фундамента Индостанского щита нанести на диаграмму $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$, модифицированную Д. Гровсом [181], применительно к ультрабазит-базитам никеленосных магматических комплексов позднего архея Западной Австралии, то нетрудно увидеть общую вытянутость поля точек в направлении к магниевой вершине треугольника (см. рис. 15). Эта направленность отвечает тренду фракционной кристаллизации оливина и ортопироксена и характерна для ультрабазит-базитовых (коматиит-базальтовых) вулканоплутонических комплексов зеленокаменных поясов, в том числе и вмещающих вулканогенные месторождения сульфидных руд никеля [59].

Проведенный анализ подтверждает представления о происхождении



Р и с. 40. Диаграммы базальтовых серий для основных гранулитов (А) и ультрабазит-базитов зеленокаменных поясов (Б) Индостанского щита

ультрабазит-базитов додарварского комплекса Индостанского щита за счет метаморфизма главным образом вулканических пород коматиит-базальтовых серий. Несомненно, среди этих пород присутствовали вулканогенно-осадочные породы типа туфов, туфогенных и литовых песчаников или незрелых граувакк. Показано, что по ряду петрогеохимических параметров породы ультрабазит-базитовых ассоциаций додарварского комплекса весьма близки к аналогичным породам зеленокаменных поясов, из чего, в частности, можно заключить, что комплексы основных гранулитов могут быть потенциально никеленосными.

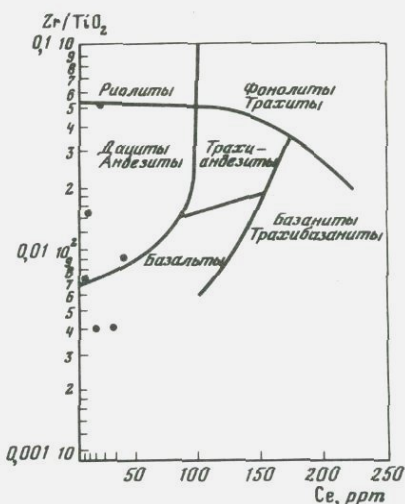
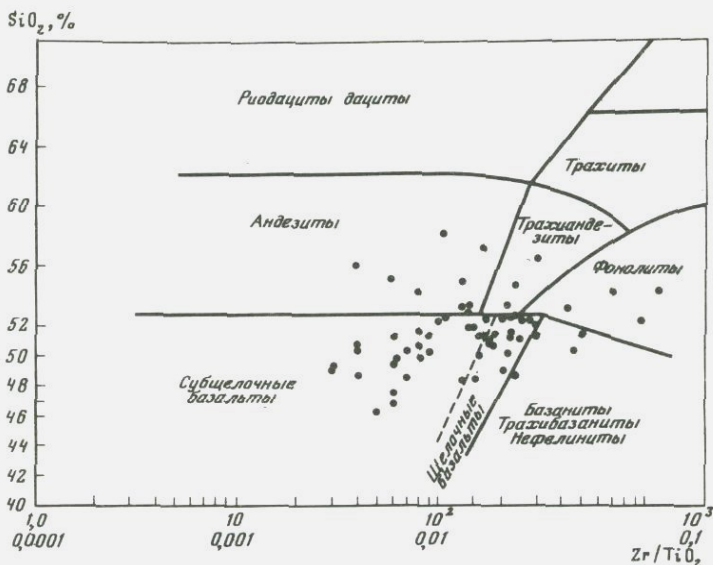
Определение первичной природы пород основного и ультраосновного состава, встречающихся в дарварском комплексе, в значительной мере облегчается тем, что в некоторых зеленокаменных поясах метаморфизм не превышает уровня зеленосланцевой фации. В этих случаях в породах наблюдаются реликтовые структуры, позволяющие диагностировать их как эффузивные образования преимущественно основного состава. Тем не менее во многих случаях породы дарварского комплекса изменены до амфиболитов и амфиболовых сланцев и вопрос об их первичной природе становится более сложным. Имеется, однако, довольно большое число работ по исследованию петрогеохимических параметров ультрабазит-базитов дарварского комплекса, доказывающих их сходство с базальтами и коматитами. В последние годы появились данные о содержании редких земель в ультрабазит-базитах дарварского комплекса. Спектры распределения редкоземельных элементов в хлоритовых сланцах и амфиболитах оказались вполне сходными со спектрами, установленными для metabазальтов и метакоматитов зеленокаменных поясов других древних щитов, и близкими к базальтам современных океанов и островных дуг [118, 211].

Для специального анализа первичной природы ультрабазит-базитов индостанских зеленокаменных поясов составлена выборка из 98 анализов. Химические анализы и содержания малых (включая редкоземельные) элементов взяты из работ многих авторов [116, 118, 148, 156, 211, 215, 219, 235, 286, 287, 289, 308].

Результаты обработки этой выборки с помощью диаграмм, основанных на данных о содержаниях редких и редкоземельных элементов, а также малоподвижных при метаморфизме петрогенных компонентов [300], сводятся к следующему. На диаграмме $\text{SiO}_2\text{—Zr/TiO}_2$ большая часть точек составов ультрабазит-базитов дарварского комплекса попадает в поля субщелочных и щелочных базальтов. Разброс точек в сторону более кислых и щелочных, (базаниты) пород выражен достаточно заметно (рис. 41). На диаграмме $\text{Zr/TiO}_2\text{—Ce}$, где, правда, очень мало точек из-за ограниченного числа определений содержаний редкоземельных элементов, наблюдается аналогичная картина. Помимо базальтов, в составе выборки присутствуют андезиты.

На диаграмме Ля Роша [199] хорошо видно, что сгущение точек наблюдается вблизи тренда магматических пород в интервале базальт—спилит. Общая вытянутость наиболее плотной части роя точек параллельна тренду магматических пород. Область рассеяния точек составов направлена в сторону полей составов граувакк и лититовых песчаников (см. рис. 30). Последнее, видимо, свидетельствует о происхождении части пород выборки за счет туфогенных и осадочных пород типа незрелых граувакк, сложенных главным образом обломками вулканических пород основного состава. Большая же часть пород выборки, очевидно, принадлежит к metabазальтоидам.

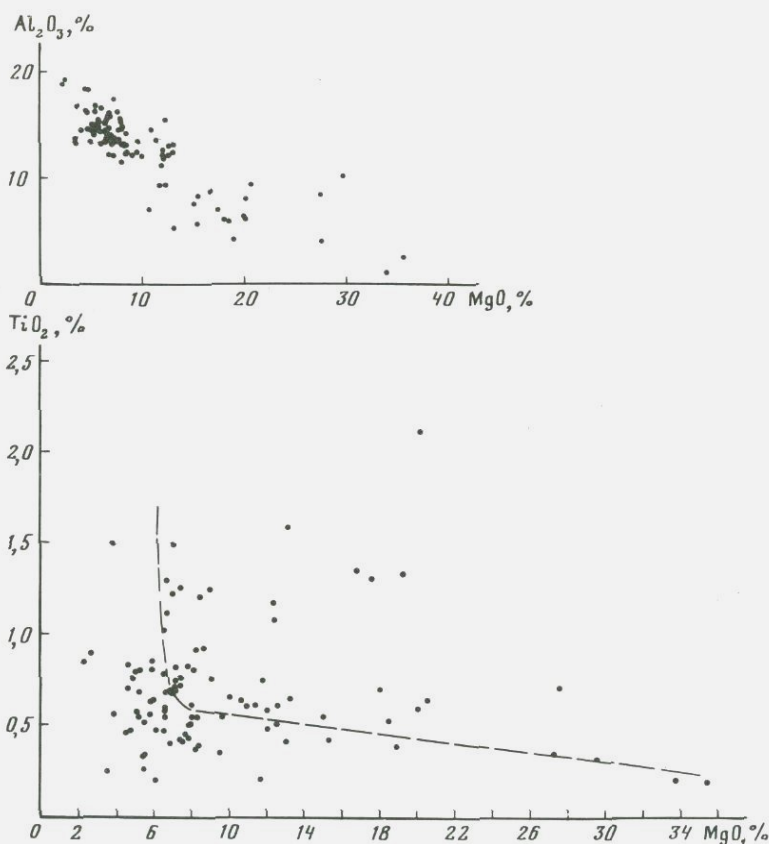
На треугольной диаграмме CaO—MgO (см. рис. 37) хорошо выражены сгущение точек в области перекрытия составов базальтов и магнезиальных мергелей и общая вытянутость роя точек вдоль тренда составов магматических пород, направленного к магниевой вершине треугольника. Такое расположение точек на этой диаграмме свидетельствует о том, что породы



Р и с. 41. Диаграммы SiO_2 — Zr/TiO_2 и Zr/TiO_2 — Ce для ультрабазит-базитов зеленокаменных поясов Индостанского щита

выборки в значительной мере являются магматическими по своей природе. Анализ расположения точек составов ультрабазит-базитов дарварского комплекса на бинарной диаграмме CaO — MgO также показывает наличие положительной корреляции между содержаниями этих компонентов, особенно четкой в области высокомагнезиальных (более 10–12% окиси магния) составов. Уменьшение содержания кальция с ростом магнезиальности характерно для базальтоидов, в связи с чем можно считать, что такое распределение точек говорит в пользу предположения о первичной магматической природе пород.

Аналогичное заключение можно сделать и на основании анализа бинарных диаграмм Al_2O_3 — MgO и TiO_2 — MgO (рис. 42). Уменьшение содержа-



Р и с. 42. Распределение Al_2O_3 – MgO и TiO_2 – MgO в ультрабазит-базитах зеленокаменных поясов Индостанского щита

ний глинозема и титана с ростом магниальности характерно для пород базальтовых серий, так что наблюдаемое расположение точек на диаграммах свидетельствует о первичной магматической природе ультрабазит-базитов дарварского комплекса.

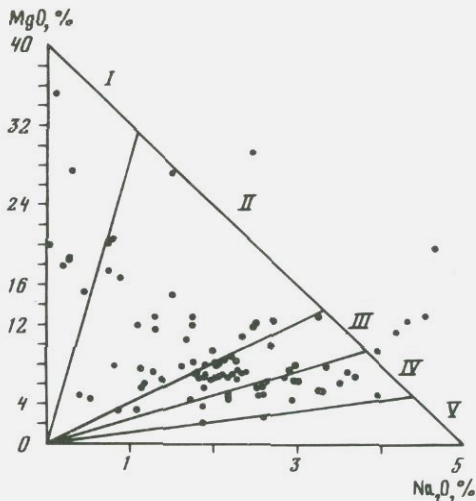
Результаты исследования выборки показывают, таким образом, что ультрабазит-базиты зеленокаменных поясов Индостанского щита в основном представлены метавулканитами. Это позволяет использовать для анализа выборки диаграммы, предназначенные для исследования магматических, в частности базальтовых, серий.

На общей диаграмме составов магматических пород (см. рис. 39) основная часть точек попадает в поле толеитовых базальтов (V). Заметная часть точек ложится в поле андезитов-базальтов (VI) и субщелочных базальтов (IV). Единичные точки попадают в поле ультраосновных составов.

Диаграмма Черча (см. рис. 40) более четко показывает присутствие в составе выборки пород базальтоидной группы и пород ультраосновного состава. Здесь хорошо видно, что наибольшее сгущение точек располага-

Р и с. 43. Диаграмма $MgO-Na_2O$ для ультрабазит-базитов зеленокаменных поясов Индостанского щита

I — перидотитовые коматииты и базальтовые коматииты типа "гелюк"; *II* — базальтовые коматииты типа "барбертон" и "бадплаас"; *III* — базальты и габбро; *IV* — андезиты и диориты; *V* — риолиты, дациты, тоналиты, гранодиориты, граниты



ется в пределах и вблизи поля составов базальтов и прекрасно выражена область рассеяния точек, вытянутая вдоль тренда коматиитов. Примечательно также, что в отличие от ультрабазит-базитов додарварского комплекса здесь отсутствуют точки, приближающиеся к тренду составов лунных пород.

На диаграмме Вильенов $MgO-Na_2O$ [282] также хорошо видно присутствие в составе выборки пород базальтового и андезитового составов (поля *III* и *IV*), с одной стороны, и высокомагнезиальных пород — базальтовых (*II*) и перидотитовых (*I*) коматиитов — с другой (рис. 43). Сходная картина наблюдается и на диаграмме Вильенов $CaO-MgO-Al_2O_3$ (см. рис. 12), где наибольшее сгущение точек отмечается в пределах или вблизи поля составов толеитовых базальтов, но весьма значительная часть точек видна также внутри и вблизи полей базальтовых и перидотитовых коматиитов. На этой же диаграмме с полями составов пород ультрабазит-базитовых вулканических серий зеленокаменных поясов Западной Австралии, по Д. Гровсу [181], видно, что вытянутость поля точек ультрабазит-базитов дарварского комплекса, несомненно, следует тренду фракционной кристаллизации оливина и клинопироксена (см. рис. 15). Некоторые точки даже попадают в поле рудоносных перидотитовых коматиитов. Наблюдаемая картина распределения точек составов метавулкаников дарварского комплекса свидетельствует об их сходстве с ультрабазит-базитовыми ассоциациями Западной Австралии, что позволяет считать вулканогенные толщи дарварского комплекса потенциально никеленосными. В целом же проведенный анализ петрогеохимических параметров в совокупности с имеющимися геологическими материалами доказывает метавулканическую природу ультрабазит-базитов дарварского комплекса и их принадлежность к коматиит-базальтовой формации, типичной для зеленокаменных поясов докембрийских щитов.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ
ИНДОСТАНСКОГО ЩИТА

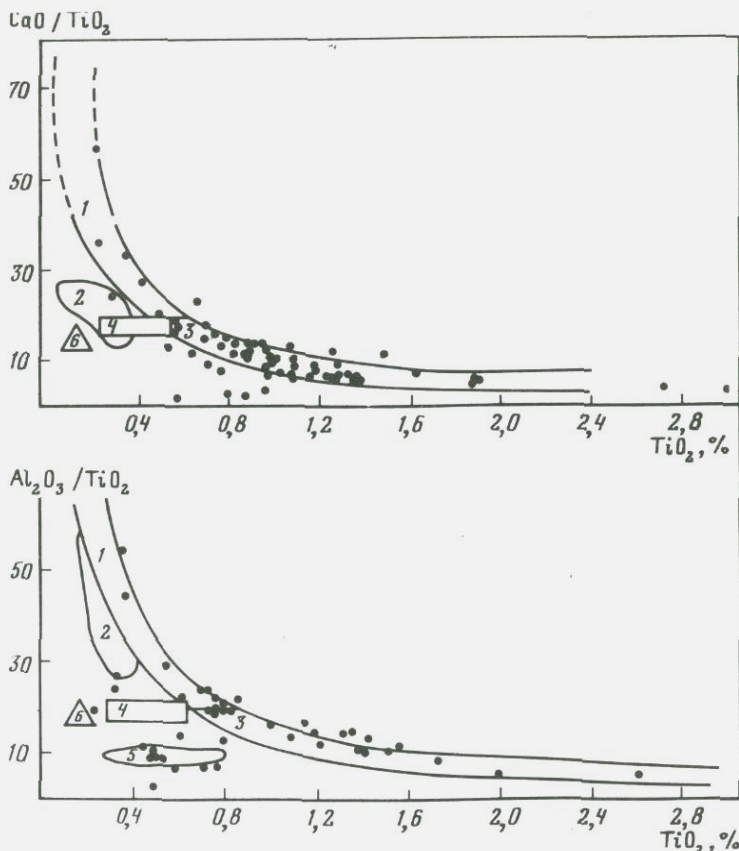
Породы ультрабазит-базитового состава известны как в древнейших гнейсово-гранулитовых комплексах Индостана, так и в зеленокаменных поясах. В предыдущих главах на основании геологических данных и петрогеохимических параметров показана принадлежность этих пород к коматит-базальтовой магматической серии. Полученные результаты позволяют воспользоваться подготовленными выборками анализов для рассмотрения тектонических условий формирования метавулканитов ультрабазит-базитовых ассоциаций гнейсово-гранулитового фундамента и зеленокаменных поясов.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
ДОДАРВАРСКОГО КОМПЛЕКСА

В подготовленной выборке анализов ультрабазит-базитов гнейсово-гранулитового фундамента Индии подавляющее большинство составов относится к породам гранулитового пояса Восточных Гат и Южной Индии. В выборке слабо представлены ультрабазит-базиты, образующие включения в гранито-гнейсовом комплексе центральных районов щита. Такая избирательность является невольным следствием неравномерной и в общем слабой изученности древнейших ультрабазит-базитовых ассоциаций Индостана [214].

Исследование первичной природы ультрабазит-базитов додарварского комплекса, проведенное путем изучения петрогеохимических характеристик основных гранулитов, подтвердило представление об их метавулканическом происхождении, намечавшееся некоторыми геологами и ранее [210, 294]. Для основных гранулитов серии Хайленд было доказано, в частности, что они представляют собой метаморфизованные базальтоиды следующих формационных типов: низкокалиевого толеитового (океанического), известково-щелочного и шшонитового (островодужного) [210]. Результаты исследования основных гранулитов додарварского комплекса Индостанского полуострова хорошо согласуются с этими выводами.

На диаграмме *AFM* вполне отчетливо наблюдается приуроченность большей части точек составов основных гранулитов к полю базальтов срединно-океанических хребтов (см. рис. 20). Небольшая, но заметная группа точек вблизи железо-магниевого стороны треугольника доказывает присутствие в выборке ультраосновных пород. Наличие пород известково-щелочной серии не устанавливается, возможно, в связи с их общей повышенной железистостью. Эти данные подтверждают заключения некоторых индийских геологов, сделанные, правда, по единичным анализам [252, 281, 290], о низких содержаниях калия в основных гранулитах и ксенолитах базитов в гнейсах Полуострова, об их обогащенности элементами железо-магниевого группы (никелем, кобальтом, хромом) и об их сходстве с океаническими толеитами.



Р и с. 44. Диаграммы $\text{CaO}/\text{TiO}_2 - \text{TiO}_2$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 - \text{TiO}_2$ для основных гранулитов Индостанского щита. Обозначения полей см. на рис. 21

Существенно иную картину можно видеть на диаграмме $\text{K}_2\text{O} - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$, предназначенной для разделения океанических и островодужных базальтов [230]. Эта диаграмма особенно интересна тем, что используемые в ней параметры не зависят от содержаний железа и магния. Наблюдаемая картина распределения точек составов основных гранулитов с полной очевидностью показывает, что около 50% анализов исследуемой выборки принадлежит породам типа толеитов островных дуг или активных континентальных окраин (см. рис. 19). Интересно отметить одну особенность химизма основных гранулитов Индостанского щита (выявляющуюся на этой диаграмме), отличающую их от ультрабазит-базитов гнейсово-гранулитового фундамента Алданского щита. Ультрабазит-базиты Индостана не обнаруживают обогащения фосфором, установленного для аналогичных пород Алданского щита.

На диаграмме $\text{CaO}/\text{TiO}_2 - \text{TiO}_2$ [273] весьма четко выражена приуроченность точек составов основных гранулитов к полю высокотитановых базальтов островных дуг, срединно-океанических хребтов и внутридуговых бассейнов (рис. 44). Очевидно и присутствие в выборке низкотита-

новых ультраосновных пород. Вместе с тем эта диаграмма показывает отсутствие таких типичных пород известково-щелочных островодужных серий, как низкотитановые андезиты.

Такую же картину можно видеть и на диаграмме Al_2O_3/TiO_2-TiO_2 , с той разницей, что здесь составы ультраосновных пород оказались идентичными перидотитовым коматиитам Барбертонского зеленокаменного пояса (см. рис. 44).

Обе эти диаграммы показывают общее сходство пород ультрабазит-базитовых ассоциаций гнейсово-гранулитового фундамента Индостана с океаническими базальтоидными сериями, причем это сходство здесь более отчетливо, чем для аналогичных пород Алданского щита.

Обработка исследуемой выборки анализов основных гранулитов Индостанского щита с помощью дискриминантной диаграммы Дж. Пирса [228] показывает, однако, более сложную картину (см. рис. 22). Большая часть точек, как видно, попадает здесь в поле базальтов островных дуг (низкокальциевых толеитов и известково-щелочных базальтов). Меньшие, но почти равные количества точек располагаются в полях океанических и внутриплитных базальтов. Практически отсутствуют щелочные базальты шошонитовой серии.

Выявленные особенности природы ультрабазит-базитовых метавулкаников додарварского комплекса в целом свидетельствуют о достаточно большом сходстве условий образования этого комплекса с условиями формирования гнейсово-гранулитового фундамента Алданского щита. Так же, как и там, тектонические условия возникновения и развития додарварского комплекса не могут быть описаны какой-либо одной определенной геодинамической обстановкой — они, очевидно, отвечали условиям сложного сочетания различных обстановок, характерным для эпохи нелинейной тектоники. Очевидно также, что в целом базитовая протокора не являлась простым аналогом океанической коры современного типа, а процессы переработки базитовой протокоры в протоконтинентальную в значительной мере заключались в разуплотнении базитового материала и наращивании вертикальной мощности литосферы в процессе гранитизации.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДАРВАРСКОГО КОМПЛЕКСА

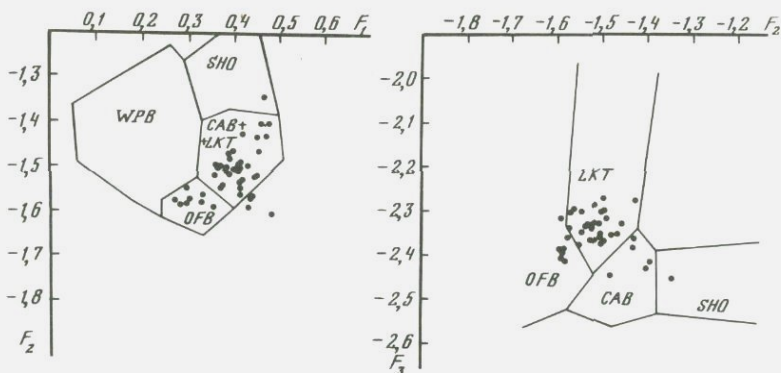
Тектонические условия, в которых происходило формирование зеленокаменных поясов Индии, рассматривались рядом исследователей, использовавших достаточно большое число разнообразных петрохимических параметров. Многие работы на эту тему принадлежат С.М. Накви [66] с соавторами [214, 216–219]. На примере главным образом зеленокаменного пояса Читалдрук ими показано, что максимум частоты встречаемости базальтоидов с разным содержанием калия совпадает с пиком для океанических толеитов [159]. Этот факт наряду с находками в нескольких зеленокаменных поясах Индии базальтовых и перидотитовых коматиитов [66] послужил основанием для сравнения комплексов Индостанских зеленокаменных поясов с океанической земной корой [214] или офиолитовыми комплексами эвгеосинклиналей [235].

Проведенные позднее более полные исследования химизма метавулканических пород зеленокаменных поясов Читалдрук и Кудремух [157, 308], выполненные с использованием методов статистической обработки анализов и современных петрохимических диаграмм, показали ограниченность заключения С.М. Накви. Выяснилось, что, хотя в составе вулканических серий действительно преобладают низкокальциевые толеиты, несколько обогащенные железом, и высокомагнезиальные породы (базальтовые и перидотитовые коматииты), кроме них, несомненно присутствуют в значительных объемах и базальтоиды известково-щелочных серий островных дуг (рис. 45). По данным С.А. Друри [157], метабазиты пояса Кудремух, так же как и поясов Колар и Хатти [117, 118], сопоставимы не только с базальтами срединно-океанических хребтов, но и с внутриплитными базальтами, что можно представить только для обстановок типа континентальных рифтов щелевого типа, развивающихся до стадии малых океанов. На этом основании С.А. Друри заключил, что развитие зеленокаменных поясов Индии происходило после формирования тоналитового гнейсового фундамента. Поскольку выяснилось, что архейские толеиты зеленокаменных поясов Индии оказались в разной степени обогащенными цирконом, иттрием, ниобием, редкими землями и относительно обедненными фосфором, стронцием и танталом, предполагается, что состав мантии был неоднородным как под Индийским, так и под другими континентами [157].

Приведенный краткий обзор показывает, что анализ тектонических условий формирования дарварского комплекса в значительной мере облегчается благодаря тому, что многое в этом направлении уже сделано. Тем не менее подготовленная выборка анализов: ультрабазит-базитов зеленокаменных поясов Индии, возможно, будет более представительной, чем использовавшиеся ранее по отдельным зеленокаменным поясам. Проанализируем теперь эту выборку с помощью различных диаграмм.

На диаграмме V—Cr [51] поле рассеяния точек охватывает как тренд океанических, так и тренд островодужных базальтов (см. рис. 23). Четкой приуроченности к одному из трендов не наблюдается, однако в целом большая часть точек составов метабазитов дарварского комплекса группируется скорее вблизи тренда островодужных базальтов. Диаграмма Co—Ni [51] показывает сходную картину распределения (см. рис. 23). Наибольшее сгущение точек составов отмечается в области перекрытия островодужных и океанических базальтов, хотя в целом большая часть точек располагается в поле океанических базальтов. Заметно присутствие пород, относительно обогащенных никелем, что при установленной прямой корреляции между содержаниями магния и никеля в метавулканитах Индостанских зеленокаменных поясов [157] отражает присутствие в выборке пород ультраосновного состава.

Распределение точек составов на диаграмме *AFM* характеризуется четкой приуроченностью к полю, объединяющему базальты срединно-океанических хребтов (см. рис. 20). Лишь точки составов ультраосновных пород (пироксенитовых и перидотитовых коматиитов) выходят за пределы этого поля в сторону магниевых углов треугольника. Никаких признаков присутствия пород известково-щелочной серии не наблюдается, что может быть обусловлено повышенной железистостью пород.



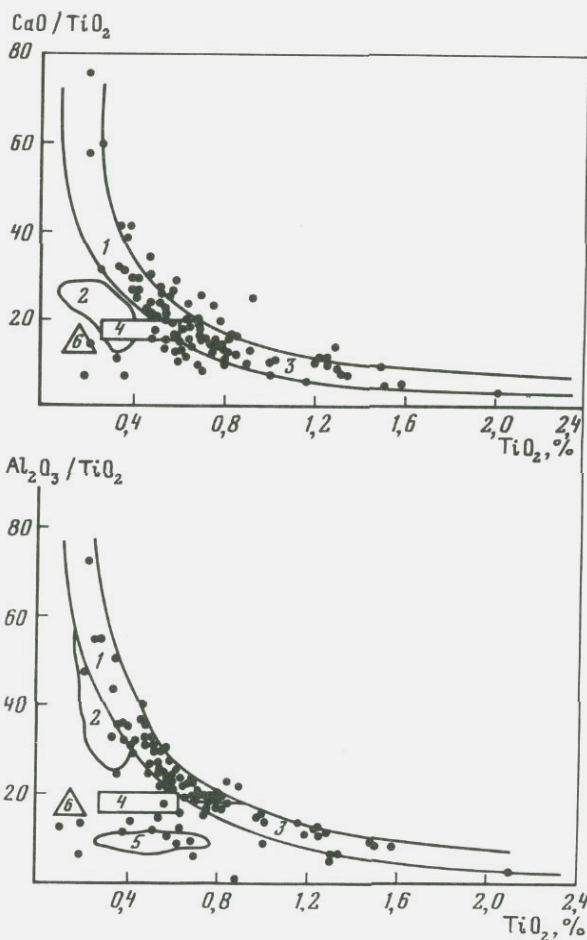
Р и с. 45. Дискриминантная диаграмма для ультрабазит-базитов зеленокаменного пояса Читалдур Индостанского щита. Обозначения полей см. на рис. 22

На диаграмме $K_2O-TiO_2-P_2O_5$ (см. рис. 19), в которой не используются параметры, зависящие от содержания железо-магниевых элементов, и которая в связи с этим считается наиболее показательной для разделения океанических и островодужных базальтовых серий [230], точки составов метавулканитов дарварского комплекса ложатся преимущественно в поле островодужных базальтов. Наблюдается, правда, довольно значительный разброс точек, главным образом в сторону щелочных (богатых калием и фосфором) пород.

На диаграмме CaO/TiO_2-TiO_2 [273] наблюдается распределение, сходное с отмеченным на диаграммах $V-Cr$ и $Co-Ni$. Наибольшее скопление точек отмечается вблизи линии, разделяющей поля низкотитановых толеитов островных дуг и высокотитановых базальтов срединно-океанических хребтов, островных дуг и внутридуговых бассейнов (рис. 46). Хорошо выражено присутствие в выборке ультраосновных пород (коматиитов). По сравнению с ультрабазит-базитами додарварского комплекса породы зеленокаменных поясов Индостанского щита явно приближаются к островодужным магматическим сериям, а их сходство с океаническими базальтами уменьшается, хотя и не исчезает совсем.

Диаграмма Al_2O_3/TiO_2-TiO_2 [273] демонстрирует совершенно такое же распределение точек составов (см. рис. 46). Здесь, пожалуй, отмеченные выше особенности состава ультрабазит-базитов дарварского комплекса выражены еще более отчетливо. В поле низкотитановых офиолитов (толеитов островных дуг) располагается уже подавляюще большая часть точек. Составы ультраосновных пород группируются вокруг поля коматиитов Барбертона, несколько точек попадает даже в поле островодужных андезитов.

Все выводы, полученные при рассмотрении диаграмм, построенных по отдельным петрогеохимическим параметрам, подтверждаются и многокомпонентной дискриминантной диаграммой [228]. На этой диаграмме (см. рис. 26) можно наблюдать совершенно очевидную приуроченность точек составов пород ультрабазит-базитовых ассоциаций индостанских зеленокаменных поясов к полям базальтов океанического дна и низкокалиевых толеитов островных дуг. Очень четко выражено здесь отсутствие типичных внутриплитных базальтов и крайних щелочных членов островодужных маг-



Р и с. 46. Диаграммы $\text{CaO}/\text{TiO}_2 - \text{TiO}_2$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 - \text{TiO}_2$ для ультрабазит-базитов зеленокаменных поясов Индостанского щита. Обозначения полей см. на рис. 21

матических серий (шошонитовой серии). Последнее, правда, можно объяснить тем, что породы кислого состава и повышенной щелочности не включали в выборку из-за невозможности определить соответствие их составов составам дометаморфических исходных пород. Полученная картина в целом очень близка к полученной индийскими геологами [308] для зеленокаменного пояса Читалдрук в Карнатаке.

Выполненный анализ показывает, таким образом, что петрогеохимические параметры пород ультрабазит-базитовых ассоциаций дарварского комплекса свидетельствуют в пользу представлений о заложении прогибов зеленокаменных поясов в обстановке континентального рифтогенеза с развитием их далее до стадии малых океанов. Вместе с тем тектонические условия последующих этапов развития структур зеленокаменных поясов не отвечали условиям развития океанических структур в обстановке растяжения

и, очевидно, более напоминали условия развития краевых морей активных континентальных окраин с их внутренними рифтами и прилегающими вулканическими островными дугами. Если для собственно рифтогенных прогибов зеленокаменных поясов, закладывавшихся на протоконтинентальной коре скорее всего тоналитового состава, характерен преимущественно базальтоидный вулканизм, то в смежных с прогибами зонах активной магматической деятельности можно предполагать одновременное развитие вулканизма островодужного или даже континентального типа. Корневыми частями этих зон могут являться пояса гранито-гнейсовых куполов и массивов гранитов, подобные Клоспетскому массиву Южной Индии, вытянутому строго параллельно зеленокаменным поясам Дарварского кратона.

IV. ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Рассмотрение тектонических условий формирования континентальной литосферы на ранних стадиях ее эволюции необходимо начать с современных космогенических представлений о догеологических этапах развития Земли. Существует две основные группы гипотез о происхождении земной коры.

Согласно представлениям первого направления, обособление земной коры произошло в догеологический (космический) период развития Земли одновременно с образованием слоистой структуры нашей планеты, включающей ядро, мантию и первичную кору, путем аккреции сначала железных метеоритов, затем каменных (хондритов) и, наконец, углистых хондритовых метеоритов. Этот вариант имеет своих сторонников, однако в целом он хуже согласуется с современными представлениями о геодинамических процессах, протекающих вблизи границы ядра и мантии Земли, и о природе и форме движений в мантии [3, 84, 101].

Второе направление объединяет представления о зарождении и последовательном росте земной коры за счет дериватов мантийного вещества, отделяющихся в результате частичного плавления, дифференциации и дегазации материала мантии. Поскольку гипотезы этого направления исходят из предпосылки о взаимосвязи процессов в мантии и литосфере, приводящих к вертикальным и горизонтальным движениям литосферных плит, и о естественной эволюции внутреннего строения Земли, определяющей характер и изменение основных механизмов тектогенеза на разных стадиях развития нашей планеты [3], они, несомненно, являются предпочтительными, во всяком случае с позиций накопленной геологической информации по тектонике и геологии раннего докембрия.

Одной из гипотез, объединяющих представления обоих направлений, является модель В.А. Рудника и Э.В. Собоновича [84], которую можно принять в качестве наиболее разработанной. В соответствии с этой гипотезой формирование Земли как планеты со слоистой последовательностью гео-

сфер произошло из первоначально холодных частиц вещества с различным содержанием в них радиоактивных элементов. Центром конденсации Земли в первоначальной газовой-пылевой туманности были крупные фрагменты железных астероидов, практически не содержащие радиоактивные элементы. По мере роста массы планеты повышалась роль мелких частиц, космической пыли и вторичных тел солнечного происхождения, обогащенных радиоактивными веществами, которые, естественно, скопились в верхней оболочке. В результате сформировалось твердое внутреннее ядро и твердая холодная нижняя мантия, а также верхняя мантия и протокора, обогащенные тепловыделяющими элементами. Дифференциация вещества, направленная от периферии планеты вглубь, началась примерно 4200 ± 200 млн. лет тому назад, обусловив зональное (оболочечное) строение наружных геосфер (земной коры и верхней мантии) и развитие геологических процессов. Предполагается, что значительную роль в повышении первоначальной температуры отдельных частей Земли играла кинетическая энергия падающих тел крупного размера, что определяло разновременность развития процессов плавления вещества на различных участках и формирования базитовой протокры. Дальнейшая эволюция земной коры связывается с развитием качественно новых процессов гранитообразования [84].

Эту модель развития Земли подтверждают многочисленные расчеты, выполненные в разное время О.Ю. Шмидтом, Б.Ю. Левиным, С.В. Маевой, Е.А. Любимовой, В.С. Сафроновым, Е.В. Артюшковым, О.Г. Сорохтиным и др.

Современная слоистая структура Земли образовалась, следовательно, в процессе эволюции первичного однородного вещества. Существует две различные точки зрения на характер процесса дифференциации. Согласно одной из них, этот процесс связан с гравитационной конвекцией вещества. В результате образовалось железо-никелевое металлизированное внутреннее ядро Земли, окисно-железное внешнее ядро, нижняя мантия, относительно обогащенные кремнеземом верхняя мантия и кора и кислородная атмосфера. Дифференциация вещества в нижней мантии продолжается до сих пор, причем конвективные циклы определяют прерывистое развитие тектонических процессов в земной коре. В соответствии с другой точкой зрения, на ранних этапах своего развития Земля пережила стадию катастрофической дегазации и усиленного разогрева. При этом произошло расплавление практически всей Земли, образовалась массивная атмосфера, радиоактивные элементы и калий сконцентрировались во внешней оболочке Земли, а вещество планеты разделилось на геосферы. Эта гипотеза основана на сравнении количественных соотношений и изотопного состава нерадиогенных редких газов в земной атмосфере и в обычных хондритах, а также на сходстве состава современной атмосферы с вычисленным составом атмосферы, образующейся в результате полного расплавления Земли, катастрофической дегазации и последующего медленного остывания [161].

Эти гипотезы способны объяснить латеральную неоднородность строения земной поверхности, только допуская неоднородность проявления процессов дифференциации вещества в различных частях Земли. Наличие такой неоднородности в процессах дифференциации получило весьма серьезное подтверждение при исследовании включений глубинных пород в кимберлитах и базальтах. Как выяснилось, мантийный субстрат под континентами

представляет собой значительно более дифференцированный материал, чем под океанами, а континентальная земная кора является гетерогенным сооружением, в формировании которого ведущую роль играли процессы магматизма и регионального метаморфизма, сопровождавшиеся привнесением вещества из мантии.

Принимая любые варианты формирования и ранней эволюции Земли, приходится признать в качестве необходимых предпосылок, что: 1) значительная часть континентальной земной коры образовалась на самых ранних стадиях эволюции Земли; 2) начиная с самых ранних стадий наметилась латеральная неоднородность в строении внешних оболочек Земли, которая в значительной мере унаследована в современной структуре земной поверхности; 3) эта неоднородность строения определяла различие в эволюции отдельных частей внешних оболочек и тектонических процессов в пределах океанов и континентов; 4) формирование земной коры, в том числе и континентальной, было следствием магматической дифференциации протопланетного вещества, причем физико-химические закономерности генерации магм были в раннем докембриии такими же, как и сейчас.

С учетом этих предпосылок и имея в виду специфические термодинамические условия ранних стадий геологического развития Земли, эволюцию тектонических условий формирования и развития континентальной литосферы можно представить следующим образом.

Наиболее древними горными породами, вошедшими в состав твердой земной коры, видимо, были ультрабазиты, базальты и андезитово-базальты, а также расслоенные габбро и анортозиты, образующиеся путем кристаллизационного фракционирования (всплывания кристаллов плагиоклаза) из магм базальтового состава [7, 108]. На этой габбро-анортозитовой корке накапливались лавы основного состава, среди которых значительная роль принадлежала базальтам, обогащенным калием, редкоземельными элементами и фосфором и сопоставимым с некоторыми разновидностями базальтов Луны [7]. Образовавшаяся таким образом базитовая протокора могла достигать, по расчетам некоторых исследователей, 20 км и более. Эти расчеты основаны на оценках объемов магматических пород, образующихся за счет выплавки из мантии в результате действия тех же механизмов генерации магм, что и сейчас, но с учетом поправок на более высокое содержание радиоактивных элементов, более высокую температуру мантии и большие скорости аккреции и субдукции [260]. Это позволяет думать, что некоторые механизмы соотношений плит действовали уже на самых ранних стадиях развития земной коры, однако высокая температура коры и большие углы наклона в зонах субдукции определяли широкое проявление процессов, не характерных для протерозойской и фанерозойской тектоники. Такими процессами могли быть вертикальное наращивание мощности земной коры, увеличение мощности литосферы путем вдвигания горизонтов коры и мантии одной микроплиты в другую и некоторые другие [225]. Можно полагать, что в процессе формирования базитовой протокры периодически возникали бассейны седиментации ("неориентированные бассейны" Е.В. Павловского [70], "овалы седиментации" А.М. Смирнова и др. [91], "древние внутриконтинентальные бассейны" А. Крёнера [195]), которые не имели линейной формы и в которых шло накопление продуктов дезинтеграции и выветривания базальтов, а также

кремнистых и карбонатных осадков. В основании базитовой протокры располагались габброидные кумулаты и реститы ультраосновного состава (дуниты, перидотиты). Формирование базитовой протокры относится к лунной стадии развития Земли (по Е.В. Павловскому), а породы этого этапа эволюции являются древнейшими документами геологической летописи, фрагментарно представленными сейчас в составе гнейсово-гранулитовых комплексов древних платформ.

Состав древнейших образований позволяет сравнивать их с офиолитами и рассматривать как протоофиолитовые ассоциации [20, 67]. Эти ассоциации не были прямыми аналогами офиолитовых комплексов современных океанов и фанерозойских складчатых поясов, так как слагающие их породы по своим геохимическим особенностям принадлежат не только к океаническим сериям. Выявление реликтов чащеобразных синклинальных складок в древнейших горизонтах раннедокембрийских комплексов позволяет предполагать площадной характер проявления вулканизма на ранних стадиях эволюции земной коры при отсутствии крупных полей горизонтальных напряжений [71].

Петрогенезис ультрабазит-базитовых вулканических серий, включающих базальтовые и перидотитовые коматииты, очевидно, связан с особенностями состава мантии и термических условий в раннем докембрии [132]. Представляется вполне вероятным, что следствием этих особенностей было одновременное частичное плавление неоднородного мантийного материала на разных глубинах с многостадийным переплавлением реститов в поднимающихся мантийных диапирах [123, 134].

Модель многостадийного плавления [123] может считаться приемлемой и для объяснения генезиса кислых магм (тоналитов, гранодиоритов), появившихся несколько позднее.

Тектонические условия формирования базитовой протокры не могут быть сопоставлены с какой-либо одной геодинамической обстановкой и, видимо, отвечают своеобразным условиям нелинейной тектоники, когда вертикальное наращивание литосферы путем увеличения мощности вулканогенно-осадочных накоплений имело большее значение, чем горизонтальные взаимодействия первых миниплит, не обладавших к тому же большой жесткостью. Тем не менее, очевидно, какие-то взаимодействия между этими плитами имели место и сводились они к тем же типам сочленений, которые наблюдаются и сейчас. Об этом прежде всего можно судить по общему сходству петрогеохимических характеристик магматических пород раннего докембрия и современных [95]. В пользу таких представлений свидетельствует и то, что процессы взаимодействия литосферных плит в постпалеозойское время были очень эффективным механизмом формирования континентальной коры. Это также позволяет думать, что какие-то процессы взаимодействия блоков базитовой протокры наблюдались уже в раннем докембрии [260].

Несомненно, однако, что в раннем докембрии в период формирования базитовой протокры геодинамические обстановки резко и неоднократно изменялись в пространстве и во времени, что в сочетании с ведущей ролью процессов вертикального наращивания литосферы определяло неповторимое своеобразие тектонических условий этого этапа развития Земли.

Увеличение мощности базитовой протокры обусловило формирование

очагов частичного плавления в нижних горизонтах протокры и развитие изометричных структур тоналитовых (эндербитовых, гранодиоритовых) гранито-гнейсовых куполов. В настоящее время показано, что наиболее вероятным источником выплавления магм тоналитового состава являются гранатосодержащие пироксеновые гранулиты [177], а высокая температура магм тоналитового состава определяла возможность ассимиляции больших объемов ультрабазит-базитов, слагавших базитовую протокры [177]. На этой стадии (нуклеарной, по Е.В. Павловскому) процессы гранитоидного магматизма становятся главными факторами тектогенеза. Происходит преобразование базитовой протокры в кору континентального типа с обособленным гранитным слоем (протоконтинентальную кору). Это преобразование в значительной мере осуществляется благодаря росту гранито-гнейсовых овалов в результате добавления гранитоидного (тоналит-трондьемитового или эндербитового) материала с одновременным формированием межовальных гранулитовых поясов. Фрагменты этих древнейших овоидных элементов сохраняются в современной структуре раннедокембрийских комплексов в виде кольцевых структур, диагностируемых, в частности, по космическим снимкам [18].

Процесс преобразования неизбежно должен был сопровождаться разуплотнением и, видимо, расширением материала базитовой протокры в очагах гранитизации, вследствие чего возникали локальные поля горизонтального сжатия, в которых, с одной стороны, происходило накопление выносимых при гранитизации фемических элементов, т.е. базификация [28], а с другой — частичное плавление материала симатической протокры с образованием известково-щелочных расплавов, давших начало тоналитовым и аноктозит-мангеритовым магматическим сериям [21, 52].

Можно предполагать, что процессы метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фации развивались в некоторых случаях почти одновременно, причем повышенные давления, необходимые для образования минеральных парагенезисов гранулитовой фации, создавались в периферических зонах гранито-гнейсовых овалов, тогда как в центральных частях этих овалов происходило разуплотнение материала базитовой протокры с образованием гранито-гнейсов тоналитового состава. Разрастание очагов гранитизации сопровождалось латеральным перемещением фронта амфиболитового метаморфизма и его наложением на породы гранулитовой фации. Важно подчеркнуть, что, как было показано Ф.А. Летниковым [50], специфической особенностью наиболее ранних в истории Земли процессов гранитизации было их развитие преимущественно по мантийным породам (т.е. породам базитовой протокры) при низкой активности воды. В этих условиях пироксены и основные плагиоклазы оставались устойчивыми и могли сохраняться как реликтовые минералы исходных пород. Эти данные, полученные на примере архейских гранулитов Шарыжалгайского выступа, свидетельствуют о том, что для формирования минеральных парагенезисов основных гранулитов совсем не обязательно допускать большую мощность коры и высокие давления.

Сохранение в составе гранулитов реликтовых и формирование вновь образованных пироксенов и гранатов связано главным образом со спецификой состава эндогенных флюидов. Ранние этапы проявления процессов общей дегазации Земли были в основном водородно-углеродными, что

определяло "сухость" древних стадий гранитизации. Спецификой флюидного режима ранних проявлений гранитизации объясняется обилие в минералах архейских гранулитов включений, выполненных углекислым газом, а также наличие графита [50].

Интересным также представляется заключение В.А. Макрыгиной [53] об определяющем влиянии состава первичных вулканогенно-осадочных толщ на формирование термодинамических режимов, в которых происходило развитие гранитизации и метаморфизма того или иного типа. Различия геохимических характеристик и механических свойств исходных комплексов базитовой протокры вызывали различия в динамике удаления флюидов и в минералообразовании, что, в свою очередь, могло обуславливать одновременное формирование разнообразных парагенезисов минералов при близких значениях термодинамических параметров. Следовательно, колебания флюидного режима могли быть важным фактором, определившим различия в составе конечных продуктов гранитизации овоидных и межовоидных областей.

Очевидно, что на этой стадии эволюции континентальной земной коры главным фактором тектогенеза оставался процесс вертикального наращивания литосферы, а геодинамические обстановки, обусловленные взаимодействием отдельных блоков (минишлит), проявлялись лишь в межовоидных областях. Таким образом, на этой стадии полностью сохранялись условия нелинейной (или полигональной) тектоники, отвечавшие концу пермобильного состояния литосферы и обусловившие формирование первых относительно жестких литосферных плит протоконтинентальной земной коры с гранитным (тоналитовым, эндербитовым) слоем [22, 30, 48, 108].

Следующий этап эволюции, очевидно, происходил в условиях существования сиалической земной коры, способной к хрупким деформациям. К этому этапу относится заложение и развитие троговых прогибов и широкое проявление процессов гранитизации [58].

Комплексы троговых прогибов во многих случаях обнаруживают сходство с вулканогенно-осадочными образованиями океанов или хорошо развитых континентальных грабенов начальных этапов дрифта типа Красного моря. Это сравнение легло в основу рифтовой концепции развития зеленокаменных поясов, которая оказалась весьма плодотворной, в связи с чем ее приемлемость отмечали многие исследователи различных областей распространения раннедокембрийских комплексов [23, 302]. Тем не менее новые фактические материалы о строении комплексов зеленокаменных поясов и составе слагающих их пород показали ограниченность рифтовой модели и необходимость ее совершенствования.

Наблюдающиеся в разрезах зеленокаменных поясов изменения состава магматических пород, несомненно, отражают как процесс формирования вторичной океанической коры, образующейся при частичном плавлении и дифференциации мантии под рифтовыми впадинами, так и процесс возникновения островодужных вулканических и осадочных комплексов, накапливающихся в остаточных прогибах между растущими гранитными куполами. Такие предположения достаточно убедительны прежде всего потому, что объясняют возможность заложения зеленокаменных поясов в пределах блоков маломощной протоконтинентальной коры и одновременность формирования поясов и гранито-гнейсовых куполов.

Эта концепция представляется в настоящее время наиболее обоснованной, так как она хорошо согласуется с имеющимися фактическими материалами, объединяя представления, заключающиеся как в рифтовой, так и в островодужной моделях развития зеленокаменных поясов.

Можно, следовательно, полагать, что троговые структуры зеленокаменных поясов возникли как рифтовые депрессии, сходные со щелевыми рифтами (по Е.Е. Милановскому) или малыми океанами [23, 58, 183, 302]. Эти структуры закладывались в пределах блоков уже существовавшей протоконтинентальной коры, но в дальнейшем развивались не как спрединговые бассейны, а как тыловые (краевые) бассейны островных дуг [6, 95, 208]. Таким образом можно объяснить индивидуальный характер комплексов отдельных поясов и образование в них протофиолитовых ультрабазит-базитовых серий с коматитами, сменяющихся толщами известково-щелочных и кислых вулканитов и кластических метаосадочных пород.

Следовательно, если для эпохи формирования базитовой протокры и нуклеарной стадии можно предполагать отсутствие крупных полей ориентированных горизонтальных напряжений, то в эпоху формирования зеленокаменных поясов обстановка усложняется. Наряду с ростом гранито-гнейсовых куполов за счет притока вещества и энергии из глубин Земли, возникают подвижные зоны, в эволюции которых уже усматриваются признаки геодинамических обстановок современности, т.е. остановок, определяемых горизонтальными напряжениями в земной коре. Относительная маломощность континентальной протокры и чередование этапов сжатия и растяжения могли явиться причинами, благодаря которым в комплексах зеленокаменных поясов наблюдаются как океанические, так и островодужные вулканические серии.

Значение этого тектонического этапа в развитии земной коры неоднократно отмечали многие исследователи.

Вместе с тем очень важно подчеркнуть, что формирование троговых структур происходило в пределах блоков частично консолидированной (протоконтинентальной) коры. В этом отношении они, несомненно, подобны континентальным рифтам [23]. Этим же объясняется и различие в тектонических условиях формирования ультрабазит-базитовых ассоциаций троговых комплексов и гнейсово-гранулитового фундамента. Условия формирования троговых комплексов, по существу, отвечают условиям развития подвижных зон, закладывающихся в пределах блоков протоконтинентальной коры. Об этом свидетельствуют как петрогеохимические параметры ультрабазит-базитов, указывающие на присутствие здесь толловых и островодужных серий, так и особенности состава метаосадочных пород, химизм которых (в частности, на Индостанском щите) указывает на существование источника сноса смешанного состава — преимущественно базитов и подчиненных по количеству гранитоидных пород [279].

Эволюция троговых структур, очевидно, связана с горизонтальными взаимодействиями уже существовавших литосферных микроплит, наряду с которыми продолжался рост гранито-гнейсовых куполов и вертикальное наращивание литосферы, т.е. частично сохранялись геодинамические условия эпохи нелинейной тектоники [30, 58]. При этом одновременно с заполнением трогов осадочно-вулканогенными последовательностями в при-

легающих зонах гнейсово-гранулитового фундамента (т.е. в зонах, подобных активным континентальным окраинам, согласно актуалистическим концепциям) шли процессы гранитизации и щелочного метасоматоза, вызывавшие частичную ремобилизацию фундамента и становление мигмоплутонов тоналит-гранодиоритового и гранитного состава.

Геологические наблюдения многих исследователей хорошо согласуются с представлениями об одновременном развитии гранито-гнейсовых куполов и троговых структур. Для Алданского щита этот вывод намечен работами Г.М. Друговой, Л.В. Климова, М.Д. Крыловой и др. [12], а также Л.М. Реутова [80]. Для Индостанского щита аналогичные заключения сделаны многими исследователями, причем была установлена определенная эволюция в развитии гранитного магматизма и преобладание нормальных калиевых гранитов в позднем архее — раннем протерозое [155]. По этим данным, а также по материалам исследований раннедокембрийских комплексов других древних щитов можно заключить, что максимальное развитие процессы гранитизации получили в конце архея и раннем протерозое, когда началось формирование древнейших горизонтов платформенного (протоплатформенного) чехла и интракратонных прогибов (авлакогенов). К этому переходному этапу конца архея—начала протерозоя, по всей видимости, относится развитие складчатых деформаций и образование надвигов в зеленокаменных поясах, уничтожение признаков несогласий между породами фундамента и троговых структур вследствие гранитизации и общая кратонизация раннедокембрийских комплексов с образованием фундаментов древних платформ как ядер литосферных плит.

Эпоха формирования зеленокаменных поясов в геологической истории Земли являлась, таким образом, эпохой, переходной от пермобильного режима к условиям, когда уже существовали относительно жесткие плиты протоконтинентальной литосферы и между ними наблюдались взаимодействия, сходные с современными механизмами тектоники плит. Этот неповторимый в истории Земли двойственный характер геодинамических условий формирования зеленокаменных поясов определяет специфические черты их тектоники и металлогении.

Следующим этапом, заключающим развитие континентальной земной коры на Сибирской и Индийской платформах, была стадия формирования древнейших горизонтов платформенного (протоплатформенного) чехла и заложения интракратонных прогибов типа протоавлакогенов. На других платформах к этому периоду относится также развитие окраинно-континентальных прогибов. Этап охватывает почти весь дорифейский протерозой и в целом объединяет последние стадии формирования зрелой континентальной коры, о чем свидетельствует появление в конце его соответствующих геологических комплексов, таких, как вулканоплутонические пояса магматических пород с калиевой тенденцией щелочности, гранитов рапакиви, красноцветных осадочных формаций молассоидного типа (фаллаховых формаций), а также древнейших кимберлитов и комплексов щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами.

Вместе с тем для этого этапа характерно относительно интенсивное проявление процессов гранитного магматизма, завершающего развитие гранито-гнейсовых куполов нуклеарной стадии, нетипичное для более поздних этапов эволюции платформ. Именно к этому этапу относятся

широко распространенные на Алданском, Индостанском и других древних щитах гранитоиды с возрастом от 2600 до 2100–1800 млн. лет. Относительно широкое проявление процессов гранитного магматизма в дорифейском протерозое определяет одну из важнейших особенностей этого этапа, отличающей его от собственно платформенных стадий развития древних платформ и позволившей квалифицировать его как протоплатформенный [70, 71]. Однако эту особенность нельзя считать единственной специфичной для этого этапа. Второй его особенностью является завершение развития троговых структур зеленокаменных поясов с характерной для них ультрабазит-базитовой ассоциацией. Возросшая степень консолидации континентальной земной коры определила, видимо, тот факт, что вместо троговых прогибов типа зеленокаменных поясов в этот период в основном формируются грабенообразные прогибы типа протоавлакогенов и интракратонных прогибов, а также древнейшие горизонты платформенного чехла. В этом отношении дорифейский протерозой также является этапом переходным, завершающим раннедокембрийскую эволюцию континентальной литосферы и знаменующим окончательный переход от тектонического режима нелинейной тектоники к режиму тектоники плит, вполне отчетливо фиксируемому на всех континентах, начиная с рифейского времени.

Выполненные в рамках настоящей работы теоретические обобщения по эволюции тектонических условий формирования континентальной литосферы в раннем докембрии позволяют наметить пути решения некоторых проблем металлогении раннедокембрийских комплексов.

Так, например, установленные черты сходства ультрабазит-базитовых ассоциаций гнейсово-гранулитового фундамента с аналогичными комплексами зеленокаменных поясов указывают на потенциальную перспективность комплексов основных гранулитов в отношении никелевого оруденения. Поскольку известно, что одним из важнейших типов промышленного никелевого оруденения в коматиит-базальтовых сериях зеленокаменных поясов является вулканогенный [59], можно утверждать, что использование критериев размещения стратиформного оруденения может быть принципиально новой поисковой концепцией, приемлемой как для комплексов зеленокаменных поясов, так и для основных гранулитов.

Выявленные различия тектонических условий формирования ультрабазит-базитовых ассоциаций, входящих в состав гнейсово-гранулитовых и троговых комплексов, определяют и различные подходы к проблемам пространственного размещения никелевого оруденения. В гнейсово-гранулитовом фундаменте основные гранулиты, являющиеся потенциально рудоносными комплексами, распространены в кольцевых и дуговых периферических зонах гранито-гнейсовых куполов и гнейсовых овалов, нередко объединяющихся в гранулитовые пояса. В троговых комплексах размещение рудоносных ультрабазит-базитовых серий контролируется стратиграфическими критериями и линейными складчатými структурами.

Анализ строения троговых комплексов показывает, что они достаточно заметно различаются по относительной роли ультрабазит-базитовых вулканитов в разрезах. На примерах зеленокаменных поясов Австралии, Африки и Канады можно видеть, что никелевое оруденение как будто наиболее характерно для тех поясов, в которых породы ультрабазит-

базитовых ассоциаций играют подчиненную роль по отношению к базальтам и метаосадочным породам [64]. Это дает основание полагать, что перспективными на никелевое оруденение следует считать только троггерригенно-вулканического типа. По аналогии с зеленокаменными поясами некоторых других платформ можно считать, что троггерригенные троговые комплексы будут наиболее интересны с точки зрения выявления железистых кварцитов, а вулканогенные — в отношении золота. Намечаемые различия металлогенических характеристик троговых комплексов разных формационных типов должны использоваться как при металлогеническом анализе, так и при выборе направлений и объектов поисковых работ в пределах древних щитов.

Приведенные примеры далеко не исчерпывают те выводы, которые имеют существенное значение для металлогенического анализа областей развития раннедокембрийских комплексов и которые вытекают из разработанной модели тектонической эволюции континентальной литосферы.

Создание новых аналогичных концепций является, несомненно, важной задачей дальнейших исследований, развитию которых, как надеется автор, будет способствовать настоящая работа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ структурных и формационных особенностей строения раннедокембрийских комплексов Алданского и Индостанского щитов показал, что выявленные закономерности эволюции тектонических условий их формирования в значительной мере аналогичны установленным для раннедокембрийских комплексов других платформ. На этом основании можно предположить, что выводы, вытекающие из проведенного исследования, имеют общетеоретическое значение для тектоники раннего докембрия. Эти выводы сводятся к следующему:

1. Породы ультрабазит-базитовых ассоциаций являются древнейшими документами геологической летописи гнейсово-гранулитовых комплексов раннего докембрия. Исследование петрогеохимических характеристик этих пород позволяет предполагать, что они являются метаморфизованными базальтами, андезито-базальтами и пикритами (коматиитами), входящими в состав протоофиолитовых комплексов. Полученные данные свидетельствуют о большой роли ультрабазит-базитов в строении древнейших комплексов континентальной земной коры и о базитовом или ультрабазит-базитовом составе первичной коры. Процессы петрогенезиса магматических пород в раннем докембрии принципиально не отличались от современных, однако они реализовывались в условиях высокого теплового потока, что приводило к одновременному выплавлению пикритовых, базальтовых, щелочно-базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых магм на различных глубинах. В связи с этим первичная симатическая кора отличалась по составу от океанической коры современных зон спрединга большей ролью пикритовых (коматиитовых) и щелочно-базальтовых (андезито-базальтовых) компонентов.

2. Тектонические условия формирования базитовой протокры имеют черты сходства с современными геодинамическими обстановками, которые, однако, неоднократно и резко изменялись во времени и не имели четко выраженной линейности. Такие условия в целом не имеют современных аналогов и могут объединяться понятиями "пермобильного" режима или "нелинейной" ("полигональной") тектоники. Понимание этих условий должно быть уточнено в том смысле, что процессы вертикального наращивания литосферы земной коры осуществлялись в условиях тектонического режима, для которого было характерно не полное отсутствие полей горизонтальных напряжений, а существование сложной изменчивой системы местных полей горизонтального сжатия и растяжения с отдельными участками стабильного внутриплитного режима.

3. Переработка первичной симатической коры осуществлялась путем разрастания центров гранитизации, отвечавших очагам разуплотнения ба-

зитового материала, и формирования по их периферии межовоидных зон сжатия, изоклиальной складчатости в условиях пластического нагнетания материала, базификации и гранулитового метаморфизма умеренных и сильных давлений. В результате этой переработки были сформированы гранито-гнейсовые комплексы тоналитового состава ("серые гнейсы") и комплексы основных гранулитов и эндербитов (чарнокитовые или гранулитовые пояса), составившие древнейшую протоконтинентальную кору.

4. Появление протоконтинентальной коры определило возможность заложения древнейших линейных рифтогенных (троговых) структур, объединяемых в зеленокаменные и сланцевые пояса. Их развитие происходило не только в условиях растяжения (рифтогенеза), но и в условиях сжатия, сопоставимых с геодинамическими обстановками островодужного или окраинно-континентального магматизма. Формирование троговых структур шло одновременно с продолжавшимся ростом гранито-гнейсовых куполов и крупных овалов. Тектоническое и, вероятно, металлогеническое своеобразие троговых структур раннего докембрия определяется неповторимостью в истории Земли этого этапа, когда, с одной стороны, возникали структуры рифтового типа на частично консолидированной (протоконтинентальной) коре, а с другой стороны, продолжалось вертикальное наращивание литосферы и частично сохранялись условия "нелинейной тектоники".

5. Анализ эволюции тектонических условий образования раннедокембрийских комплексов показывает, что континентальная кора древних платформ в значительной мере сформировалась за счет преобразования пород ультрабазит-базитовых ассоциаций. Петрогеохимические особенности ультрабазит-базитов позволяют говорить о возможной потенциальной никеленосности не только троговых комплексов, но и комплексов основных гранулитов. Развиваемые представления о ведущей роли процессов очаговой гранитизации при переработке базитовой коры и о формационных типах троговых комплексов, различающихся по роли ультрабазит-базитов в их составе, могут стать основой для анализа пространственных закономерностей размещения месторождений железа, апатита, цветных металлов и других полезных ископаемых в конкретных участках древних щитов. Очевидно, что совершенствование теоретического уровня такого анализа должно привести, и в ряде случаев уже приводит, к созданию новых концепций прогнозирования и повышению эффективности поисковых работ в районах развития раннедокембрийских комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамович И.И., Клушин И.Г.* Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
2. *Андреева Е.Д., Богатииков О.А., Бородаевская М.Б.* и др. Систематика магматических горных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 17–25.
3. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
4. *Белоножко Л.Б., Гиммельфарб Г.Б., Горбачев О.В.* Первичная природа кристаллических сланцев основного состава. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979, вып. 5, с. 113–139.
5. *Брезкин В.И.* Стратиграфия, корреляция и возраст метаморфических толщ Ярогинского, Субганского и Чульманского грабенов Алданского щита. — В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск: Якут. кн. изд-во, 1971, вып. 19, с. 146–164.
6. *Берк К., Дьюи Ф., Кидд У.С.Ф.* Господство горизонтальных движений, островодужных и микроконтинентальных столкновений в течение позднего пермобильного этапа. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 123–143.
7. *Богатииков О.А., Марков М.С., Рябчиков И.Д.* Магматизм ранних этапов развития Земли. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979, вып. 5, с. 21–34.
8. *Брандт С.Б., Киселев Ю.В., Перминов А.В.* и др. Абсолютный возраст кристаллических сланцев Алданского щита по данным рубидий-стронциевого и калий-аргонового методов. — Сов. геология, 1978, № 9, с. 70–79.
9. *Великославинский С.Д.* Закономерности раннеархейского основного вулканизма центральной части Алданского щита. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1976, № 1, с. 48–58.
10. *Ветлужских В.Г., Кудрявцев В.А., Соколов Н.А.* Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимптон. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 26–33.
11. Геологическая карта региона БАМ масштаба 1 : 1 500 000: Объяснительная записка/Красный Л.И., Бельтнев Е.Б., Путинцев В.К., Тихомиров И.Н., Амантов В.А., Заболоцкий Е.М., Корнутова Е.И., Лагздина Г.Ю., Тарасова В.Г., Федоров М.В., Хорва Б.Я. Л.: ВСЕГЕИ Мингео СССР, 1979. 81 с.
12. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района/Другова Г.М., Климов П.В., Крыпова М.Д., Михайлов Д.А., Судовиков Н.Г., Ушакова З.Г. Л.: Наука, 1959. 388 с.
13. Геология СССР. Т. XVIII. Якутская АССР. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1979. 411 с.
14. Геохронология СССР. Т. I. Докембрий. Л.: Недра, 1973. 352 с.
15. *Глебовицкий В.А., Другова В.М., Крылова М.Д.* и др. Последовательность геологических процессов в южном обрамлении Алданского щита и геохронологические данные. — В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. Л.: Наука, 1965, с. 103–135. —
16. *Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Дук В.Л., Прияткина П.Л.* Геологическое положение гранулитовых комплексов. — В кн.: Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972, с. 9–46.
17. *Гликсон А.* Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам Южного полушария. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 264–285.
18. *Глуховский М.З.* Кольцевые структуры юго-востока Сибири и их возможная природа. — Геотектоника, 1978, № 4, с. 50–63.
19. *Глуховский М.З., Моралёв В.М.*

Складчатая область Станового хребта — Джугджур. — В кн.: Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Докембрий континентов. Новосибирск: Наука, 1978, с. 111–122.

20. Глуховский М.З., Моралёв В.М., Кузьмин М.И. Тектоника и петрогенез катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протофиолитов. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 103–117.

21. Глуховский М.З., Павловский Е.В. К проблеме ранних стадий развития Земли. — Геотектоника, 1973, № 2, с. 3–7.

22. Горлов Н.В. О "тоналитовом" слое континентальной коры. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 58–64.

23. Грачев А.Ф., Федоровский В.С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3–24.

24. Дзевановский Ю.К., Судовиков Н.Г. Докембрий Алданского щита и хребта Станового. — В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. Л.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 77–88.

25. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.

26. Долгинов Е.А., Моралёв В.М., Поникаров В.П. О типах раннедокембрийских структур. — Геотектоника, 1973, № 2, с. 8–19.

27. Дук В.Л., Кицул В.И. Изучение докембрия Алданского щита методами структурной и метаморфической петрологии. — В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск: Якут. кн. изд-во, 1975, с. 5–19.

28. Жданов В.В. Специфика накопления железа, титана и алюминия в раннем докембрии. — В кн.: Метасоматическое минералообразование. Л.: Недра, 1979, с. 66–74.

29. Закруткин В.В. Первичная природа основных параметаморфитов чарнокитовых серий. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 99–103.

30. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралёв В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.

31. Искандерова А.Д., Миркина С.Л., Неймарк Л.А., Чухонин А.П., Хорев Б.Я. Новые данные радиологического

изучения свинцовым методом архейских метаморфических пород и гранито-гнейсов Становой области Алданского щита. — В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 132–153.

32. Искандерова А.Д., Неймарк Л.А., Слуцкий Ю.А. и др. Новые данные по расчленению алданского докембрия. — В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 189–199.

33. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.

34. Каляев Г.И. Ранний докембрий и тектоника плит. — В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 169–178.

35. Карсаков Л.П. Некоторые особенности геологии докембрия восточной части Станового хребта. — В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск: Якут. кн. изд-во, 1971, с. 85–89.

36. Кастрыкина В.М., Карсаков Л.П. Петрохимия кристаллических сланцев глубинных зон метаморфизма юга Алданского щита. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, № 2, с. 5–21.

37. Кац М.Б. Соотношение раннедокембрийских гранулитов и зеленокаменных комплексов с трансформными мобильными поясами и океаническими рифтами ранней земной коры. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 160–169.

38. Кицул В.И., Лазебник К.А. Геология и петрография докембрийских кристаллических образований района слияния Алдана и Унгры (к проблеме "Унгринского клина"). — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 135–158.

39. Колотухина С.Е., Моралёв В.М., Топунова Г.А. и др. Геология и экономика месторождений редких элементов государства Индия и Шри-Ланка. М.: Наука, 1975. 152 с.

40. Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. — В кн.: Стратиграфия СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939, т. 1, с. 349–366.

41. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1969. 616 с.

42. Крац К.О., Митрофанов Ф.П. О докембрийской земной коре материков (древних щитов), ее становлении и тектонической эволюции. — В кн.:

Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 147–169.

43. *Кудрявцев В.А.* Тектоника докембрия западной части Алданского щита. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973, с. 30–35.

44. *Кудрявцев В.А., Ахметов Р.Н., Терехова Р.В., Крылов В.В.* О структуре железорудных месторождений Имальской группы. — Геология руд. месторождений, 1980, № 2, с. 3–17.

45. *Кулиш Е.А.* Осадочная геология архея Алданского щита. М.: Наука, 1983. 208 с.

46. *Кутолин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.

47. *Лазько Е.М.* Геологическое строение западной части Алданского щита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 2, с. 87–104.

48. *Лазько Е.М., Сиворонов А.А., Бобров А.Б.* Проблема тоналитового слоя в гранито-зеленокаменных областях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 9, с. 5–15.

49. *Лейтес А.М., Муратов М.В., Федоровский В.С.* Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ. — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6, с. 1355–1358.

50. *Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гандимурова Г.П.* Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.

51. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.

52. *Лутц Б.Г., Баженова Г.Н.* Анортзит-мангеритовые серии пород докембрия Анабарского и Алданского щитов. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974, с. 235–241.

53. *Макрыгина В.А.* Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, 1981. 200 с.

54. *Марков М.С.* О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964, с. 15–20.

55. *Миронюк Е.П., Любимов Б.К., Магнушевский Э.П.* Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 240 с.

56. *Митрофанов Ф.П., Мануйлова ММ.,*

Неелов А.Н. и др. Типовые комплексы нижнего докембрия Восточной Сибири. — В кн.: Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979, с. 110–122.

57. *Моралёв В.М.* Индийская платформа. — В кн.: Докембрий континентов. Древние платформы Евразии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 248–271.

58. *Моралёв В.М.* Характерные черты металлогении и тектоническая природа докембрийских зеленокаменных поясов. — В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1978, с. 205–211.

59. *Моралёв В.М.* Сульфидные руды никеля. — В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXV сессии МГК. М.: Наука, 1979, с. 240–251.

60. *Моралёв В.М.* Метабазальты гранулитовых серий Алданского щита. — В кн.: Осадочная геология глубокометаморфизованных комплексов докембрия. М.: Наука, 1982, с. 100–117.

61. *Моралёв В.М.* Раннедокембрийские метабазиты в гранулитовых поясах Индостанского и Алданского щитов. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984, с. 44–49.

62. *Моралёв В.М., Глуховский М.З., Коген В.С.* Докембрийские троговые структуры Алдано-Становой области и их металлогения. — В кн.: Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982, с. 79–96.

63. *Моралёв В.М., Перфильев Ю.С.* К геологии докембрия Южной Индии. — Сов. геология, 1972, № 6, с. 98–107.

64. *Моралёв В.М., Чешихина К.Г.* Формационные ряды и металлогения докембрийских троговых структур. — В кн.: Металлогения докембрия: Тез. докл. II Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия. Иркутск: Ин-т земной коры АН СССР, 1981, с. 216–218.

65. *Муратов М.В.* Тектоника Индийской платформы и сравнение ее развития с Восточно-Европейской. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 19, с. 10–29.

66. *Накви С.М.* Физико-химические условия в течение архея по результатам изучения геохимии дхарварских образований. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 295–305.

67. *Наливкина Э.Б.* Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. М.: Недра, 1977. 184 с.

68. *Неймарк Л.А., Искандерова А.Д., Магнушевский Э.Л., Миронюк Е.П.* Исследование свинцово-изохронным методом пород и руд Чарского месторождения железистых кварцитов в зоне БАМ. — В кн.: *Изотопная геохронология докембрия*. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1979, с. 32.
69. *Новикова А.С.* Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975. 171 с.
70. *Павловский Е.В.* Ранние стадии развития земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5, с. 23–39.
71. *Павловский Е.В.* Происхождение и развитие земной коры материков. — *Геотектоника*, 1975, № 6, с. 3–14.
72. *Павловский Е.В., Марков М.С.* Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). — В кн.: *Структуры докембрия и связь магматизма с тектоникой*. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 9–53. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 93).
73. *Павловский Е.В., Марков М.С.* Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. — В кн.: *Деформация пород и тектоника*. М.: Наука, 1964, с. 92–104.
74. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. — *Геотектоника*, 1969, № 4, с. 5–23.
75. *Пейве А.В., Яншин А.Л., Зонешайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — *Геотектоника*, 1976, № 5, с. 3–18.
76. *Петров А.Ф.* Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1976. 120 с.
77. *Предовский А.А.* Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Кольский фил. АН СССР, 1970. 115 с.
78. *Рассказов Ю.П., Ялыничев Е.В.* Усть-Гильский трог — структура особого типа в докембрии Станового хребта. — В кн.: *Геология Дальнего Востока*. Хабаровск: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1972, с. 120–131.
79. *Реутов Л.М.* Новый докембрийский трог в центральной части Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 6, с. 1411–1414.
80. *Реутов Л.М.* Докембрий центрального Алдана. Новосибирск: Наука, 1981. 186 с.
81. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
82. *Рудник В.А., Собонович Э.В.* О возрасте полиметаморфических комплексов иенгрской серии Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 4, с. 834–837.
83. *Рудник В.А., Собонович Э.В.* Последовательность геологических событий в докембрии Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 3, с. 690–693.
84. *Рудник В.А., Собонович Э.В.* Ранняя история Земли. М.: Недра, 1984. 350 с.
85. *Рудник В.А., Собонович Э.В., Терентьев В.М.* Об архейском возрасте древнейших пород Алданского комплекса. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 4, с. 897–900.
86. *Салоп Л.И.* К стратиграфии нижнего докембрия Южной Индии. — В кн.: *Проблемы геологии на XXII сессии МГК*. М.: Наука, 1966, с. 59–70.
87. *Салоп Л.И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 310 с.
88. *Саттон Дж.* Тектонические соотношения в архее. — В кн.: *Ранняя история Земли*. М.: Мир, 1980, с. 108–114.
89. *Сидоренко А.В.* Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. — В кн.: *Докембрийские коры выветривания*. М.: ВИМС, 1975, с. 5–15.
90. *Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М.* и др. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972. 212 с.
91. *Смирнов А.М., Шульдинер В.И., Фалькин Е.М.* Архей юго-востока Сибири и прилегающих районов и некоторые закономерности развития земной коры на ранних этапах. — В кн.: *Тектоника Сибири*. М.: Наука, 1970, т. 3, с. 156–163.
92. *Тарни Дж., Далзил И., де Вит М.Дж.* Комплекс краевого бассейна "рокас вердес" в южном Чили — модель образования архейских зеленокаменных поясов. — В кн.: *Ранняя история Земли*. М.: Мир, 1980, с. 143–159.
93. *Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ/Под ред. М.С.Маркова*. М.: Наука, 1978. 210 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 321).
94. *Тугаринов А.И., Войткевич Г.В.* Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970. 432 с.
95. *Уиндли Е.Ф.* Новые тектонические

модели эволюции архейских континентов и океанов. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 115—122.

96. Уотсон Дж. Рудная минерализация в архейских провинциях. — Там же, с. 443—454.

97. Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.

98. Федоровский В.С., Лейтес А.М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. — Геотектоника, 1968, № 4, с. 114—127.

99. Фролова Н.В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1951, с. 38—68. (Тр. Иркут. ун-та; Вып. 2).

100. Фрумкин И.М. Стратиграфическое расчленение архейского кристаллического основания Алданского щита. — В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 56—59.

101. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 510 с.

102. Хаин В.Е. Основные черты тектоники Индостанской платформы. Этапы развития Индостанской платформы. — В кн.: Жизнь Земли. М.: Изд-во МГУ, 1974, с. 30—53. (Сб. Музея землеведения МГУ; Вып. 10).

103. Хаин В.Е. От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза. — Геотектоника, 1978, № 3, с. 3—25.

104. Хетчиков Л.Н. Опыт определения генетической природы глубоко-метаморфизованных пород Алдана по включениям в минералах. — В кн.: Проблемы петрологии Дальнего Востока. Метаморфические комплексы и метаморфогенное рудообразование: Тез. докл. III Дальневост. регионального петрограф. совещ. Хабаровск: ПГО "Дальгеология", 1981, ч. I, с. 81—82.

105. Черкасов Р.Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 160 с.

106. Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968. 232 с.

107. Шейнманн Ю.М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли. — Геотектоника, 1970, № 4, с. 5—32.

108. Шоу Д.М. Развитие ранней континентальной земной коры. Ч. 2. Доархейская, протоархейская и более поздние эры. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 40—63.

109. Штрейс Н.А., Богданова С.В., Гафаров Р.А. и др. Сравнительная тек-

тоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. — В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 37—44.

110. Штрейс Н.А., Богданова С.В., Горощенко Г.Л. и др. Океаническая и континентальная кора в докембрии. — В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 139—147.

111. Шульдинер В.И. Геотермический градиент в архее и условия формирования архейских комплексов. — Геология и геофизика, 1976, № 2, с. 67—75.

112. Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Магматизм в истории развития нижнего докембрия. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969, с. 47—64.

113. Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Раннедокембрийский магматизм в связи с развитием земной коры. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974, с. 8—16.

114. Эз В.В. Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 192 с.

115. Энтин А.Р., Белоусов В.М., Галкин Г.Ф. Новые данные по геологии Селигдарского апатитового месторождения. — В кн.: Апатиты Алданского щита. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1977, с. 5—19.

116. Ananta Iyer G. V., Murthy A. R., Vasudeva V. N. Metamorphism, geochemistry and mineralization in the Precambrian of Kolar. — Geol. Surv. Ind. Misc. Publ., 1976, N 2, pt 2, p. 596—614.

117. Ananta Iyer G. V., Vasudeva V. N., Jayaram S. Geochemistry of the Archean metavolcanic rocks of Kolar and Hutti Gold Fields, Karnataka, India. — J. Geol. Soc. Ind., 1979, vol. 20, N 9, p. 419—432.

118. Ananta Iyer G. V., Vasudeva V. N., Jayaram S. Rare earth element geochemistry of metabasalts from Kolar and Hutti goldbearing volcanic belts, Karnataka craton, India. — J. Geol. Soc. Ind., 1980, vol. 21, N 11, p. 603—608.

119. Anhaeusser C. R. Cyclic volcanicity and sedimentation in the evolutionary development of Archean greenstone belts of shield areas. — Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1971, N 3, p. 57—70.

120. Anhaeusser C. R. The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1973, vol. 273, N 1235, p. 359—388.

121. Anhaeusser C. R. Archean metal-

logeny in South Africa. — *Econ. Geol.*, 1976, vol. 71, N 1, p. 16–43.

122. *Anhaeusser C.R., Mason R., Viljoen M.J., Viljoen R.P.* A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1969, vol. 80, N 11, p. 2175–2200.

123. *Arth J.G., Arndt N.T., Naldrett A.J.* Genesis of Archean komatiites from Munro township, Ontario: Trace-element evidence. — *Geology*, 1977, vol. 5, N 10, p. 590–594.

124. *Balasubrahmanyam M.N., Sarkar A.* K/Ar ages of a suite of lower Paleozoic post-tectonic granitoids, Sourthern India. — *J. Geol. Soc. Ind.*, 1981, vol. 22, N 6, p. 299–301.

125. *Baragar W.R.A.* Some physical and chemical aspects of the Canadian shield. — *Publ. Earth Phys. Branch. Dep. Energy, Mines and Resour.*, 1972, vol. 42, N 3, p. 129–140.

126. *Beckinsale R.D., Drury S.A., Holt R.W.* 3360 Myr old gneisses from the South Indian craton. — *Nature*, 1980, vol. 283, N 5746, p. 469–470.

127. *Bhattacharyya C.* Granitization in relation to evolution of the charnockite series from Eastern Ghat hills, Srikakulam district, Andhra Pradesh, India. — *Neues Jb. Miner. Monatsch.*, 1972, H. 5, S. 220–240.

128. *Bickle M.Y.* Heat loss from the Earth: A constraint on Archean tectonics from the relation between geothermal gradients and the rate of plate production. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 40, p. 301–315.

129. *Blissenbach E., Fellerer R.* Continental drift and the origin of certain mineral deposits. — *Geol. Rdsch.*, 1973, Bd. 62, N 3, S. 818–840.

130. *Borodin L.S., Gopal V., Moralev V.M.* et al. Precambrian carbonatites of Tamil Nadu (South India). — *J. Geol. Soc. Ind.*, 1971, vol. 12, N 2, p. 101–112.

131. *Bose M.K.* On the Eastern Ghats Precambrian granulite belt and associated anorthosites. — *Ind. J. Earth Sci.*, 1979, vol. 6, N 2, p. 200–219.

132. *Brooks C., Hart S.R.* On the significance of komatiite. — *Geology*, 1974, vol. 2, N 2, p. 107–110.

133. *Burke K., Dewey J.F., Kidd W.S.F.* Dominance of horizontal movements, arc and microcontinental collisions during the later Permian regime. — In: *The early history of the Earth*. L.: Wiley, 1976, p. 113–129.

134. *Cawthorn R.G., Strong D.F.* The petrogenesis of komatiites and related rocks as evidence for a layered upper mantle. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 23, N 3, p. 369–375.

135. *Chakravorty P.S., Chawdhury S., Ghosh K.P.* Age of mineralization in Chhendapathar-Raspal tungsten belt, Bankura district, West Bengal. *Bull. Geol., Mining and Met. Soc. Ind.*, 1974, vol. 47, p. 2–3.

136. *Chattopadhyay B., Saha S.K.* The Neropahar pluton in Eastern India: A model of Precambrian diapiric intrusion. — *Neues Jb. Miner. Abh.*, 1974, Bd. 121, N 2, S. 103–126.

137. *Choudhuri R., Banerji K.C.* On some calc-silicate rocks around Sitarampuram in Vishakhapatnam district, Andhra Pradesh. — *J. Geol. Soc. Ind.*, 1974, vol. 15, N 1, p. 48–57.

138. *Church B.N.* A tertiary thermal event in south-central British Columbia: Discussion. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1975, vol. 12, p. 869–899.

139. *Condie D.C.* Origin and early development of the Earth's crust. — *Precamb. Res.*, 1980, vol. 10, N 3/4, p. 183–197.

140. *Condie K.C., Harrison N.M.* Geochemistry of the Archaean Bulawayan Group, Midlands greenstone belt, Rhodesia. — *Precamb. Res.*, 1976, N 3, p. 253–271.

141. *Cooray P.C.* Charnockites and their associated gneisses in the Precambrian of Ceylon. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1962, vol. 118, N 3, p. 237–273.

142. *Cooray P.C.* An introduction to the geology of Ceylon. Colombo, 1967. 324 p.

143. *Crawford A.R.* Reconnaissance Rb–Sr dating of the Precambrian rocks of Southern Peninsular India. — *J. Geol. Soc. Ind.*, 1969, vol. 10, N 2, p. 117–166.

144. *Crawford A.R.* The Precambrian geochronology of Rajasthan and Bundelkhand, northern India. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1970, vol. 7, N 91, p. 91–110.

145. *Crawford A.R., Compston W.* The age of the Vindhyan system of Peninsular India. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1970, vol. 125, N 3, p. 351–371.

146. *Crookshank H.* Geology of Southern Bastar and Jeypore from the Bailadila Range to the Eastern Ghats. — *Mem. Geol. Surv. Ind.*, 1963, N 87, p. 1–123.

147. *Das Gupta S.C.* A note on structure and metamorphism of an area west of Bhilware, Rajasthan. — *Quart. J. Geol., Mining and Met. Soc. Ind.*, 1969, vol. 41, N 3, p. 179–180.

148. *Dessai A.G., Deshpande G.G.* Komatiites from Sanguen area, Goa, India. — *Neues Jb. Miner. Abh.*, 1979, Bd. 135, N 2, S. 209–220.
149. *Devaraju T.C., Sadashivaiah M.S.* Some orthopyroxene-bearing rocks constituting an integral part of high-grade metapelites of Satpur-Halagury area, Mysore state. — *J. Geol. Soc. Ind.*, 1971, vol. 12, N 1, p. 1–3.
150. *Dewey J.F., Kidd W.S.F.* Geometry of plate accretion. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, p. 960–968.
151. *Dhana R.R.* P-T conditions of granulite-upper amphibolite facies metamorphism in the Precambrian granitic rocks of the Chipurupalle-Razam area of the Eastern Ghats. — *J. Geol. Soc. Ind.*, 1977, vol. 18, N 6, p. 281–287.
152. *Dimroth E.* Labrador geosyncline: Type example of early Proterozoic cratonic reactivation. — In: *Precambrian plate tectonics*. Amsterdam: Elsevier, 1981, p. 331–352.
153. *Divakara Rao V.* Origin of the Peninsular granites. — *Geophys. Res. Bull.*, 1974, vol. 12, N 2/3, p. 83–89.
154. *Divakara Rao V., Naqvi S.M., Satyanarayana K., Hussain S.M.* Geochemistry and origin of the Peninsular gneiss of Karnataka, India. — *J. Geol. Soc. Ind.*, 1974, vol. 15, N 3, p. 270–277.
155. *Divakara Rao V., Rama Rao P.* Granitic activity and crustal growth in the Indian shield. — *Pricamb. Res.*, 1982, vol. 16, N 4, p. 257–271.
156. *Divakara Rao V., Satyanarayana K., Naqvi S.M., Hussain S.M.* Geochemistry of Dharwar ultramafics and the Archaean mantle. — *Lithos*, 1975, vol. 8, N 2, p. 77–91.
157. *Drury S.A.* Geochemistry of Archaean metavolcanic rocks from the Kuderemukh area, Karnataka. — *J. Geol. Soc. Ind.*, 1981, vol. 22, N 9, p. 405–416.
158. *Engel A.E.J.* The Barberton mountain land: Clues to the differentiation of the Earth. — In: *Adventures in Earth history*. San Francisco (Cal.): Freeman, 1970, p. 431–445.
159. *Engel A.E.J., Engel C.G., Havens R.C.* Chemical characteristics of oceanic basalts and upper mantle. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1965, vol. 74, p. 719–734.
160. *Ermanovics I.F.* "Granites", "granite gneiss" and tectonic variation of the Superior province in south-eastern Manitoba. — *Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.*, 1971, N 9, p. 77–81.
161. *Fanale F.P.* A case for catastrophic early degassing of the Earth. — *Chem. Geol.*, 1971, vol. 8, N 2, p. 79–105.
162. *Floyd P.A., Wichester J.A.* Magma type nad tectonic setting discrimination using immobile elements. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 27, N 2, p. 211–218.
163. *Fyfe W.S.* Archaean tectonics. — *Nature*, 1974, vol. 249, p. 338.
164. *Ghosh K.A.* A note on the time relation between deformation and metamorphism of the Aravalli rocks around Betina, Udaipur, Rajasthan. — *Quart. J. Geol., Mining and Met. Soc. Ind.*, 1971, vol. 43, N 1, p. 51–53.
165. *Ghose N.C.* Preliminary report on a computer-based model for genesis of granitic magma by partial melting. — *Ind. J. Earth Sci.*, 1974, vol. 1, N 2, p. 157–167.
166. *Gill J.E.* The origin of continents. — *Trans. Roy. Soc. Canada*, 1961, vol. 55, p. 103–113.
167. *Glikson A.Y.* Geosynclinal evolution and geochemical affinities of early Precambrian systems. — *Tectonophysics*, 1970, vol. 9, N 5, p. 397–433.
168. *Glikson A.Y.* Primitive Archaean element distribution patterns, chemical evidence and geotectonic significance. — *Earth and Planete. Sci. Lett.*, 1971, vol. 12, p. 309–320.
169. *Glikson A.Y.* Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and islands nuclei of sodic granite. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, p. 3323–3344.
170. *Glikson A.Y.* Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenschist-tones: Significance of data from shields of the southern hemisphere. — In: *The early history of the Earth*. L.: Wiley, 1976, p. 257–277.
171. *Glikson A.Y.* Early Precambrian tonalite-trondhjemite sialic nuclei. — *Earth-Sci. Rev.*, 1979, vol. 15, p. 1–73.
172. *Goodwin A.M.* Evolution of Canadian shield. — *Geol. Assoc. Canada Spec. Publ.*, 1968, vol. 19, p. 1–14.
173. *Goodwin A.M.* The most ancient continental margins. — In: *Geology of Continental Margins*. B. etc., 1974, p. 767–780.
174. *Goodwin A.M.* Archaean basin-craton complexes and the growth of Precambrian shields. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1977, vol. 14, N 12, p. 2737–2759.
175. *Goodwin A.M.* Archaean plates and greenstone belts. — In: *Precambrian plate*

tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981, p. 105-136.

176. Goodwin A.M., Smith E.M. Chemical discontinuities in Archaean metavolcanic terrains and the development of Archaean crust. - Precamb. Res., 1980, vol. 10, N 3/4, p. 301-311.

177. Gower C.F., Crocket J.H., Paul D.K. Protoliths and petrogenesis of Archaean gneisses from the Kenora area, English River, subprovince, Northwest Ontario. - Precamb. Res., 1982, vol. 17, N 3/4, p. 245-274.

178. Gowda S.S., Sreenivasa T.N. Microfossils from the Archaean complex of Mysore. - J. Geol. Soc. Ind., 1969, vol. 10, N 2, p. 200-208.

179. Green D.H. Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: Application to oceanic volcanism. - Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1971, vol. 268, p. 707-725.

180. Green D.H., Ringwood A.E. The genesis of basaltic magmas. - Contrib. Miner. and Petrol., 1967, vol. 15, p. 103-190.

181. Groves D.J. Sulphide nickel-copper deposits of Western Australia: Geology, exploration and evaluation: Intern. seminar of the develop. potential of Precamb. miner. deposits. Moscow: Inst. of the Lithosphere, 1979. 60 p.

182. Hargraves R.B. Precambrian tectonic style: A liberal uniformitarian interpretation. - In: Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981, p. 21-56.

183. Hawkesworth C.J., O'Nions R.K. The petrogenesis of some Archaean volcanic rocks from Southern Africa. - J. Petrol., 1977, vol. 18, N 3, p. 487-520.

184. Heron A.M. The geology of Central Rajputana. - Mem. Geol. Surv. Ind., 1953, vol. 79, p. 1-389.

185. Holland J.G., Lambert R.S.J. The chemistry and origin of the Lewisian gneisses of Scottish mainland, the Scourie and Inver assemblages and sub-crustal accretion. - Precamb. Res., 1975, vol. 2, p. 161-188.

186. Hurley P.M., Rand J.R. Pre-drift continental nuclei. - Science, 1969, vol. 164, p. 1229-1242.

187. Jahn B.M., Sun S.S. Trace element distribution and isotopic composition of Archaean greenstones. - Phys. and Chem. Earth, 1979, N 11, p. 597-618.

188. Jahn B.M., Sun S.S., Nesbitt R.W. REE distribution and petrogenesis of the Spanish Peaks igneous complexes, Colorado. - Contrib. Miner. and Petrol., 1979, vol. 70, N 3, p. 281-298.

189. Janardhan A.S., Ramachandra H.M. Charnockites from Hullahalli, Mysore district, Karnataka State. - J. Geol. Soc. Ind., 1977, vol. 18, N 7, p. 331-337.

190. Katz M.B. The Precambrian metamorphic rocks of Ceylon. - Geol. Rdsch., 1971, Bd. 60, N 4, S. 1523-1549.

191. Katz M.B. Tectonic evolution of the Archaean granulite facies belt of Sri Lanka - South India. J. Geol. Ind., 1978, vol. 19, N 5, p. 185-205.

192. Kazansky V.I., Moralev V.M. Archaean geology and metallogeny of the Aldan shield, USSR. - In: Archaean geology. Perth, 1981, p. 111-120 (Spec. Publ. Geol. Soc. Austral.; N 7).

192. Krishnan M.S. Geology of India and Burma. Madras: Higginbothams, 1968. 536 p.

194. Kröner A. Precambrian crustal evolution in the light of plate tectonics and the undation theory. - Geol. en mijnbouw, 1979, vol. 58, p. 231-240.

195. Kröner A. Precambrian plate tectonics. - In: Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981, p. 57-90.

196. Kuttu Narayanan T.R., Ananta Iyer G.V. Chemical petrology of calc-silicate rocks and associated metamorphics around Sakarsanahalli, Kolar. - Ind. J. Earth Sci., 1977, vol. 4, N 2, p. 141-159.

197. Lakshmanan S. Some aspects of the pre-Vidhyan formation of the Son Valley, M.P. - Proc. Ind. Acad. Sci. B., 1968, vol. 67, N 6, p. 290-298.

198. Lambert R.S.J. Earth tectonics and thermal history: Review and a hot-spot model for the Archaean. - In: Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981, p. 453-467.

199. La Roche H. Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: Un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. - C. r. Acad. sci., 1968, S.D., t. 267, p. 39-42.

200. Manna S.S., Sen S.K. Origin of garnet in the basic granulites around Saltoara, West Bengal, India. - Contrib. Miner. and Petrol., 1974, vol. 44, N 3, p. 195-218.

201. Marston R.J., Groves D.I. The metallogeny of Archaean base-metal deposits in Western Australia. - In: Archaean geology. Perth, 1981, p. 409-420. (Spec. Publ. Geol. Soc. Austral.; N 7)

202. McDonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas. - J. Petrol., 1964, vol. 5, N 1, p. 82-133.

203. McKenzie D.P., Weiss N. Speculations on the thermal and tectonic history

of the Earth. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1975, vol. 42, p. 131–174.

204. *Mitra A.* Structural analysis of the metasediments and associated metavolcanics around Sheaputa, district Ajmer, Rajasthan. — Quart. J. Geol., Mining and Met. Soc. Ind., 1970, vol. 42, N 4, p. 197–205.

205. *Miyashiro A.* Petrology and plate tectonics. — Rev. Geophys. and Space Phys., 1975, vol. 13, N 3, P. 94–98.

206. *Moorbath S.* Ages, isotopes and evolution of Precambrian continental crust. — Chem. Geol., 1979, vol. 20, p. 151–187.

207. *Moorbath S., Taylor P.N.* Isotopic evidence for continental growth in the Precambrian. — In: Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981, p. 491–525.

208. *Moralev V.M.* Tectonics and petrogenesis of early Precambrian complex of the Aldan shield, Siberia. — In: Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981, p. 237–260.

209. *Munasinghe T., Dissunayake C.B.* Are charnockites metamorphosed Archaean volcanic rocks? A case study from Sri Lanka. — Precamb. Res., 1980, vol. 12, N 1/4, p. 459–470.

210. *Munasinghe T., Dissunayake C.B.* Pink granites in the highland series of Sri Lanka — a case study. — J. Geol. Soc. Ind., 1980, vol. 21, N 9, p. 446–452.

211. *Murali A.V., Pawaskar P.B., Reddy G.R.* et al. Petrogenetic significance of rare earth element patterns of selected samples of Ingaldhal metavolcanics, Karnataka state, India: Consortium studies N 1. — J. Geol. Soc. Ind., 1979, vol. 20, N 7, p. 334–338.

212. *Naha K., Majumdar A.* Reinterpretation of the Aravalli basal conglomerate of Morchana, Udaipur district, Rajasthan, western India. — Geol. Mag., 1971, vol. 108, N 2, p. 111–114.

213. *Nagpaul K.K., Mehta P.P., Gupta M.L.* Fission track ages of co-genetic minerals of the Nellore mica belt of India. — Ind. J. Pure and Appl. Phys., 1974, vol. 12, N 1, p. 140–148.

214. *Naqvi S.M.* Review of the present status of the geochemical work of the Precambrian mafic rocks of India. — J. Geol. Soc. Ind., 1974, vol. 15, N 4, p. 380–389.

215. *Naqvi S.M.* Archaean sedimentation of Dharwar in the central part of the Chitradurga schist belt, Karnataka, India. — Geophys. Res. Bull., 1977, vol. 15, N 1, p. 17–30.

216. *Naqvi S.M., Divakara Rao V.,*

Hussain S.M., Narayana B.L. The petrochemistry and geologic implications of conglomerates from Archaean geosynclinal piles of southern India. — Canad. J. Earth Sci., 1978, vol. 15, N 7, p. 1085–1100.

217. *Naqvi S.M., Divakara Rao V., Satyanarayana K., Hussain S.M.* Geochemistry of post-Dharwar basic dikes and the Precambrian crustal evolution of Peninsular India. — Geol. Mag., 1974, vol. 111, N 3, p. 229–236.

218. *Naqvi S.M., Hussain S.M.* Petrochemistry of early Precambrian metasediments from the central part of the Chitaldurg schist belt, Mysore, India. — Chem. Geol., 1972, vol. 10, p. 109–135.

219. *Naqvi S.M., Hussain S.M.* Geochemistry of Dharwar metavolcanics and composition of the primeval crust of Peninsular India. — Geochim. et cosmochim. acta, 1973, vol. 37, N 2, p. 159–164.

220. *Naqvi S.M., Rao D., Narain H.* The primitive crust evidence from the Indian shield. — Precamb. Res., 1978, vol. 6, N 4, p. 323–345.

221. *Narayana B.L.* The mode of occurrence, petrography, metamorphism and origin of amphibolites of Devgad Baria, Panchmahals district, Gujarat state. — J. Geol. Soc. Ind., 1974, vol. 15, N 3, p. 246–255.

222. *Narayanaswami S., Purna Lakshmi.* Charnockitic rocks of Tinneveli district, Madras. — J. Geol. Soc. Ind., 1967, vol. 8, p. 38–50.

223. *Nath J.S., Ramakrishna M.R., Viswanatha M.N.* Dharwar stratigraphic model and Karnataka craton evolution. — Rec. Geol. Surv. Ind., 1976, vol. 107, p. 149–175.

224. *O'Driscoll E.S.T.* Deformational concepts in relation to some ultramafic rocks in Western Australia. — Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1971, N 3, p. 351–366.

225. *Park R.G.* Archaean tectonics. — Geol. Rdsch., 1982, Bd. 71, N 1, S. 22–37.

226. *Pascoe E.H.* A manual of the geology of India and Burma. 3rd ed. New Delhi, 1965. Vol. 1. 486 p.

227. *Pearce J.A.* Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus. — Tectonophysics, 1975, vol. 25, N 1, p. 41–67.

228. *Pearce J.A.* Statistical analysis of major element patterns in basalts. — J. Petrol., 1976, vol. 17, N 1, p. 15–43.

229. *Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. — Earth

and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 19, N 3, p. 290-300.

230. *Pearce J.A., Gorman B.E., Birkett T.C.* The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram - a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 24, N 4, p. 419-426.

231. *Perraju P., Kovach A., Svingor E.* Rubidium-strontium ages of some rocks from parts of the Eastern Ghats on Orissa and Andhra Pradesh, India. - J. Geol. Soc. Ind., 1979, vol. 20, N 6, p. 290-296.

232. *Pichamuthu C.S.* Precambrian geochronology of Peninsular India. - J. Geol. Soc. Ind., 1971, vol. 12, N 3, p. 262-273.

233. *Pichamuthu C.S.* On the banded iron formations of Precambrian age in India. - J. Geol. Soc. Ind., 1974, vol. 15, N 1, p. 1-30.

234. *Pichamuthu C.S.* The Dharwar craton - introductory address in symposium on geochemistry of the Precambrian rocks of India, Bangalore, 1974. - J. Geol. Soc. Ind., 1974, vol. 15, N 4, p. 339-346.

235. *Prasad A.K., Mahto R.A.* Petrochemistry of the Precambrian metabasites from Sundargarh district, Orissa, India. - Bull. Geol. Assoc. India, 1979, vol. 12, N 1, p. 91-110.

236. *Radhakrishna B.P.* Peninsular gneisses complex of the Dharwar craton - a suggested model for its evolution. - J. Geol. Soc. Ind., 1974, vol. 15, N 4, p. 439-454.

237. *Rajagopalan P.T., Jayaram S., Venkatasubramanian V.S.* Rb-Sr isochron ages of gneisses in the western region of the Dharwar craton. - J. Geol. Soc. Ind., 1980, vol. 21, N 1, p. 54-56.

238. *Ramakrishnan M., Viswanatha M.N., Swami N.J.* Basement - cover relationships of peninsular gneisses with high-grade schists and greenstone belts of Southern Karnataka. - J. Geol. Soc. Ind., 1976, vol. 17, N 1, p. 97-111.

239. *Rama Rao P., Narasinga Rao A.* Petrology and geochemistry of hornblende rocks from Kanagiri-Godulapalle area, Andhra Pradesh. - J. Geol. Soc. Ind., 1976, vol. 17, N 2, p. 165-180.

240. *Ramaswamy A., Murty M.S.* The charnockite series of Amaravathi, Gunter district, Andhra Pradesh, South India. - Geol. Mag., 1973, vol. 110, N 2, p. 171-184.

241. *Ramaswamy A., Murty M.S.*

Minerals from the charnockite series of Amaravathi, Andhra Pradesh, South India. - Miner. Mag., 1974, vol. 39, p. 807-810.

242. *Ramburg M.* Gravity, deformation and the Earth's crust. N.Y.: Acad. press, 1967. 214 p.

243. *Reddy B.R.G.* Trace element studies of amphibolites from the Precambrian Tanikalla metamorphic complex, east of Khammam, Andhra Pradesh. - Proc. Ind. Acad. Sci. B, 1972, vol. 76, N 4, p. 153-164.

244. *Reddy G.L., Murty M.S.* Amphibolites from Kuderu and Atmakuru areas, Anantapur district, Andhra Pradesh, South India. - Canad. Miner., 1975, vol. 13, p. 205-207.

245. *Rogers J.J.W.* Problems concerning the evolution of the Precambrian shield of Peninsular India. - J. Geophys. Res., 1974, vol. 12, N 2/3, p. 103-118.

246. *Sahu K.N.* Origin of charnockitic rocks around Tapang in Eastern Ghats of India. - Bull. Geol., Mining and Met. Soc. Ind., 1974, vol. 47, p. 18.

247. *Sarkar S.N.* Precambrian stratigraphy and geochronology of Peninsular India. - Ind. J. Earth Sci., 1980, vol. 7, N 1, p. 12-26.

248. *Sarkar S.N., Gerling E.K., Polkanov A.A., Chuhrov F.V.* Precambrian geochronology of Nagpur - Bhandra - Drug, India. - Geol. Mag., 1967, vol. 104, N 6, p. 525-532.

249. *Sarkar S.N., Naha A.K., Müller J.A.* Geochronology of the Precambrian rocks of Singhbhum and adjacent regions, Eastern India. - Geol. Mag., 1969, vol. 106, N 1, p. 15-45.

250. *Sarkar S.N., Saha A.K., Boelrijk N.A., Hebeda E.H.* New data on the geochronology of the older metamorphic group and the Singhbhum granite of Singhbhum - Keonjhar - Mayurbhanj region, Eastern India. - Ind. J. Earth Sci., 1979, vol. 6, N 1, p. 32-51.

251. *Sastry A.V.R., Murty R.S.N.* Calc-silicate rocks and charnockites from Kasimkota area, Visakhapatnam district, A.P. - Proc. Ind. Acad. Sci. B, 1969, vol. 69, N 4, p. 213-222.

252. *Satyannarayana K., Naqvi S.M., Divakara Rao V., Hussain S.M.* Geochemistry of Archaean amphibolites from Karnataka state, Peninsular India. - Chem. Geol., 1974, vol. 14, N 4, p. 305-315.

253. *Schwerdtner W.M., Stone D., Ordetz K.* et al. Granitoid complexes and the Archaean tectonic record in the southern part of northwestern Ontario. -

Canad. J. Earth Sci., 1979, vol. 16, p. 1965-1977.

254. *Sen S.K.* A review of some geochemical characteristics of the type area (Pal-lavaram, India) charnockites. - J. Geol. Soc. Ind., 1974, vol. 15, N 4, p. 413-420.

255. *Sen R., Mukherjee A.D.* On the origin of some amphibolites and hornblende schists of the Delhi system from Ajmer district, Rajasthan, India. - Quart. J. Geol., Mining and Met. Soc. Ind., 1972, vol. 44, N 1, p. 33-39.

256. *Sen S.K., Sobhen R.* Hornblende-pyroxene granulites versus pyroxene granulites: A study from the type charnockite area. - Neues Jb. Miner. Abh., 1971, Bd. 115, N 3, S. 291-314.

257. *Shaw D.M.* Development of the early continental crust. 2. Precambrian, Protoarchean and Later eras. - In: The early history of the Earth. L.: Wiley, 1976, p. 33-53.

258. *Singh R.P.* A critique on the Precambrian stratigraphy of Rajasthan. - Quart. J. Geol., Mining and Met. Soc. Ind., 1970, vol. 42, N 1, p. 33-38.

259. *Sinha R.C., Mall A.P.* The chromite-bearing ultrabasics of Kondapalle and Gangineni (A.P.) and the petrogenetic relations between associated "Charnockite series" of rocks. - Proc. Ind. Acad. Sci., 1974, vol. 40, N 1, p. 46-56.

260. *Sleep N.H., Windley B.F.* Archaean plate tectonics: Constraints and inferences. - J. Geol., 1982, vol. 90, N 4, p. 363-379.

261. *Smis P.K., Peterman Z.E.* Archaean rocks in the southern part of the Canadian shield - a review. - In: Archaean geology. Perth, 1981, p. 85-98. (Spec. Publ. Geol. Soc. Austral.; N 7).

262. *Somayajulu P.V., Reddy M.N.* Petrochemistry of a hornblende porphyrite from Chityal, Andhra Pradesh. - J. Geol. Soc. Ind., 1971, vol. 12, N 1, p. 51-55.

263. *Sreenivas B.L., Srinivasan R.* Dharwar conglomerates of Mysore - a restudy. - J. Geol. Soc. Ind., 1968, vol. 9, N 1, p. 197-205.

264. *Sreenivas B.L., Srinivasan R.* Geochemistry of granite-greenstone terrain of South India. - J. Geol. Soc. Ind., 1974, vol. 15, N 4, p. 390-406.

265. *Srinivasan R., Sreenivas B.L.* Sedimentation and tectonics in Dharwar (Archaean), Mysore state, India. - Ind. Miner., 1968, vol. 9, N 1/2, p. 47-58.

266. *Srinivasan R., Sreenivas B.L.* Flood basalts from Dharwar of Mysore, India. -

Bull. Volcanol., 1971, vol. 35, p. 824-840.

267. *Srinivasan R., Sreenivas B.L.* Dharwar stratigraphy. - J. Geol. Soc. Ind., 1972, vol. 13, N 1, p. 75-85.

268. *Sriramadas A.* Geology of Eastern Ghats in Andhra Pradesh. - Proc. Ind. Acad. Sci. B, 1967, vol. 66, N 5, p. 200-205.

269. *Stephanson O., Johnson K.* Granite diapirism in the Rum Jungle area, northern Australia. - Precamb. Res., 1976, vol. 3, N 3, p. 159-185.

270. *Subbarao K.V.* The origin of the Kunavaram amphibolites, Khammam district, Andhra Pradesh, India. - Geol. Mag., 1971, vol. 108, N 2, p. 131-136.

271. *Subramaniam A.P.* Charnockites and granulites of Southern India: A review. - Medd. Dan. geol. foren., 1967, bd. 17, N 4, s. 473-493.

272. *Subramanyam C.* On the relation of gravity anomalies to geotectonics of the Precambrian terrains of the South Indian shield. - J. Geol. Soc. Ind., 1978, vol. 19, N 6, p. 251-263.

273. *Sun S.S., Nesbitt R.W.* Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts. - Geology, 1978, vol. 6, p. 689-693.

274. *Sutton J.* The extension of the geological records into the Precambrian. - Nature, 1967, vol. 198, p. 731-735.

275. *Sutton J.* Some consequences of horizontal displacements in the Precambrian. - Tectonophysics, 1977, vol. 40, p. 161-181.

276. *Talbot C.J.* A plate tectonic model for the Archaean crust. - Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1973, vol. 273, p. 413-428.

277. *Tarney J., Windley B.F.* Chemistry, thermal gradient and evolution of the lower continental crust. - J. Geol. Soc., 1977, vol. 134, p. 153-172.

278. *Van Bemmelen R.W.* The undation theory. - Geol. en mijnbouw, 1977, vol. 56, p. 263-269.

279. *Venkataramana P.* Chemical remnants of the archaean protocrust in the Sargur schist belt of Karnataka Craton, India. - Precamb. Res., 1982, vol. 19, N 1, p. 51-74.

280. *Venkatasubramanian V.S.* Geochronology of the Dharwar craton: A review. - J. Geol. Soc. Ind., 1974, vol. 15, N 4, p. 463-468.

281. *Venkatasubramanian V.S., Narayanaswamy R.* The age of some gneissic pebb-

les in Kaldurga conglomerate, Karnataka, South India. - *J. Geol. Soc. Ind.*, 1974, vol. 15, N 3, p. 318-319.

282. *Viljoen M.J., Viljoen R.P.* The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock: Upper mantle project. - *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.*, 1969, N 2, p. 55-85.

283. *Viljoen M.J., Viljoen R.P.* Archaean volcanicity and continental evolution in the Barberton region, Transvaal. - In: *African magmatism and tectonics*. Darien: Hafner, 1970, p. 27-49.

284. *Viljoen M.J., Viljoen R.P.* ERTS-1 imagery: Satellite imagery as an aid to the definition of the geotectonic domains of the Southern Africa crystalline shield. - *Mining Mag.*, 1973, N 11, p. 411-416.

285. *Virkh S., Koul S.L.* Fission track ages of some biotites of Bihar Mica Belt. - *Ind. J. Pure and Appl. Phys.*, 1974, vol. 12, N 12, p. 850-852.

286. *Viswanatha M.N., Ramakrishnan M., Kutti T.R.N.* Possible spinifex texture in a serpentine from Karnataka. - *J. Geol. Soc. Ind.*, 1977, vol. 18, N 4, p. 194-197.

287. *Viswanathan S.* Contemporary trends in geochemical studies of early Precambrian greenstones-granite complexes. - *J. Geol. Soc. Ind.*, 1974, vol. 15, N 4, p. 347-379.

288. *Viswanathan S.* Rocks of unusual chemistry in the charnockitic terrains of India and their geological significance. - *Geol. Mag.*, 1975, vol. 112, N 1, p. 63-69.

289. *Viswanathan S., Sankaran A.V.* Discovery of a komatiite in the Precambrian of India and its significance in the nature of Archaean volcanism and of the early crust in the Indian shield. - *Curr. Sci. (Ind.)*, 1973, vol. 42, N 8, p. 266-269.

290. *Viswanathan T.V.* The granulitic rocks of the Indian Precambrian shield. - *Mem. Geol. Surv. Ind.*, 1969, vol. 100, p. 37-66.

291. *Viswanathiah M.N., Venkatachala-pathy V.* Microbiota from the Bababudan iron formation, Karnataka. - *J. Geol. Soc. Ind.*, 1980, vol. 21, N 1, p. 16-20.

292. *Vogelsang D.* Geophysical categorization of the Precambrian in South India. - *Geophys. Prospect.*, 1972, vol. 20, N 2, p. 317-328.

293. *Watson J.* Vertical movements in Proterozoic structural provinces. - *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1976, vol. 280, p. 640-679.

294. *Weaver B.L.* Rare-earth element

geochemistry of Madras granulites. - *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1980, vol. 7, N 3, p. 271-279.

295. *West G.F., Mareshal J.C.* A model for Archaean tectonism. 1. The thermal conditions. - *Canad. J. Earth Sci.*, 1979, vol. 16, p. 1942-1950.

296. *Williams I.R.* Eastern goldfields province. - In: *Geology of Western Australia*. Perth, 1975, p. 33-54. (*West. Austral. Geol. Surv. Mem.*; N 2).

297. *Wilson J.T.* The origin of continents and Precambrian history. - *Trans. Roy. Soc. Canada*, 1959, vol. 49, p. 157-184.

298. *Wilson J.T.* New insight into old shields. - *Tectonophysics*, 1972, vol. 13, N 1/4, p. 73-94.

299. *Wilson J.T.* The Rhodesian Archaean craton - an essay in cratonic evolution. - *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1973, vol. 273, N 1235, p. 389-411.

300. *Winchester J.A., Floyd P.A.* Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. - *Chem. Geol.*, 1977, vol. 20, N 4, p. 325-343.

301. *Windley B.F.* Evolution of the early Precambrian basement complex of southern West Greenland. - *Spec. Pap. Geol. Assoc. Canada*, 1969, N 5, p. 155-161.

302. *Windley B.F.* Crustal development in the Precambrian. - *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1973, vol. 273, p. 321-341.

303. *Windley B.F.* New tectonic models for the evolution of Archaean continents and oceans. - In: *The early history of the Earth*. L.: Wiley, 1976, p. 105-111.

304. *Windley B.F.* The evolving continents. L.: Wiley, 1977. 385 p.

305. *Windley B.F.* Precambrian rocks in the light of the plate-tectonic concept. - In: *Precambrian plate tectonics*. Amsterdam: Elsevier, 1981, p. 1-20.

306. *Windley B.F., Bridgwater D.* The evolution of Archaean low- and high-grade terrains. - *Geol. Soc. Austral., Spec. Publ.*, 1971, N 3, p. 33-46.

307. *Windley B.F., Smith J.V.* Archaean high-grade complexes and modern continental margins. - *Nature*, 1976, vol. 260, N 5553, p. 671-675.

308. *Yellur D.D., Nair R.S.* Assigning a magmatically defined tectonic environment to Chitradurga metabasalts, India, by chemical methods. - *Precamb. Res.*, 1978, vol. 7, N 3, p. 259-281.

ОГЛАВЛЕНИЕ

I. ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. Современные представления о тектонике раннего докембрия	5
Глава 2. Геохимия ультрабазит-базитов и тектоника раннего докембрия	18
II. УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТЫ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ АЛДАНСКОГО ШИТА КАК ИНДИКАТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ	21
Глава 3. Общая характеристика раннедокембрийских комплексов Алданского щита	21
Гнейсово-гранулитовый фундамент	23
Троговый комплекс	42
Глава 4. Ультрабазит-базиты раннего докембрия Алданского щита	60
Ультрабазит-базиты гнейсово-гранулитового фундамента	60
Ультрабазит-базиты трогового комплекса	73
Глава 5. Тектонические условия формирования раннедокембрийских комплексов Алданского щита	77
Тектонические условия формирования гнейсово-гранулитового фундамента	77
Тектонические условия формирования трогового комплекса	85
III. УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТЫ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ИНДОСТАНСКОГО ШИТА КАК ИНДИКАТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ	90
Глава 6. Общая характеристика раннедокембрийских комплексов Индостанского щита	90
Додарварский (гнейсово-гранулитовый) комплекс	93
Дарварский (троговый) комплекс	106
Араваллийско-делийский комплекс	115
Глава 7. Ультрабазит-базиты раннедокембрийских комплексов Индостанского щита	120
Ультрабазит-базиты додарварского комплекса	121
Ультрабазит-базиты дарварского комплекса	130
Глава 8. Тектонические условия формирования раннедокембрийских комплексов Индостанского щита	134
Тектонические условия формирования додарварского комплекса	134
Тектонические условия формирования дарварского комплекса	136
IV. ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ	140
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	150
ЛИТЕРАТУРА	152

CONTENTS

I. INTRODUCTION	3
Chapter 1. Modern views on the Early Precambrian tectonics	5
Chapter 2. Ultramafic-mafic rocks geochemistry and Early Precambrian tectonics	18
II. ULTRAMAFIC-MAFIC ROCKS OF THE ALDAN SHIELD EARLY PRECAMBRIAN COMPLEXES AS INDICATORS OF TECTONIC ENVIRONMENTS	21
Chapter 3. General characteristics of the Aldan Shield Early Precambrian complexes	21
Gneiss-granulite basement	23
Trough complex	42
Chapter 4. Early Precambrian ultramafic-mafic rocks of the Aldan Shield	60
Ultramafic-mafic rocks of the gneiss-granulite basement	60
Ultramafic-mafic rocks of the trough complex	73
Chapter 5. Tectonic environments of the Aldan Shield Early Precambrian complex origination	77
Tectonic environments of the gneiss-granulite basement origination	77
<i>Tectonic environments of the trough complex origination</i>	85
III. ULTRAMAFIC-MAFIC ROCKS OF THE INDIAN SHIELD EARLY PRECAMBRIAN COMPLEXES AS INDICATORS OF TECTONIC ENVIRONMENTS	90
Chapter 6. General characteristics of the Indian Shield Early Precambrian complexes	90
Predharwar (gneiss-granulite) complex	93
Dharwar (trough) complex	106
Aravalli-Delhi complex	115
Chapter 7. Early Precambrian ultramafic-mafic rocks of the Indian Shield	120
Ultramafic-mafic rocks of the Predharwar complex	121
Ultramafic-mafic rocks of the Dharwar complex	130
Chapter 8. Tectonic environments of the Indian Shield Early Precambrian complex origination	134
Tectonic environments of the Predharwar complex	134
Tectonic environments of the Dharwar complex	136
IV. CONTINENTAL LITHOSPHERE EVOLUTION IN THE EARLY PRECAMBRIAN	140
CONCLUSION	150
REFERENCES	152

Валерий Михайлович Моралев

**РАННИЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ**

*Утверждено к печати
Институтом литосферы АН СССР*

Редактор *Н.А. Рагозина*
Художник *Е.Н. Волков*
Художественный редактор *Л.В. Кабатова*
Технический редактор *Н.М. Бурова*
Корректор *Г.В. Дубовицкая*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31378

Подписано к печати 24.02.86. Т — 03533
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 10,5. Усл.кр.-отт. 10,7
Уч.-изд.л. 12,9. Тираж 650 экз.
Тип.зак. 104. Цена 1р. 90к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати:

Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). — 20 л.

В книге на основании детального анализа сведений по глубокому бурению погребенного фундамента и геофизики дано монографическое описание состава, физических свойств и структурных соотношений раннедокембрийских комплексов Восточно-Европейской платформы. Доказано, что строение фундамента Русской плиты в большей ее части определяется сочетанием двух главных типов структур раннего протерозоя — гнейсовых валов, куполов и разделяющих их линейных зон. Подчеркнута роль вещественной неоднородности архейской коры для раннепротерозойского структурообразования. Проведено сравнение строения фундамента со шитами.

Для геологов, геофизиков.

Закономерности формирования структуры континентов в неогее. — 20 л.

На основе новейших геологических материалов проанализированы процессы формирования структуры континентов в неогее. Охарактеризованы строение и развитие всех складчатых поясов Евразии, а также основные типы платформенных структур. Рассмотрены закономерности развития структуры континентов: формирование земной коры, эндогенные режимы, главные типы структур, роль глубинных разломов, заложение и развитие подвижных поясов в раннем докембрии, проблемы связи тектоники и металлогенеза.

Для широкого круга геологов.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ
ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ
МАГАЗИНОВ "КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА"

- | | | | |
|--------|--|--------|---|
| 480091 | Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 | 630090 | Новосибирск, Академгородок,
Морской проспект, 22 |
| 370005 | Баку, ул. Джапаридзе, 13 | 620151 | Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 |
| 734001 | Душанбе, проспект Ленина, 95 | 700029 | Ташкент, ул. Ленина, 73 |
| 252030 | Киев, ул. Ленина, 42 | 450059 | Уфа, ул. Р. Зорге, 10 |
| 443002 | Куйбышев, проспект Ленина, 2 | 720001 | Фрунзе, бульвар Дзержинского,
42 |
| 197110 | Ленинград, П-110, Петрозаводская
ул., 7 | 310003 | Харьков, ул. Чернышевского, 37 |
| 117192 | Москва, Мичуринский проспект, 12 | | |

1 р. 90 к.

4601