

Е. Н. Алтухов

**ДОКЕМБРИЙСКАЯ  
ТЕКТОНИКА  
И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ  
ЗОНАЛЬНОСТЬ  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ**

Е. Н. Алтухов

**ДОКЕМБРИЙСКАЯ  
ТЕКТОНИКА  
И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ  
ЗОНАЛЬНОСТЬ  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ  
АЗИИ**

3087



МОСКВА  
„НЕДРА“  
1980



УДК 551.72:(551.24+553.0) (235.2)

**Алтухов Е. Н.** Докембрийская тектоника и металлогеническая зональность Центральной Азии. М., Недра, 1980. 224 с.

В монографии с единых позиций рассмотрена тектоника складчатых сооружений Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Восточной Тувы, Хамар-Дабана, Прибайкалья, Байкальской горной области, Забайкалья, Становика, Северной и Центральной Монголии, объединяемых в Саяно-Байкальскую геосинклинальную складчатую систему. На основании историко-геологического и формационного методов анализа докембрийские структуры впервые расчленены по типам развития и возрасту складчатости. Выделены и охарактеризованы разнообразные орогенные структуры байкалид, а также образования их платформенного чехла. Сформулированы закономерности фанерозойского структурообразования. В свете новых данных рассмотрена тектоническая природа латеральной и вертикальной магматической и металлогенической зональности складчатых областей Центральной Азии. Основные проблемы тектоники, магматизма и металлогении обсуждаются с учетом современных моделей теоретической тектоники.

Книга представляет интерес для геологов широкого профиля, тектонистов, металлогенистов.

Табл. 1, ил. 51, список лит.— 200 назв.

ЕВГЕНИЙ НИКОЛАЕВИЧ АЛТУХОВ

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ТЕКТОНИКА И  
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Редактор издательства В. И. Макеев

Переплет художника И. М. Пучкова

Художественный редактор Е. Л. Юрковская

Технические редакторы Е. С. Сычева, Л. Н. Шиманова

Корректор И. Н. Таранева

ИБ № 2938

Сдано в набор 17.07.79. Подписано в печать 06.12.79. Т-22103. Формат 70×100<sup>1/16</sup>.  
Бумага № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 15,4 с 6 вкл.  
Усл. п. л. 20,02. Уч.-изд. л. 21,95. Тираж 790 экз. Заказ 667/7239—1. Цена 3 р. 40 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19  
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

А 20801—018  
043(01)—80 475—79. 1904030000

© Издательство «Недра», 1980

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Семидесятые годы нашего столетия по праву считаются эпохой научно-технической революции в геологии. Действительно, за относительно короткий промежуток времени разработаны тектонические концепции о происхождении земной коры и закономерностях ее эволюции в ходе геологической истории, этапном и стадийном развитии геосинклинальных систем, сущности геосинклинального процесса, природе догеосинклинального фундамента и его роли в геосинклинальном процессе, связи магматизма и металлогенической зональности с тектоникой, соотношении геосинклинальных и платформенных областей и др. Толчком к развитию тектоники континентов явилось изучение океанических пространств и сопоставление данных о строении земной коры современных океанов и палеоструктур континентов. Тем самым определен естественный переход от тектонического анализа регионов к глобальным обобщениям. Не случайно поэтому в современной мировой геологической литературе значительную часть составляют работы по проблемам глобальной тектоники, получившей название «новой глобальной тектоники», или «тектоники плит».

Для разработки новейших тектонических концепций существенно необходимо изучение геологии докембрия, поскольку зарождение главных структур земной коры произошло именно в докембрии. С докембрийскими образованиями связано 70—80% мировых запасов важнейших полезных ископаемых (железо, никель, медь, редкие элементы и др.), причем среди крупнейших и уникальных по запасам месторождений большинство является тоже докембрийскими. Следовательно, решительное наращивание рудного потенциала страны рациональнее производить в областях распространения докембрийских структур.

Докембрийские структуры широко развиты в Центральной Азии, в пределах Алтае-Саянской, Байкальской, Монголо-Охотской, Северо- и Центрально-Монгольской складчатых областей. Тектоника этих областей (в их советской части) изучалась автором с 1960 г., что, наряду с использованием данных других исследователей, позволило выделить крупнейшую в Центрально-Азиатском поясе эпикратонную геосинклинально-складчатую систему, именуемую далее Саяно-Байкальской.

Известно, что проблема докембрия сама по себе охватывает чрезвычайно широкий круг вопросов. Из-за особенностей этого этапа развития Земли докембрийские образования представлены специфическими (метаморфизованными) породами, обычно интенсивно дислоцированными и неоднократно переработанными тектоно-магматическими процессами. Кроме того, они часто перекрыты образованиями фанерозоя. Все это затрудняет расшифровку строения докембрийских образований и нередко приводит к противоречивым выводам о последовательности геологических событий. В Центральной Азии эти трудности усугубляются тем, что изучение вышеперечисленных областей длительное время проводилось, в силу исторически сложившихся причин, узко специализированно — докембрия как такового, как бы обособленного от общего геолого-тектонического ансамбля. Это изучение осуществлялось, к тому же, порегионно отдельными группами исследователей, не посещавших обширных пространств смежных складчатых областей. В результате

геологические и тектонические карты этих областей оказались трудно параллелизуемыми друг с другом, а сравнительного тектонического анализа, по существу, не проводилось.

Необходимость сводки накопившихся материалов диктуется особенностью современного этапа изучения геологии Центральной Азии, выражающейся в лавинообразном потоке разноречивой информации, создающей непреодолимые препятствия на пути многих исследователей. Выход из подобных ситуаций всегда находился в создании обобщающих работ, в которых отражались главнейшие геологические закономерности. Таковы классические работы М. Бертрана, Э. Зюсса, Л. Кобера, Э. Аргана, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова и многих других ученых. Естественно, любое обобщение по тектонике должно осуществляться при достаточно широком наборе тектонических структур. В противном случае, как отметил А. Л. Яншин в одной из своих работ, естествоиспытатели часто становятся естествозаконодателями, ибо выводят закономерности не из тщательного сопоставления и анализа многочисленных фактов, а устанавливают их чисто дедуктивным путем, исходя из тех или иных теоретических соображений, и затем подбирают отдельные факты для их иллюстрации. Ниже будет показано, что регионы Центральной Азии характеризуются достаточно широким набором типов тектонических структур, анализ строения и история развития которых позволяют предложить вариант их обобщающей характеристики.

В предлагаемой работе с единых позиций рассмотрена тектоника складчатых областей Центральной Азии, причем наиболее подробно докембрийская; проведена типизация структур магматических образований и эндогенных месторождений, выявлены закономерности их развития и условия формирования; определены значение и роль тектономагматических процессов докембрия в формировании общей геологической структуры, магматической и металлогенической зональности Центральной Азии. Решение этих вопросов сопровождалось уточнением возраста осадочно-вулканогенных комплексов, сопоставлением разрезов отложений и их формационным анализом. Причем в своих стратиграфических построениях — основы построений тектонических и многих других — автор руководствовался неоспоримым тезисом о том, что стратиграфическое расчленение докембрия должно быть органически увязано с его историко-геологическим расчленением и имел в виду высказывание Н. П. Хераскова [173, с. 250] «... без правильного понимания структуры часто появляются мертворожденные стратиграфические схемы».

Рассмотрение и анализ архейских структур и их тектонической истории не входило в задачу данного исследования. Однако прокомментировать результаты архейских тектономагматических процессов представилось необходимым, так как последующая тектоническая история была во многом predeterminedена структурами, созданными в архейский этап развития коры.

Основной формой синтеза данных о структуре и развитии Саяно-Байкальской системы явилось составление схем ее тектонического районирования.

Актуальность проведенных исследований в прикладном аспекте определяется открытием в Центральной Азии ряда эндогенных месторождений и общими высокими ее перспективами в отношении возможности обнаружения новых рудных объектов. Для научно обоснованного направления прогнозно-металлогенических исследований необходимо со-

здание тектонической основы, наиболее удовлетворяющей современным данным. На это и были нацелены проводившиеся нами исследования. Особая их значимость определяется также тем, что значительная площадь докембрийских структур Центральной Азии относится к зоне влияния Байкало-Амурской магистрали. Таким образом, в представленной работе предложено решение ряда проблем, имеющих научное и прикладное значение.

Проведенным исследованиям способствовали многочисленные консультации, которые автор имел возможность получить у своих товарищей и коллег, а также дискуссии по различным вопросам геологии Азии. Мне приятно выразить благодарность А. Д. Смирнову, совместно с которым проводились многолетние исследования, а также Б. Н. Красильникову — одному из самых доброжелательных товарищей, всегда находившему время обсудить многочисленные вопросы тектоники Азии. Я благодарен И. К. Королюк и Н. С. Зайцеву за консультации, имевшие для меня важное значение при исследованиях, О. М. Глазуну, А. И. Сезько, А. А. Бухарову, В. М. Кандеру, Ю. Н. Волынец и многим другим сибирским геологам за предоставление материалов своих исследований.

## Глава 1.

# ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

По тектонике Центрально-Азиатского складчатого пояса накоплен большой материал, позволяющий проводить разнообразные обобщения. Сводку этих материалов недавно сделал Л. П. Зоненшайн [62], уделивший основное внимание рассмотрению палеозойской истории пояса, тогда как докембрийская история по-прежнему осталась недостаточно охарактеризованной. Кроме того, в последние годы получены новые данные, требующие пересмотра некоторых представлений по ряду вопросов фанерозойской тектоники.

### ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

В последние годы в нашей стране активно развивается методика тектонического районирования на основе мобилизма и нового подхода к проблеме становления континентальной земной коры. Суть этой методики неоднократно освещалась в печати [115, 123, 126]. Отметим лишь, что такое районирование раскрывает содержание направленного процесса формирования континентальной коры в ходе трех основных стадий развития — океанической, переходной и континентальной, характеризующихся вполне конкретными показателями в виде соответствующих структурно-вещественных комплексов и формаций магматических пород. Однако латеральная и вертикальная магматическая и металлогеническая зональность складчатых областей Центральной Азии, как и других регионов, с позиций этих принципов тектонического районирования не находит пока удовлетворительного объяснения. Не объясняют эту зональность и палеотектонические реконструкции на основе тектоники плит в ее «классическом» варианте, о чем подробнее говорится в пятой и шестой главах настоящей работы. Поэтому металлогенисты в своих исследованиях считают пока более приемлемыми тектонические карты, построенные по принципу выделения зон разновозрастной складчатости.

Известно, что в тектонической истории геосинклинальных областей главная складчатость фиксируется рядом ярких геологических событий. К их числу относятся: сравнительно кратковременный этап последних интенсивных движений геосинклинального типа, общая складчатость, активные магматические проявления, преобразование нисходящих движений в преобладающие восходящие, структурные и формационные преобразования, указывающие в совокупности на завершение геосинклинального развития.

Среди перечисленных событий решающее значение имеют структурные и формационные преобразования или иначе — смена собственно

геосинклинального этапа орогенным. Однако в развитии докембрийских геосинклиналей Центральной Азии эти преобразования выражены своеобразно. Завершение геосинклинального развития здесь лишь в некоторых зонах фиксируется заложением наложенных орогенных структур, но зато относительно широко распространены раннеорогенные образования, локализованные в остаточных прогибах и впадинах, сформировавшихся в эпохи интенсивной тектонической дифференциации (на фоне преобладающего роста поднятий), складчатости и синтетектонического магматизма. Следовательно, остаточные прогибы и впадины, несмотря на их унаследованную природу, совместно с наложенными прогибами и впадинами, краевым и внутренним вулканическими поясами и краевыми прогибами составляют парагенетический ряд структур орогенного этапа развития. Аналогичные парагенезы структур орогенного этапа свойственны и другим геосинклинально-складчатым областям, например мезозоидам [162].

В связи с изложенным возраст складчатости, или время консолидации докембрийских структур Саяно-Байкальской системы, представлялось рациональным определять по совокупности перечисленных геологических событий, в том числе по времени начала обособления остаточных прогибов и впадин. Разновозрастность базальных слоев в образованиях наложенных орогенных структур в условиях докембрия может быть объяснена неоднозначно — одновременным завершением собственно геосинклинального этапа развития либо неодинаковым перерывом во времени между окончанием накопления геосинклинальных комплексов и началом накопления орогенных эпигеосинклинальных. Наличие остаточных прогибов и впадин позволяет точнее определить возраст складчатости.

Широкое применение принципа районирования по возрасту складчатости было обусловлено ограниченными данными о строении нижних этажей геосинклиналей, в связи с чем Н. С. Шатский [178, с. 466] писал: «Наши знания о конце геосинклинального развития складчатых зон и о времени превращения их в платформы несоизмеримо полнее представлений о возникновении геосинклинальных прогибов, о начале геосинклинального развития данной территории». Именно поэтому принцип районирования по возрасту главной складчатости был положен в основу составления многих тектонических карт, в том числе тектонической карты Евразии [160]. Этот принцип районирования раскрывает наиболее общие закономерности строения и развития складчатых областей, но узловые моменты в развитии земной коры происходят, очевидно, раньше — во время зарождения крупных структур, обусловленного возникновением глубинных процессов, причем характер субстрата, на котором происходит это зарождение, накладывает отпечаток на все последующее развитие структур. Как отметили Ю. А. Кузнецов и Ю. А. Косыгин [92, с. 3], «...тектоническое районирование по времени завершения складчатости должно рисовать более расплывчатую и менее генетически обусловленную картину структурной эволюции земной коры, чем районирование по времени зарождения структур». Кроме того, уже давно доказана асинхронность замыкания геосинклинальных зон в пределах систем, и, таким образом, основное положение принципа тектонического районирования по возрасту главной складчатости — ее изохронность, требует существенных оговорок. Однако тектоническое районирование по времени заложения геосинклиналей, предпочтительность которого отмечают Ю. А. Кузнецов и Ю. А. Косыгин [92], часто дискуссионно, поскольку начало геосинклинального процесса фиксируется не



всегда четко, особенно в полициклически развивавшихся геосинклинальных системах. Учитывая необходимость конкретизации объема геосинклинального комплекса при районировании по возрасту складчатости, в последние годы в пределах разновозрастных складчатых областей стали выделять выступы комплекса «основания».

Тектоническое районирование по возрасту главной складчатости недостаточно объясняет, в частности, металлогеническую зональность, поскольку разновозрастные зоны складчатости в различных частях Центрально-Азиатского пояса контролируют размещение разнотипных металлогенических зон [8]. Это свидетельствует о каких-то принципиальных различиях в глубинном строении этих зон, не связанных или мало связанных со временем заложения и замыкания соответствующих геосинклиналей, но обусловленных, по-видимому, особенностями строения догеосинклинального фундамента. Районирование по возрасту главной складчатости не может отразить этих особенностей. Поэтому при тектоническом районировании необходимо учитывать характер догеосинклинального субстрата.

При тектоническом районировании часто справедливо подчеркивается индивидуализация структур разного порядка, отображаемая различными способами. Однако при этом неизбежно стираются общие закономерности развития частных структур в составе геосинклинальных областей, маскируется взаимосвязь геологических событий в процессе эволюции земной коры. Поэтому при типизации структур необходимо ввести такие критерии, которые, подчеркивая индивидуальные их особенности, позволяли бы выявлять и общие закономерности развития этих структур, что необходимо знать при прогнозно-металлогенических исследованиях.

Исходя из вышеизложенного, нами сделана попытка тектонического районирования по типу и характеру развития структур (на основе формационного анализа) с учетом времени проявления главной складчатости, характера орогенеза и особенностей строения субстрата. При таком подходе в Центрально-Азиатском поясе выделяются геоблоки, характеризующиеся однотипным строением фундамента. Каждый из геоблоков отождествляется с геосинклинально-складчатой системой, развивавшейся на коре одного из трех типов: континентальной, океанической, переходной [2, 51]. Эти системы называются соответственно эпикратонными, талассократонными и переходными. В пределах систем выделяются зоны разновозрастной консолидации, в составе которых, в свою очередь, выделяются более мелкие тектонические структуры — различные типы геосинклинальных прогибов, геантиклинальных поднятий, срединных массивов, составляющих основу строения складчатых систем.

Принципиально другими являются структуры, усложняющие и перерабатывающие ранее созданные. Это различные орогенные структуры, регенерированные геосинклинали, внешние геосинклинальные прогибы, полигенные структуры. Все они обозначаются соответствующим знаком и типизируются с учетом времени заложения и замыкания, типа развития, формационного состава выполняющих их комплексов отложений.

Такой подход к тектоническому районированию позволяет воссоздавать историю тектонического развития структур, проследить особенности становления пранитно-метаморфического слоя в процессе развития геосинклиналей в зависимости от типа субстрата, а также процесс разрушения этого слоя, что, в свою очередь, позволяет провести

качественное сравнение строения коры в пределах различных типов структур в эпохи магма- и рудообразования. В результате создаются предпосылки для выявления структурно-магматической и металлогенической зональности и более конкретного, чем это было до сих пор, металлогенического районирования и прогнозирования.

## ОБ ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Уже на заре изучения геологии Центральной Азии резко обособились две группы исследователей, взгляды которых на тектонику этой территории были взаимоисключающими. Одна группа, представителями которой являлись И. Д. Черский, Э. Зюсс, а затем В. А. Обручев, развивала концепцию «древнего темени евразийских складок», наиболее полное содержание которой изложено австрийским геологом Э. Зюссом в работе «Лик Земли». Согласно этой концепции Иркутский амфитеатр (термин Э. Зюсса) представляет собой погруженный блок архейского фундамента, окаймленный горными цепями древних складок саянского и байкальского направлений, причем по мере приближения к жесткой консолидированной структуре амфитеатра отмечается все более интенсивная складчатость, что, по мнению Э. Зюсса, является выражением всеобщей геотектонической закономерности. Согласно представлениям В. А. Обручева формирование структур Саяно-Байкальской системы в основном закончилось в докембрии и отчасти в палеозое, а в мезозое они испытывали лишь блоковую перестройку.

Другая группа исследователей, ведущими представителями которой были Л. Делоне и М. М. Тетяев, развивала представление о последовательном обрастании складчатыми сооружениями «протоплатформы Лены и Алдана» (Ангарской платформы) во время всеобщих орогенических эпох, причем первым, наиболее древним складчатым «бордюром» считались тогда каледониды. Таким образом, роль ядра, обрастающего складчатыми сооружениями, в этой концепции отводилась Ангарской платформе, а не горным цепям, обрамлявшим амфитеатр с юга и востока. В длительной и страстной дискуссии между представителями этих крайних взглядов на тектонику Центральной Азии более жизненными оказались идеи Л. Делоне. Детали этой дискуссии подробно прокомментированы Л. И. Салопом [135] и К. А. Клитиным и др. [77]. Напомним лишь, что наиболее прочно крен геологической мысли в сторону идей Л. Делоне — М. М. Тетяева произошел в результате исследований геологии Сибири, проведенных А. А. Борисяком и Я. С. Эдельштейном [1923 г.], показавших широкое распространение не только палеозойских, но и докембрийских интенсивно дислоцированных отложений в обрамлении «древнего темени».

Концепция «древнего темени Азии» подверглась дальнейшей критике Н. С. Шатским [1932 г.], обосновавшим байкальскую тектоническую эру в истории Земли. Им были очерчены и масштабы проявления байкальской складчатости, отображенные почти в неизменном виде на тектонических картах последующих исследователей Центральной Азии. Об этих масштабах можно судить по следующему высказыванию Н. С. Шатского [177, с. 155]: «Породы архейских глыб выходят на поверхность в Анабарском массиве и в бассейне Алдана, а породы, образующие складчатые сооружения байкальской фазы, — в Прибайкалье, Западном Забайкалье, бассейнах Олёкмы, верхнего течения Алдана, Учуря, в восточной части Восточного Саяна и в Енисейском Кряже».

Лишь в начале семидесятых годов была обоснована принадлежность к байкалидам Сангиленского нагорья Тувы и Хамар-Дабана, а в конце семидесятых годов — Забайкалья (Центрального и Восточного), а также районов Северной и Центральной Монголии, за исключением зон фанерозойских геосинклинальных регенераций, в фундаменте которых байкальская складчатость носила незавершенный характер [2, 6].

Необходимо отметить, что широкое распространение байкальских структур в северной части Монголии впервые было показано в работе ленинградских геологов [11]. Ими подчеркивалось, что докембрийские структуры в последующем, хотя и подверглись переработке, сохранили главные особенности общего плана.

Различные исследователи по-разному оценивают роль байкальской складчатости в формировании структуры Центральной Азии. Одни из них, вслед за Н. С. Шатским, признают байкальскую складчатость самостоятельной, хотя и ограниченно распространенной, образующей «бордюр горных цепей» [57] или кайму вдоль древних платформ [108]; в сходной трактовке эти структуры рассматривались А. А. Предтеченским в качестве «древнего темени Азии». Другие исследователи (В. Г. Беличенко, Л. И. Салоп, Е. В. Павловский, В. Е. Хаин, М. А. Семихатов и др.), признавая большое значение позднедокембрийского тектогенеза, в качестве завершающей складчатости рассматривают раннекаледонскую. Некоторые исследователи полностью или почти полностью отрицают наличие областей завершенной докембрийской складчатости не только в Центральной Азии (В. Г. Беличенко, Ю. П. Бутов и др.), но и во всей Лавразии, усматривая в этом главную закономерность биполярного развития Земли (Н. А. Штрейс). Наконец, имеется представление о важнейшем значении докембрийской складчатости в формировании структуры Центральной Азии. Это представление отражено в работах Е. Н. Алтухова, В. А. Амантова, В. А. Благодрава, Н. С. Зайцева, Л. П. Зоненшайна, К. А. Клитина, Б. Н. Красильникова, Г. А. Кудрявцева, Е. С. Постельникова, А. Д. Смирнова и других геологов. Дальнейшее развитие это представление получило и в настоящей работе.

Ниже будет показано, что в результате докембрийского тектогенеза в Центральной Азии был создан структурный каркас, предопределивший фанерозойскую тектоническую судьбу крупнейшего геоблока Азии в объеме Саяно-Байкальской складчатой системы. В современном структурном плане эта система (рис. 1) с юга ограничена раннегерцинскими сооружениями Зайсано-Гобийской системы, с юга-запада — раннекаледонскими Кузнецко-Тувинской системы. Восточным ограничением Саяно-Байкальской системы служат мезозойские структуры Сихотэ-Алиня; западная ее граница скрыта под чехлом Западно-Сибирской плиты. От Сибирского кратона Саяно-Байкальская система отделена ансамблем структур краевой системы и прежде краевыми швами — Татарским, Главным Восточно-Саянским, Прибайкальским, Ничатским и Становым. Предполагается, что Зайсано-Гобийская система выклинивается в районе Ханкайского массива, в связи с чем на востоке Саяно-Байкальская система по зоне Монголо-Охотского шва сопрягается со структурами Хингано-Гобийской системы северного обрамления Китайской платформы.

Некоторые докембрийские структуры Саяно-Байкальской системы послужили ареной геосинклинальных регенераций раннекаледонского, герцинского и мезозойского циклов; другие подверглись преобразованию внегеосинклинальными процессами тех же циклов. Все это послу-

жило причиной острых дискуссий при определении возраста складчатости тех или иных зон Саяно-Байкальской системы. Эти длительные дискуссии обусловлены не столько слабой изученностью регионов Центральной Азии, сколько различием критериев, заложенных в тот или иной принцип его датировки.

В оформлении современных представлений о структуре Центральной Азии значительный вклад внесли исследования В. А. Амантова,

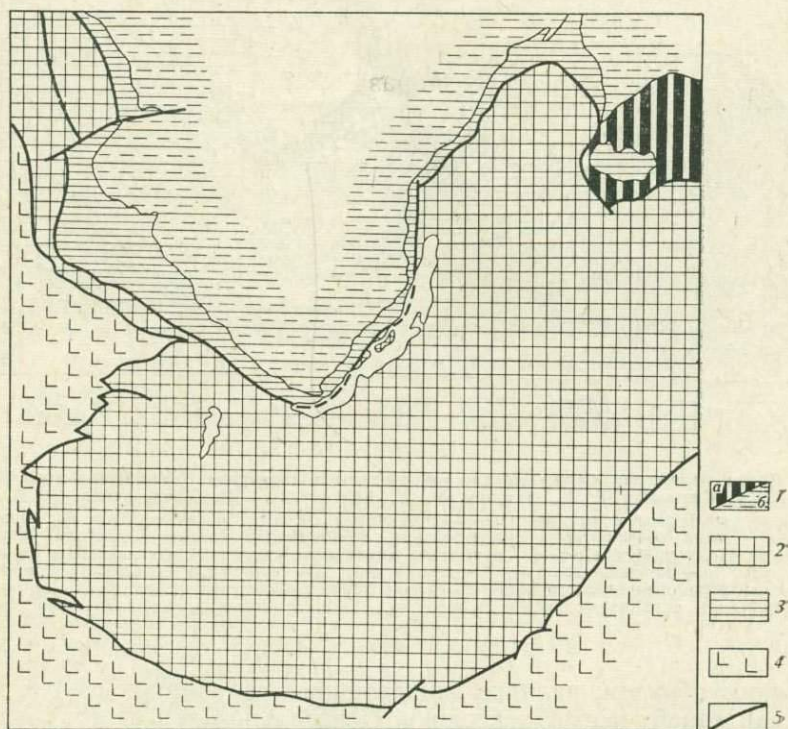


Рис. 1. Схема соотношения Сибирской платформы со структурами Саяно-Байкальской складчатой системы.

1 — Сибирская платформа (а — фундамент, б — чехол); 2 — Саяно-Байкальская складчатая система; 3 — структуры краевой зоны; 4 — структуры Кузнецко-Тувинской и Зайсано-Гобийской систем палеозой без расчленения; 5 — краевые швы

В. П. Арсентьева, Е. Н. Алтухова, К. В. Боголепова, В. А. Благонравова, Н. А. Берзина, О. А. Вотеха, А. Л. Додина, В. Е. Диброва, Н. С. Зайцева, С. М. Замираева, Л. П. Зоненшайна, Ю. А. Косыгина, Ю. А. Комарова, Г. А. Кудрявцева, Б. Н. Красильникова, К. А. Клитина, А. А. Моссаковского, Д. И. Мусатова, Л. М. Парфенова, Е. С. Постельникова, А. Д. Смирнова, Л. И. Салопа, П. М. Хренова и других геологов. Как известно, в структуре Центрально-Азиатского пояса Саяно-Байкальская эпикратонная система занимает восточный фланг. Согласно данным Б. Н. Красильникова и др. [51] этой системе подобна Казахстано-Тяньшаньская, расположенная в западном фланге пояса. Осевую его часть занимают структуры Зайсано-Гобийской системы, или Главной герцинской полосы (рис. 2). По данным Л. П. Зоненшайна [62], последняя заложилась в раннем палеозое (ордовике) на коре океаниче-

ского типа, образовавшейся в результате раздвига блоков эпикаледонского континента, и замкнулась в первой половине карбона, между визе и намюром (ранние герциниды или рениды, соответствуют судетской фазе Г. Штилле). По обе стороны от Главной герцинской полосы симметрично расположены Кузнецко-Тувинская и Монголо-Алтайская системы палеозойд, развившиеся на коре переходного типа [177].

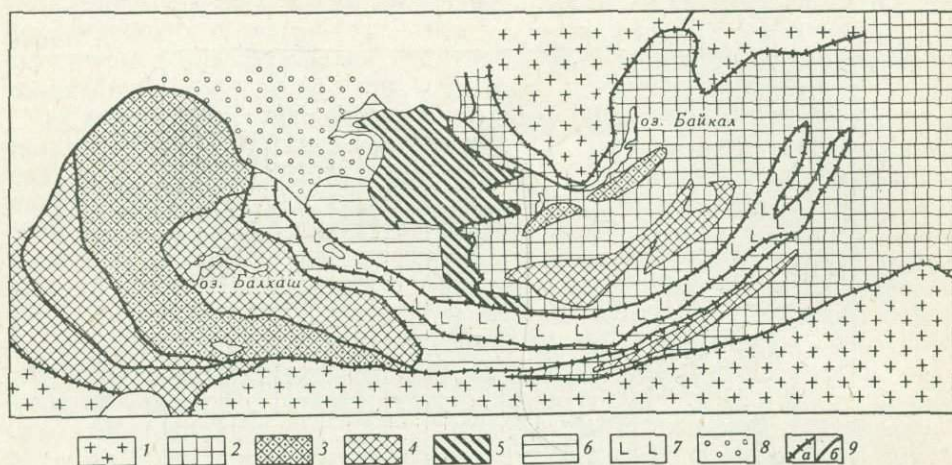


Рис. 2. Схема положения Саяно-Байкальской системы в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса. Составили Е. Н. Алтухов, К. Л. Волочкович, Б. Н. Красильников, А. Д. Смирнов. 1 — древние платформы и массивы; 2-4 — складчатые системы, развивавшиеся на коре «континентального» типа (2 — протерозойско-рифейские, первичные, 3 — регенерированные раннекаледонские, 4 — то же, герцинские); 5-6 — первичные складчатые системы, развивавшиеся на коре переходного типа (5 — раннекаледонские, 6 — герцинские); 7 — герцинская складчатая система, развивавшаяся на коре океанического типа; 8 — чехол Западно-Сибирской плиты; 9 — зоны разломов (а — по границам складчатых систем, б — то же, разновозрастных геосинклинальных зон)

Таким образом, наличие эпикратонных складчатых систем является характерной чертой тектоники Центрально-Азиатского пояса. Тем самым подчеркивается принадлежность докембрийских структур Центральной Азии к обрамлению Сибирской платформы.

При тектоническом районировании по возрасту складчатости в Центральной Азии выделяются области карельской, байкальской (рифейской), раннекаледонской, каледонской и герцинской (а иногда и мезозойской) складчатостей, пространственно образующие непрерывный ряд структур, последовательно сменяющих друг друга в направлении к оси Центрально-Азиатского пояса. Своим внешним звеном они прилегают к Сибирскому кратону\*. Обычно указывают на полициклическое развитие геосинклиналей, хотя для некоторых внутренних зон герцинид иногда предполагают «сквозное» развитие [62]. Бесспорными являются большое разнообразие структурных направлений и отчетливо выраженный блоково-мозаичный структурный план складчатых областей Центральной Азии, как и Центрально-Азиатского пояса в целом. Эти специфические черты тектоники Центральной Азии привлекли к се-

\* Термин «кратон» здесь и далее понимается в соответствии с определением Ю. А. Косыгина.

бе внимание уже первых ее исследователей, объяснявших их виргацией складчатых сооружений либо перекрестной складчатостью. Особое значение мозаичности структурного плана придает Н. С. Зайцев [56, 57], объясняя ее синхронным распространением тектонических процессов в двух генеральных направлениях — северо-западном (Восточно-Саянском) и северо-восточном (Байкальском); интерференция этих процессов привела, по его мнению, к созданию ныне наблюдаемого структурного плана.

В данной работе излагается попытка новой интерпретации природы мозаичности структурного плана. Здесь же пока отметим характерные его черты. Одной из них является пространственное обособление протяженных складчатых ветвей (дуг), каждая из которых характеризуется специфическими признаками строения. Нередко эти ветви отождествлялись со складчатыми областями или их крупными элементами. Выделяются Восточно-Саянская, Хамар-Дабан-Сангиленская, Орхоно-Становая, Байкальская и другие складчатые ветви, простирающиеся структур которых приспособляются или подчиняются контурам Сибирского кратона и срединных массивов — останцов кратонного фундамента внутри геосинклинальной складчатой системы. Складчатые ветви изучены неравномерно — лучше в пределах территории СССР и пока еще недостаточно в Северной и особенно Центральной Монголии.

Восточно-Саянской ветви свойственны: выдержанное северо-западное простираение; напряженный план внутренних структур; полная (голоморфная), часто изоклиальная складчатость; вергентность. Хамар-Дабан-Сангиленскую ветвь характеризуют иные признаки: невыдержанное общее простираение с флексурообразным изгибом в районе оз. Хубсугул (Косогол); субширотные простираения в Хамар-Дабане, северо-восточные, северо-западные и субширотные на Сангилене; напряженная, полная складчатость в одних зонах и идиоморфная в других; отсутствие вергентности. В створе охарактеризованных ветвей расположены структуры, отличающиеся изометричным планом и имеющие торцовое сочленение со структурными элементами Восточно-Саянской и Хамар-Дабан-Сангиленской ветвей.

Специфической чертой структурного плана Забайкальских складчатых ветвей является их отчетливая виргация вокруг жестких блоков древнего (архейского) основания, сохранившихся от процессов послепалеозойских геосинклинальных переработок.

Складчатые ветви Северной и Центральной Монголии отличаются дугообразным строением структур, обращенных выпуклостью к югу. Главный изгиб этих дуг примерно совпадает с меридианом южной оконечности оз. Байкал, что в структуре фундамента Сибирской платформы соответствует Шарыжалгайскому выступу в наиболее южной его части. В Дзабханской зоне Северо-Монгольской области происходит сочленение складчатых сооружений Северо-Монгольской (Орхоно-Становой) и Центрально-Монгольской ветвей. В створе между ними развилась самостоятельная Монголо-Амурская ветвь структур, конформно сочленяющихся со структурами обрамления, что выражается в согласованности их генеральных простираений.

В целом, складчатым ветвям внутренних частей Саяно-Байкальской системы более свойственны мозаичность и «рыхлость» структурного плана, тогда как для ветвей, примыкающих к кратону, более характерны линейность и компактность.

Приведенная характеристика общего структурного плана Центральной Азии свидетельствует о сочетании в нем зон складчатостей моза-

ичного и линейного типов. Она может быть дополнена сведениями о размещении и взаимоотношении разновозрастных складчатых сооружений. В этом отношении наблюдаются существенные отличия структурных планов областей по обе стороны от линии, проходящей примерно по меридиану оз. Косогол. Западнее этого меридиана четко проявлено зональное размещение разновозрастных складчатых структур Центрально-Азиатского пояса, восточнее подобного зонального строения не выявляется, хотя ранее оно описывалось в качестве главной особенности общего структурного плана и этих областей. Примечательно, что с упомянутой границей в современном плане совпадает и зона сочленения разновозрастных структур обрамления Саяно-Байкальской системы, что объясняет закономерности размещения и формационные особенности разнотипных раннекаледонских и герцинских структурных новообразований на ее площади.

## Глава 2.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ

У исследователей складчатых областей Центральной Азии нет единого мнения в вопросах стратиграфии докембрия. Многолетние исследования автора, опиравшегося на опыт и выводы предшественников, позволили предложить схему стратиграфии докембрия этих областей (табл.), наиболее отвечающую, как нам представляется, современным данным. Созданию этой схемы способствовали также общие достижения в области стратиграфии докембрия, прежде всего Урала, Восточно-Европейской и

**Тектоническая периодизация докембрия**

Геохронологические подразделения		Тектоно-магматические циклы	Эпохи тектоно-магматической активности	Мегахроны	Геохронологические подразделения		
					США	Канады	
0,57			Позднебайкальская				
0,67	Поздний протерозой	Байкальский	Раннебайкальская	Мезогей	Поздний докембрий (альгонк)	Поздний протерозой	
0,85			Делийская				Хадриний
0,9—1,1			Гренвильская				Неохеликий
1,35—1,45	Средний рифей		Эльсонская (готская)				
1,6—1,8	Ранний рифей		Карельская (гудзонская)				
1,9—2,1	Афебий		Балтийская (эбурнейская)		Средний докембрий	Афебий (ранний протерозой)	
2,5—2,7			Ранний протерозой				
	Архей	Родезийский	Кеноранская (беломорская, родезийская)	Палеогей	Ранний докембрий	Архей	



Сибирской платформ. Геохронологические подразделения докембрия приняты в настоящей работе по данным комиссии АН СССР 1964 г. и Геологического института АН СССР на 1976 г.

## О РАСЧЛЕНЕНИИ И КОРРЕЛЯЦИИ

В основу расчленения докембрийских метаморфических образований положен историко-геологический метод в сочетании с биостратиграфическим и радиогеохронологическим методами.

Историко-геологический метод заключается в изучении этапности в развитии структур земной коры, перерывов и несогласий, литологических особенностей метаморфических толщ и их соотношений друг с другом, прослеживании границ выделяемых стратиграфических подразделений, изучении первично-обломочных пород (в особенности конгломератов) и их метаморфических эквивалентов. Определяются взаимоотношения осадочно-вулканогенных толщ с интрузивными образованиями и выясняется приуроченность тех или иных толщ к расчленяемым типам тектонических структур. В итоге создаются предпосылки для проведения формационного анализа метаморфических образований докембрия, позволяющего выявить закономерности процесса осадконакопления и метаморфизма, характер направленности в изменении состава толщ, строения их разрезов и типов ритмичности. Все это раскрывает основные черты строения и последовательность напластования отложений, способствуя их стратиграфическому расчленению.

В палеонтологически слабо изученных толщах наиболее рационально выделять свиты в объеме крупных членов осадочных ритмов, соответствующих естественным этапам тектонического развития тех или иных участков земной коры. Подобное расчленение способствует прослеживанию выделяемых стратиграфических подразделений, так как с их границами совпадают наиболее резкие литологические изменения, размыты, перерывы, фазы складчатости и другие геологические процессы.

Историко-геологический метод включает в себя и историко-тектонические аспекты анализа докембрийских образований — глобальные и региональные закономерности развития тектонических структур, а также геотектонические «каноны». Среди глобальных закономерностей отметим *синхронность крупнейших эпох тектоно-магматической активности в пределах материков*, а также рубежей перестройки структурных планов в процессе формирования чехлов древних платформ и в окружающих их геосинклинально-складчатых системах. Подобное значение имеет среднепротерозойская эпоха тектонического покоя, четко выраженной, но по-разному проявленная в пределах древних платформ и докембрийских геосинклиналей. Проявление подобных тектонических событий можно ожидать и в процессе развития складчатых областей Центральной Азии.

Среди региональных закономерностей укажем на «скольжение» возраста складчатости и изменение объема геосинклинальных комплексов при их прослеживании по простиранию складчатых областей и систем. В этой связи при корреляции разрезов необходимо учитывать возможность разновозрастности толщ, сходных по составу, но участвующих в строении различных структурных зон.

Подобное значение имеет факт изменения степени метаморфизма толщ при их прослеживании по простиранию на большие расстояния. Особенно отчетливо эта региональная закономерность проявлена в

структурных зонах Восточного Саяна — в Протеросаяне и в Присаянье.

Среди геотектонических «канонов», используемых при расчленении и корреляции докембрия Центральной Азии, отметим так называемое правило Карпинского, согласно которому одной из форм взаимодействия между геосинклиналями и платформами является «затягивание» окраин платформ (кратонов) в переработку под влиянием процессов в развивавшихся геосинклиналях, в эпоху наиболее высокой тектонической активности в их пределах. Необходимо учитывать также принцип унаследованности в развитии структур, выражающийся, в частности, в том, что неоднородности в строении синхронных комплексов отражают неоднородности в строении нижележащих комплексов, и соответственно корреляция только по сходству литологического состава в этом случае наиболее опасна.

Наконец, постулируется положение о том, что в ранней истории Земли была хотя бы одна переломная эпоха, которую мы совмещаем с границей архея и протерозоя. Согласно представлениям многих исследователей, с этой эпохой связано коренное изменение в стиле тектоники и в развитии структуры земной коры вообще. В подобном постулировании имеется доля фантазии, но, как отмечает Г. Хесс, в нее важно уходить не далее, чем это необходимо.

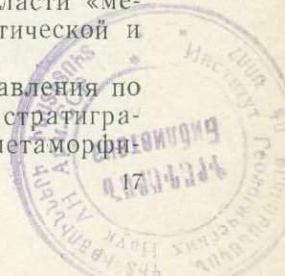
Примечательно, что корреляцию отложений докембрия часто проводят снизу вверх, отождествляя литологически и петрологически сходные комплексы, что, по-видимому, не всегда целесообразно, так как подобное сходство может иметь место и в разновозрастных толщах. Представляется рациональным проведение корреляции отложений докембрия Саяно-Байкальской системы сверху вниз, начиная с этапа формирования наиболее однородных образований раннего кембрия, в глубь протерозоя.

Как известно, специфика докембрийского этапа развития земной коры в литолого-петрологическом аспекте часто используется для стратиграфических целей. Факт изменения степени регионального метаморфизма пород по разрезу давно используется геологами при расчленении докембрия на возрастные группы в различных регионах мира. Этот факт является одним из выражений принципа необратимости в развитии земной коры, согласно которому метаморфизм проявлялся во времени различно. На этом основании были выделены все ныне известные поля отложений докембрия. Однако принцип расчленения отложений по степени метаморфизма был незаслуженно дискредитирован исследователями, изучавшими в основном фанерозойские образования, метаморфизм которых чаще всего носит контактовый и динамический характер. На правомочность использования степени метаморфизма докембрийских образований для стратиграфических целей указывают Ю. К. Дзевановский, Е. П. Миронюк, Г. Ю. Лагздина и др.

Новейшие исследования Б. Г. Лутца [97] отчетливо показывают, что термический режим континентальной коры от докембрия к раннему палеозою неуклонно менялся в сторону его ослабления. Наличие же слабо метаморфизованных пород среди древнейших образований континентальной коры может быть объяснено специфичностью их структурного положения — зеленокаменные пояса оказались в области «метаморфической тени» в процессе глобальной тектоно-магматической и метаморфической эволюции оболочки Земли.

Необходимо отметить, что существуют и крайние представления по вопросу о значении степени метаморфизма пород для целей стратиграфии. К таковым принадлежат взгляды о том, что породы, метаморфи-

3087



зованные в условиях гранулитовой фации, служат диагностическим признаком образований архейского возраста. Руководствуясь этим постулатом, некоторые исследователи в последние годы пытаются пересмотреть стратиграфию докембрия складчатого обрамления Сибирской платформы.

Между тем многие геологи проявления метаморфизма в гранулитовой фации не считают монополией архея, приводя в доказательство убедительные аргументы петрологического и историко-геологического порядка [132, 174]. Примерами послепреархейского возраста пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, могут служить афёбские парароды пояса Гренвилл Северной Америки, рифейские гранулиты на щите Йилгарн Западной Австралии и другие [23, 24]. Подобные породы известны и среди протерозойских образований Центральной Азии.

Привлекая метаморфические критерии для стратиграфических целей, необходимо учитывать, что процессы метаморфизма развиваются неравномерно по площади, а во времени приурочены главным образом к эпохам кульминаций тектоно-магматической активности (к орогенному этапу). Последние гетерохронны, ибо зарождаются в геантиклинальных структурах и, разрастаясь, охватывают всю площадь геосинклинального пространства. Поэтому на фоне четко выраженной и регионально распространенной закономерной повторяемости литологических комплексов в разрезах (устойчивая последовательность напластования пород, макроритмичность) нередко отмечается «пятнистое» или зональное распространение фаций метаморфизма. Это обуславливает различное выражение первично-литологически сходных пород, принадлежащих одним и тем же стратиграфическим уровням, но находящимся в различных структурных зонах. Вследствие «пятнистого» характера размещения ареалов метаморфических фаций их границы часто не совпадают со стратиграфическими, что неоднократно описывалось в литературе, в том числе на примере различных частей Саяно-Байкальской системы. Представляется, что именно эта особенность в размещении различно метаморфизованных пород является одной из причин разногласий при построении сводных разрезов отложенных докембрия. Поскольку при переходе через границы структур одновозрастные отложения претерпевают существенные литолого-фациальные и петрологические изменения, а разрезы приобретают иное строение, использование литолого-петрологических критериев в корреляционных целях ограничивается, как правило, отдельными складчатыми зонами. В пределах же складчатых систем и областей эти критерии становятся второстепенными. Например, сравнение заведомо одновозрастных вендско-кембрийских отложений Алтае-Саянской области, Енисейского кряжа и Сибирской платформы свидетельствует об их коренных различиях в литолого-петрологическом отношении: различны строение их разрезов, отношение к магматическим образованиям и т. д.

Некоторые специфические типы пород — джеспилиты, силлиманитовые сланцы, эвалориты, мощные карбонатные толщи и др. часто привлекаются в качестве маркирующих для тех или иных стратиграфических подразделений. Анализ имеющихся данных приводит к выводу о том, что подобные породы в Центральной Азии не имеют хроностратиграфического значения, ибо они встречаются на различных стратиграфических уровнях. В то же время некоторые типы этих пород, будучи приуроченными к базальным толщам трансгрессивных серий, маркируют палеотектонические обстановки и, в этом смысле, могут исполь-

зоваться при корреляции отложений. Таковы железистые кварциты в составе чинчилигской серии Сангилена, сублукской серии и свиты Соснового Байца Присяня, джебашской свиты Западного Саяна, киянской подсерии Байкальской горной области, сарминской серии Прибайкалья, трогового комплекса западной окраины Алданского щита и др. Примерно то же значение имеют силлиманитовые сланцы, указывающие на существование предшествующей их накоплению эпохи денудации гранитизированных пород.

Примечательно, что большая часть железистых кварцитов приурочена к концу раннего протерозоя, к интервалу времени от 2200 до 2000 млн. лет. Это находится в соответствии с глобальным обобщением Вильяма Шопфа [199], объясняющего этот факт скоплением свободного кислорода (благодаря жизнедеятельности архейско-раннепротерозойских строматолитов), пошедшего на окисление железа.

Не вызывает сомнений и разновозрастность карбонатных пород, в том числе и мощных толщ, завершающих разрезы геосинклинальных комплексов ряда докембрийских структур Центральной Азии (ирсымская, павловская, овсянковская, чатыгойская, уланэргинская, кадаинская, орцогская, иргаинская, зундукская и другие свиты).

Биостратиграфический метод расчленения и корреляции докембрия, нашедший широкое применение при изучении чехлов древних платформ и миогеосинклиналей, в метаморфитах редко применяется. Это объясняется недостаточным числом находок органических остатков, их разобщенностью в условиях сложной тектоники, а также отсутствием четко выраженной эволюционной направленности в их смене по разрезу. Все это сводит к минимуму возможность идентификации стратиграфических элементов разобщенных разрезов докембрийских отложений на основе биостратиграфии. В качестве примера укажем на наиболее изученную на юге Сибири карагасскую серию Присяня. На основании анализа одних и тех же органических остатков в составе этой свиты В. Т. Работнов, Л. И. Нарожных и В. А. Комар пришли к выводу о раннерифейском ее возрасте, Т. А. Дольник и Г. А. Воронцова [50] считают ее среднерифейской, а В. В. Хоментовский и др. [116] относят ко второй половине позднего рифея. Многие исследователи карагасскую серию относят к венду.

Униформистский подход к биостратиграфическому методу датировки возраста докембрийских образований приводит к необходимости «стянуть» в средний—поздний рифей почти все палеонтологически охарактеризованные толщи регионов Центральной Азии, что находится в резком противоречии с геологическими данными. Действительно, подобное «стягивание» приводит к выделению в пределах среднего рифея одной или двух эпох тектоно-магматической активности, имеющих принципиальное значение, но не находящих отражения в строении чехла Сибирской платформы, хотя, как известно, тектоническая судьба платформы тесно связана с процессами, развивавшимися в геосинклиналях. В этой связи представляется правомочным искать рубежи, которые уже давно установлены в чехлах древних платформ, но не устанавливаются в геосинклинальных областях по данным биостратиграфии. Иначе говоря, с историко-тектонических позиций соответствие в развитии геосинклиналей и платформ предопределяет необходимость «пожертвования» некоторыми палеонтологическими данными. Как отметил В. В. Хоментовский и др. [116, с. 124]: «Формальные выводы по палеонтологическим находкам в свете принятых на сегодня канонов могут поставить в тупик любого исследователя».

В докембрийских отложениях нередко наблюдается близкое соположение микрофитолитов и строматолитов, принадлежащих разновозрастным биостратиграфическим комплексам, или даже обратная их последовательность. В качестве примера В. В. Хоментовский приводит комплекс юдомских микрофитолитов из лопатинской свиты и среднерифейских строматолитов из вышележащей карьерной свиты чингасанской серии Енисейского кряжа. В. В. Кирсанов, Э. А. Ревенко и И. К. Чепикова показали, что четвертый (вендский) комплекс проблематик и акритарх Русской платформы развит в отложениях верхнего рифея с абсолютным возрастом по глаукониту 921—820 млн. лет. Ряд примеров переоценки стратиграфического значения вендских и кембрийских катаграфий приводит Л. Л. Халфин [1972 г.].

Современное состояние проблемы биостратиграфии докембрия сформулировал Б. С. Соколов, подчеркнув, что все основные границы докембрия могут быть наиболее надежно обоснованы только историко-геологическими методами и не могут быть типизированы на основе биостратиграфических методов подобно тому, как это принято в фанерозое.

Все более широкое применение в стратиграфии докембрия получает радиогеохронологический метод. Однако в складчатых областях Центральной Азии докембрийские породы испытывали в фанерозое неоднократную тектоно-магматическую переработку, в некоторых зонах вплоть до переплавления. Соответственно радиологический возраст докембрийских пород чаще всего «омоложен», но иногда оказывается и «удревненным». Последнее объясняется в частности тем, что при ремобилизации субстрата в магматическом расплаве могут сохраняться остаточные минералы, дающие «реликтовые» датировки абсолютного возраста. Особенно часто подобное явление наблюдается при определении абсолютного возраста уран-торий-рубидиевым методом. Напротив, наиболее распространенной причиной радиогеохронологического «омоложения» возраста горных пород является их сжатие, свойственное орогеническим эпохам. Все это послужило В. К. Кеннеди [195] основанием считать, что радиометрическая геология в большей степени является наукой об омоложении пород, нежели наукой об их абсолютном возрасте.

С развитием радиогеохронологии происходит изменение общих представлений о времени проявления главнейших эпох диастрофизма, а также о периодизации докембрия вообще. В этой связи следует не переоценивать возможностей радиогеохронологических данных и учитывать, что «важнейшие стратиграфические и тектонические рубежи относятся не к моментам кульминаций, а к моменту завершения этапов тектоно-магматической активности в данном районе» [72, с. 27].

## О ВОЗРАСТЕ

К настоящему времени строение разрезов и вещественный состав докембрийских образований юга Сибири — севера Монголии изучены относительно подробно. Поэтому в данном разделе описание частных разрезов и литологического состава толщ опускается. В рамках настоящей работы представляется более важным рассмотрение данных о возрасте конкретных образований и их корреляции. Именно эти вопросы в настоящее время вызывают наибольшие разногласия у исследователей докембрия Центральной Азии. Одна из причин этого заключается, по нашему мнению, в отсутствии полных разрезов.

В качестве опорного разреза при корреляции протерозойских образований различных зон складчатого обрамления Сибирской платформы, а также при расчленении архейских и протерозойских образований на юге Сибири вообще, нами принимается разрез докембрия в хр. Одурум-Тайга. Поскольку сведения о строении этого разреза фрагментарны, приведем его характеристику.

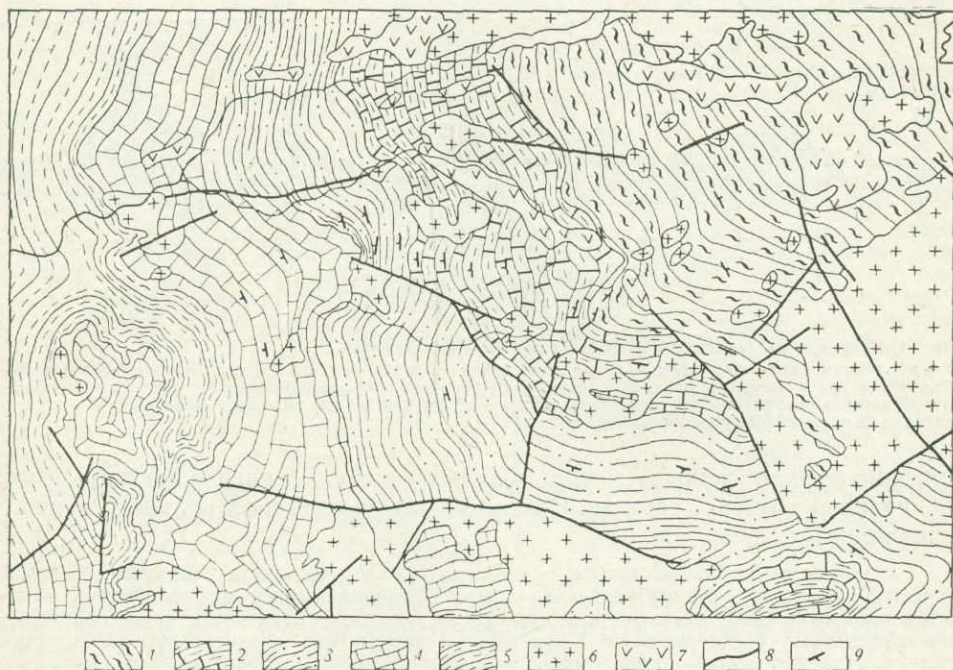


Рис. 3. Схема геологического строения бассейна верховий рек Тоймас и Одурум (Восточные Саяны). Составил Е. Н. Алтухов с использованием материалов Г. В. Махина.  
 1 — шутхулайская свита; 2 — дербинская свита; 3 — билинская свита; 4 — айлыгская свита; 5 — харальская свита; 6 — разновозрастные гранитоиды; 7 — кайнозойские базальты; 8 — разломы; 9 — элементы залегания

В административном отношении рассматриваемый разрез находится на территории Каа-Хемского района Тувинской АССР, в ее северо-восточной части. Первая схема стратиграфии докембрия северо-восточной части Тувы была составлена С. В. Обручевым, Г. А. Кудрявцевым и Г. В. Махиным. Позднее она была значительно детализирована А. Д. Смирновым и Ю. М. Шейнманном, проводившими в середине шестидесятых годов редакционно-увязочные маршруты среднемасштабного геологического картирования смежных частей Тувинской АССР, Иркутской области и Бурятской АССР. Впоследствии схема А. Д. Смирнова и Ю. М. Шейнманна была подтверждена А. В. Ильиным. Однако пространственные взаимоотношения выделяемых элементов разреза или структура района трактовались А. Д. Смирновым и Ю. М. Шейнманном иначе, нежели А. В. Ильиным. В этой связи нами было проведено специальное изучение Одурум-Шутхулайской структуры, дополненное исследованиями в смежных с ней зонах Восточных Саян (рис. 3). В результате был составлен нормальный разрез в хр. Одурум-Тайга (рис. 4) и проведена его корреляция с разрезами докембрийских образований

смежных территорий. Главнейшими чертами одурумского разреза являются: наиболее полный стратиграфический диапазон в едином сечении, подобного которому до сих пор не известно в складчатом обрамлении Сибирской платформы; непрерывность; постепенные переходы между смежными толщами; фитолитовая охарактеризованность; сокращенная мощность; моноклиналиное залегание толщ; мегаритмичное строение, обусловленное чередованием толщ первично-терригенных (или тер-

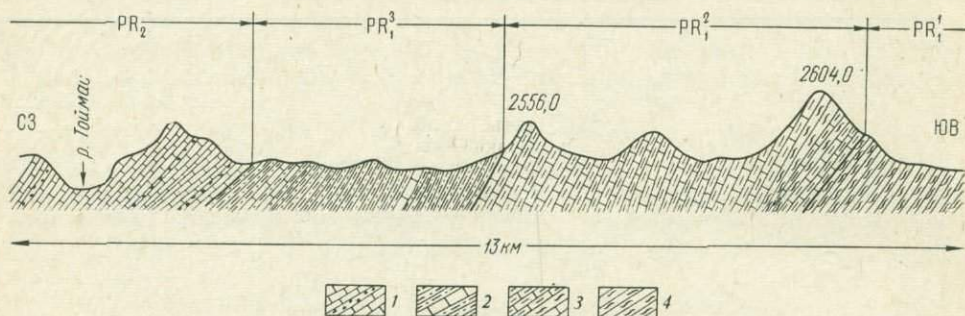


Рис. 4. Разрез докембрийских отложений в хребте Одурум-Тайга.

1 — айлыгская свита (мраморизованные известняки с прослоями пудинговых конгломератов); 2 — билинская свита (кристаллические сланцы и гнейсы разнообразного состава с прослоями мраморизованных известняков); 3 — дербинская (кыренская) свита (силикатные мраморы); 4 — шутхулайская свита (гнейсы разнообразного состава)

ригенно-вулканогенных) и карбонатных пород. Лучшей обнаженностью отличается южный склон хр. Одурум-Тайга, в пределах которого вскрыт следующий разрез.

1. В восточной части хребта, в истоках р. Одурум, обнажены разнообразные гнейсы, выделяемые в шутхулайскую свиту. Преобладающими их разновидностями являются плагиоклазовые, слюдяно-силлиманитовые, слюдяно-гранатовые, реже биотит-рогообманковые и двуслюдяные. Характерно присутствие значительного количества силлиманита и граната — альмандина, а также гиперстена, моноклининого пироксена, кианита, рутила, апатита, циркона и других минералов. Гнейсам свойственна мигматизация, в результате чего они местами превращены в гранито-гнейсы. Этим, по-видимому, объясняется массивное сложение пород, преобладание средне- и крупнокристаллических их разновидностей. Среди гнейсов встречаются прослои мощностью 10—50 м белых грубозернистых мраморов с чешуйчатым графитом и силикатными минералами: диопсидом, амфиболом, мусковитом, гранатом, форстеритом, плагиоклазом, кварцем и другими. Отмечаются и редкие прослои кварцитов мощностью до 1 м. Все это позволяет считать, что метаморфизм образований шутхулайской свиты соответствует амфиболитовой и, вероятно, местами гранулитовой фации. Видимая мощность шутхулайской свиты около 1,0 км.

2. В осевой части хр. Одурум-Тайга, в истоках р. Тоймас, на гнейсы шутхулайской свиты согласно налегают мраморы, выделяемые в дербинскую свиту. Азимут падения пограничных слоев гнейсов и мраморов 255°, угол падения СЗ 30°. Толща мраморов характеризуется однообразным строением разреза при явном преобладании белых, крупнокристаллических разновидностей, содержащих диопсид, форстерит, гранат, хлорит, мусковит, кварц и другие минералы. Участками силикатные минералы преобладают над кальцитом, в результате чего породы приобретают облик карбонатных гнейсов.

В целом породы дербинской свиты метаморфизованы в амфиболитовой фации. В нижней и верхней частях ее разреза имеется несколько прослоев (первые десятки метров мощностью) слюдяных гнейсов и кварцитов, указывающих на относительно постепенную смену условий осадконакопления в послешутхулайское и позднердербинское время. Мощность дербинской свиты около 1,5 км.

3. Западнее отметки 2556,0 м на мраморы дербинской свиты согласно налегают биотитовые гнейсы и кристаллосланцы, выделяемые в билинскую свиту. Простираение слоев в зоне контакта субмеридиональное, падение западное под углом 60—70°. Примерно в 300 м от подошвы билинской свиты залегает пачка серых среднезернистых мраморов мощностью около 50 м. Гнейсы и кристаллосланцы билинской свиты отли-

чаются тонкоплитчатым сложением, причем собственно биотит-плагиоклазовые гнейсы преобладают в нижней части разреза свиты. Среди сланцев по составу выделяются кварцево-сланцевые, роговообманково-биотитовые, биотит-эпидотовые, биотит-серицитовые и др. В верхней части разреза свиты имеется несколько тонких прослоев светло-серых мраморов и кремнистых сланцев, а также кварцитов, иногда с магнетитом. Породам билинской свиты в целом свойствен «пятнистый» характер метаморфизма — местами он соответствует условиям амфиболитовой фации, местами — зеленосланцевой. Мощность свиты около 2,0 км.

4. У западного окончания хр. Одурум-Тайга на кристаллические сланцы билинской свиты согласно налагают карбонатные породы айлыгской свиты, простигающиеся здесь по азимуту  $350^\circ$  и падающие на запад под углом  $30^\circ$ . Контакт свит резкий, отчетливый. Свита состоит из серых и светло-серых, реже белых преимущественно мелкозернистых мраморов, часто полосчатых. Они содержат чешуйки графита, мусковита и зерна кварца. Среди них имеются линзы пудинговых конгломератов, а в верхней части разреза свиты — прослои кварц-хлоритовых сланцев. В мраморах найдены остатки *Osagia*. Мощность свиты около 2,0 км.

5. В верхней части долины р. Сувиюр-Ары-хем (левый приток р. Одурум) мраморы айлыгской свиты согласно перекрываются зеленосланцевой харальской свитой. В основании ее разреза залегают пачка черных тонкоплитчатых кварцитов со слюдой и углистым веществом на плоскостях напластования. Мощность пачки около 30 м. Выше лежащие отложения представлены хлоритовыми, карбонатно-хлоритовыми, кварц-хлорит-серицитовыми, амфиболовыми, кремнистыми и филлитовидными сланцами темно-серого и зеленовато-серого цвета. Среди сланцев имеются прослои мощностью до 50 м мраморизованных известняков с *Osagia*, а также линзы внутрiformационных конгломератов. Видимая мощность харальской свиты около 2,0 км. Метаморфизм пород харальской свиты, завершающей одурумский разрез, проявлен в условиях зеленосланцевой фации.

Следовательно, в хр. Одурум-Тайга устанавливается пятичленное строение разреза докембрийских образований, что резко отличает его по этому признаку от всех известных естественных разрезов докембрия юга Сибири — севера Монголии, наиболее полные из которых характеризуются, как правило, лишь трехчленным строением. Так, большинство естественных разрезов структуры Протеросаяна, смежной с Одурум-Шутхулайской структурой, соответствуют нижней части одурумского разреза, хотя сводный разрез Протеросаяна полнее одурумского за счет его наращивания толщей карбонатных или существенно карбонатных пород, выделяемых в чатыгойскую (тагулдинскую, изыкскую, овсянковскую) свиту.

Для определения возраста конкретных стратиграфических подразделений в разрезах различных зон складчатого обрамления Сибирской платформы, в том числе выше охарактеризованных толщ Одурум-Шутхулайской структуры, важное значение имеют сведения о строении сводного разреза и возраста докембрийских образований Енисейского Кряжа.

Как известно, древнейшими в Канско-Ангарской части Енисейского Кряжа являются образования канской серии, метаморфизованные в гранулитовой фации. Их возраст определяется архейским на основании геологических соотношений с вышележащими протерозойскими образованиями и подкрепляется радиологическими данными (2600 млн. лет и более) [79]. К раннепротерозойским здесь относятся гнейсы и кристаллосланцы веснинской серии с абсолютным возрастом 2450 млн. лет [79]. В Заангарской части Енисейского Кряжа возрастных аналогов канской серии не известно. Лишь в последние годы М. И. Волобуевым и другими исследователями были приведены аргументы в пользу архейского возраста пород, включавшихся ранее в состав протерозойских комплексов. В основании разреза отложений в этой части Енисейского Кряжа всегда выделялась тейская серия в составе свит хр. Карпинского и пенченгинской. Большинство исследователей возраст свиты хр. Карпинского считает раннепротерозойским, а пенченгинская свита



относится к среднему протерозою, что находится в соответствии с положением этих свит в сводном разрезе, особенностями литологического состава и степени метаморфизма их отложений, данными абсолютного возраста [32, 35, 79, 129]. Важен тот факт, что отложения упомянутых свит залегают согласно в непрерывном разрезе. По совокупности признаков свита хр. Карпинского сопоставляется с веснинской серией, а также с шумихинской толщей [32]. Абсолютный возраст последней 2100—1800 млн. лет [79].

На пенченгинской свите с разрывом и конгломератами в основании залегают отложения сухопитской серии, метаморфизованные в зеленосланцевой фации и содержащие разнообразные фитолиты (рис. 5 — см. вкладку). Однако этот разрыв не повсеместен, а его значение оценивается различными исследователями по-разному. Сухопитская серия обычно сопоставляется с кувайской и сублукской сериями Присаянья. Поскольку последние датируются ранним рифеем, о чем будет сказано ниже, возраст сухопитской серии тоже принимается раннерифейским, чему не противоречат данные абсолютного возраста пород ее погорюйской свиты (1530 млн. лет по глаукониту) [136], а также нижележащей пенченгинской свиты (1600—1900 млн. лет) [79].

На отложениях сухопитской серии с постепенным переходом, местами трансгрессивно, залегают отложения тунгусикской серии. Возраст последней определяется среднерифейским на основании трансгрессивных соотношений с ней вышележащих отложений ослянской серии, из нижней части разреза которой известны органические остатки, свойственные позднему рифею. Кроме того, отложения тунгусикской и нижележащих серий прорываются гранитоидами тейского комплекса, не затрагивающими отложения ослянской, чингасанской серий и их аналогов и датирующимися возрастом 950—1100 млн. лет (свинцово-изотопный метод) [32].

Помимо отложений ослянской серии к верхнему рифею на Енисейском Кряже относятся также пестрые по составу отложения чингасанской, вороговской и тасеевской серий, соотношение между которыми трактуется по-разному. В данной работе принят вариант, согласно которому чингасанская, вороговская и тасеевская серии рассматриваются одновозрастными, а ослянская серия помещается в сводном разрезе между тунгусикской и чингасанской [116]. Отложения перечисленных серий содержат комплексы позднерифейских органических остатков и согласно перекрываются (кроме ослянской серии) литологически выдержанными карбонатно-терригенными отложениями островной свиты, охарактеризованной вендскими микрофитолитами и водорослями *Renalcis* [116, 129]. На этом основании отложения ослянской серии датируются первой половиной позднего рифея (примерно от 1000 до 850 млн. лет), а чингасанская серия и ее аналоги датируются второй половиной позднего рифея (в интервале примерно от 850 до 670 млн. лет). При этом с историко-геологических позиций подошва и кровля чингасанской серии и ее аналогов, а также подошва ослянской серии совмещаются с рубежами тектоно-магматической активности и перестройки структурных планов, четко выраженными в различных регионах земного шара, в том числе в Центральной Азии.

Отложения островной серии вендского возраста согласно перекрыты фаунистически охарактеризованными нижнекембрийскими преимущественно карбонатными отложениями.

Следует подчеркнуть следующие характерные особенности разреза докембрия Енисейского Кряжа, имеющие корреляционное значение.

1. Разрез имеет ритмичное строение, при котором существенно терригенные толщи чередуются с карбонатными. Причем наиболее ярко выраженной эпохой карбонатного осадконакопления является среднепротерозойская, отмечающая стадию спада тектонической активности в развитии структуры Енисейского Кряжа.

2. Свита хр. Карпинского, занимающая базальное положение в разрезе протерозоя Енисейского Кряжа, характеризуется широким распространением в ее составе высокоглиноземистых кристаллических сланцев (кианит-ставролит-биотитовых, кианит-силлиманит-кордиеритовых, андалузит-кианит-ставролит-гранит-биотитовых, ставролит-биотит-кианит-силлиманитовых и др.), а также железистых кварцитов.

3. На рубежах среднего протерозоя и рифея, раннего и среднего рифея, среднего и позднего рифея отмечаются несогласия, из которых наиболее четко выражены пред-среднерифейское и предпозднерифейское.

4. Нижне-среднепротерозойские отложения метаморфизованы неравномерно — местами в амфиболитовой, местами в зеленосланцевой фациях. Нижне-среднерифейские отложения метаморфизованы тоже неравномерно — местами в зеленосланцевой фации, а местами превращены лишь в филлиты.

Раннерифейский возраст зеленосланцевых образований кувайской и сублукской серий Присаянья, с которыми на основании историко-геологических критериев сопоставляются сухопитская серия Енисейского Кряжа, харальская свита Одурум-Шутхулайской структуры, а также другие зеленосланцевые толщи (см. рис. 5), определяется исходя из следующих данных. В Присаянье на образованиях сублукской серии и прорывающих ее гранитоидах саянского комплекса со структурным несогласием залегают отложения карагасской серии, датирующиеся средним рифеем по фитолитам и данным абсолютного возраста диабазов (1124—1194 млн. лет, калий-аргоновый метод), секущих отложения карагасской серии, но не затрагивающих отложения вышележащей оселковой серии [50, 103]. В зоне Протеросаяна на образованиях кувайской серии, датирующейся возрастом 1700—1200 млн. лет [79], согласно залегают карбонатные породы чатыгойской свиты, охарактеризованной среднерифейскими фитолитами [49]. Местами карбонатные породы верхов докембрийского разреза Протеросаяна ассоциируют с песчаниками, гравелитами и филлитовидными сланцами (изыкская свита), напоминая охемскую свиту Северо-Восточной Тувы, тоже залегающую выше харальской свиты и потому относящуюся к среднему рифею. В Окинской зоне Восточных Саян на зеленых сланцах окинской свиты со структурным несогласием залегают отложения сархойско-хубсугульской серии, возраст которой по совокупности данных определяется в диапазоне позднего рифея — кембрия [58]. Абсолютный возраст серицит-хлоритовых сланцев окинской свиты 1600 млн. лет, кварцево-серицитовых сланцев 1510 млн. лет [140]. Окинская свита охарактеризована фитолитами, характерными для раннего — среднего рифея других регионов (см. рис. 5, вкл.).

Необходимо отметить, что некоторые поля распространения образований окинской свиты интенсивно поражены контактовым метаморфизмом и образуют обширные зоны инъекций. В таких участках окинская свита внешне похожа на билинскую и даже шутхулайскую, что нередко приводит некоторых исследователей к неверному выводу о их синхронности.

С кувайской и сублукской сериями сопоставляются туманшетская, андотская, камчадалская и Соснового Байца свиты Присаянья, а также сарминская серия Прибайкалья. Отложения этих свит и серий выполяют одноступенчатые перикратонные геосинклинальные прогибы [132]. С историко-геологических позиций заложение этих прогибов могло произойти лишь в эпоху повышенной тектонической активности в развивавшихся соседних с ними структурах. Такая эпоха реставрируется только для раннерифейского времени, в течение которого большинство

докембрийских геосинклинальных зон юга Сибири переживали зрелую стадию развития; в зонах афебской консолидации в это же время развивались процессы эпикарельского орогенеза. Не случайно поэтому именно в раннем рифее на Сибирской платформе сформировались авлакогены, а также происходило активное формирование базальных слоев платформенного чехла [71].

Таким образом, по совокупности данных возраст вышеперечисленных зеленосланцевых свит, в том числе харальской свиты одурумского разреза, определяется раннерифейским. Соответственно по положению в разрезе и по сопоставлению с пенченгинской свитой Енисейского Кряжа айлыгская свита одурумского разреза датируется средним протерозоем. К этому же стратиграфическому уровню и на тех же основаниях относятся отложения сарлыкской свиты Протеросаяна, иркутной и монгошинской свит Окинско-Харальской зоны Восточных Саян, «балыктыг-хемская» свита и нижнечартысская подсвита Сангилена, нортуйская свита Приаргунья, тилимская и икатская свиты Баргузино-Витимского междуречья, зундукская свита Байкальской зоны, гоби-алтайская и другие свиты Монголии, верхняя часть малханской серии Забайкалья и др. Отложениям этого уровня свойственна замечательная особенность — карбонатный или существенно карбонатный состав пород, присутствие углисто-глинистых сланцев и кварцитов, особенно частых в верхних частях их разрезов. Лишь в некоторых геосинклинальных прогибах в среднем протерозое накапливались существенно терригенные или терригенно-вулканогенные толщи (харгитуйская свита Муйского прогиба и др.). Почти все из перечислявшихся среднепротерозойских свит охарактеризованы строматолитами, онколитами, катаграфиями и другими окаменелыми органическими остатками (см. рис. 5, вкл.). Для пород некоторых из этих свит определены цифры абсолютного возраста, отвечающие среднему протерозою принятой нами хронологической шкалы [36, 136]. Следовательно, в развитии докембрийских структур Центральной Азии для среднепротерозойского времени реставрируется эпоха широчайшего распространения режима тектонического покоя или тектонической вялости, которую иногда именуют квазиплатформенной и которая прекрасно коррелируется с эпохой протопенеппленов в пределах щитов древних платформ.

Попутно заметим, что именно этот аспект историко-геологического анализа является одним из важнейших, не позволяющих согласиться с представлением о среднепротерозойском возрасте акитканской серии. Действительно, если эту серию считать среднепротерозойской, то трудно объяснить активную тектоно-магматическую деятельность в это время в краевой системе и одновременно тектоническую вялость во внутренних зонах байкалид, так как тектоническая судьба не только краевых систем, но и платформ органически связана с процессами, протекающими в развивающихся геосинклинальных областях. Важно отметить, что распространенное представление о среднепротерозойском возрасте акитканской серии основано главным образом на данных абсолютного возраста, достоверность которых некоторыми исследователями ставится под сомнение не только по причинам возможного искажения изотопных соотношений элементов, но и из-за возможного ошибочного отнесения образований доакитканского фундамента к единому так называемому вулканоплутоническому комплексу (т. е. возможно объединение гетерогенных и разновозрастных образований в единый комплекс). Так, по мнению Г. А. Воронцовой [34], в чайскую свиту акитканской серии нередко включают различные по составу отложения, развитые в пред-

горьях и в нагорье Аkitканского хребта. При этом цифры 1700 млн. лет, приводящиеся обычно в качестве доказательств ее среднепротерозойского возраста, получены из образований серии, развитых внутри нагорья Аkitканского хребта, а фитоциты и строматолиты обнаружены в чайской свите из его предгорьев. При обосновании возраста аkitканской серии ссылаются также на абсолютный возраст рвущих ее ирельских гранитов ( $1560 \pm 80$  млн. лет), хотя прорывания этими гранитами собственно чайской свиты не установлено [34].

На основании формационного сходства аkitканская серия (без до-мугдинской свиты) сопоставляется с карагасской серией Присаянья. Соответственно чайская и близкая ей по возрасту хибеленская свиты датируются средним рифеем. Отнесение всей аkitканской серии к раннему — среднему рифею согласуется с наиболее достоверными цифрами абсолютного возраста. По данным С. М. Замараева [60], возраст глауконита из песчаников серии 1080 млн. лет, что не противоречит ее геологическим соотношениям с нижележащими образованиями чуйской серии и вышележащими образованиями трехчленного байкальского комплекса. Хорошо согласуются с этим и данные о возрасте кочериковских гранитоидов (1250 и 940 млн. лет), относящихся к ирельскому комплексу.

С аkitканской серией часто сопоставляют образования падринской и сыннырской свит, развитых в Байкало-Витимской зоне. Учитывая структурное положение, особенности метаморфизма, пространственное тяготение к полям вендско-кембрийских отложений и сведения о находках фитоцитов, характерных для венда, сыннырская и падринская свиты условно отнесены к венду.

К среднему протерозою относятся отложения удоканской серии, чему не противоречат данные абсолютного возраста ее пород и прорывающих их гранитоидов (1800—1950 млн. лет по калий-аргоновым датировкам и 1900—2000 млн. лет по свинцовым датировкам), а также содержащиеся в ней (бутунская свита) органические остатки (см. рис. 5, вкл.).

Из рассмотрения среднепротерозойских образований Центральной Азии вытекают некоторые важные геологические следствия. Так, широкое распространение окаменелых форм жизнедеятельности древних организмов в среднепротерозойских отложениях позволяет отнести их к древнейшей карбостромовой формации (по Б. М. Келлеру). Отсюда также следует необходимость признания возможности дорифейского возраста отложений, охарактеризованных фитоцитами, если руководствоваться принятыми на сегодня хроностратиграфическими рубежами по данным изотопных датировок. В этой связи уместно напомнить, что некоторые исследователи нижнюю границу рифея уральского стратотипа считают необходимым существенно «удревнить» на основании именно изотопных данных. Иначе говоря, имеются основания либо отрицать «монополию рифея» в отношении фитоцитоидности, либо пересмотреть его рубежи в свете данных радиологического летоисчисления. На это же указывают и данные по зарубежной геологии. В качестве примера укажем, что в разрезе нижнепротерозойских отложений северо-западной части Канадского щита (геосинклиналь Коронейшн) снизу вверх выделяются толщи афебских ортокварцитов и строматолитовых доломитов, прорванных гранитами с возрастом 1725—1855 млн. лет [193, 194]. Среди строматолитов определены *Gymnosolen*, *Inzeria*, *Jacutophyton*, *Katavia*, *Minjaria*, *Tungussia* и др. Известны строматолиты в серии Булавайо (2900—3200 млн. лет) в Ро-

дезии и в свите Стип-Рок (2500 млн. лет) в Канаде [199]. Принципиальное сходство рифейских и афебских строматолитов уже давно отмечалось некоторыми палеонтологами. В последнее время это особо подчеркнул Б. С. Соколов.

Из рис. 5 видно, что в Центральной Азии фитолиты достигли расцвета в среднерифейское время. Об этом свидетельствует максимальное число их форм и большое общее количество. Это находится в соответствии с выводами Б. С. Соколова об ускорении эволюции и активной дифференциации органического мира, начиная со среднерифейского времени. Сравнение же фитолитов из докембрийских отложений Саяно-Байкальской системы и Сибирской платформы показывает, что в Саяно-Байкальской системе стратиграфического значения не имеют ни отдельно взятые их группы, ни отдельные формы. В целом же фитолиты из геосинклинальных комплексов имеют более широкий возрастной диапазон распространения и свойственны отложениям, как правило, более древним, чем на платформе. Все это свидетельствует о том, что фитолиты регионов складчатого обрамления Сибирской платформы на данной стадии изученности не позволяют судить о возрасте отложений, но наряду с другими признаками позволяют производить их сопоставление, т. е. имеют важное маркирующее значение.

Доайлыгскую часть одурумского разреза необходимо считать раннепротерозойской. При этом по положению в разрезе, общему составу пород, степени их метаморфизма и другим признакам билинская свита уверенно сопоставляется со свитой хр. Карпинского Енисейского Кряжа, а также с дургомжинской (хангарульской) свитой Протеросаяна, моренским комплексом (мугурской свитой) нагорья Сангилен, урулюнгуевской свитой Приаргунья, гнейсовой толщей Монголии (см. рис. 5). По данным Д. Андреаса и других немецких геологов, абсолютный возраст флогопита (К-Аг метод) из скарнированного мрамора гнейсовой толщи Монголии равен 1,9 млрд. лет. Для образований этого стратиграфического уровня, условно называемого билинским, характерны высокоглиноземистые гнейсы и кристаллосланцы, железистые кварциты, гравелиты, нередко конгломераты, неравномерный метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. Важной особенностью этих образований является их базальное положение в разрезах ряда структурных зон. Причем их накоплению предшествовал длительный перерыв, что способствовало формированию кор выветривания по породам гранитизированного фундамента и предопределило упомянутую специфичность их литологического состава. Эпоха конца раннего протерозоя (в интервале примерно от 2200 до 2000 млн. лет назад) характеризовалась, как это не трудно видеть, усилением тектонической активности в геосинклинальных областях Центральной Азии, завершившейся в некоторых зонах проявлением балтийской (раннекарельской) складчатости, в других — процессами диасхизиса. Именно с этой эпохой было связано, по-видимому, формирование доудоканских трогов на западной окраине Алданского щита (олондинский комплекс и его аналоги).

Дербинская и шутхулайская свиты одурумского разреза, по-видимому, не имеют возрастных аналогов в сводном разрезе докембрия Енисейского Кряжа. Однако в Восточном Саяне, Хамар-Дабане, Прибайкалье и Забайкалье одновозрастные им отложения пользуются широким распространением и известны под наименованиями дербинской, слюдянской, ольхонской, прибайкальской, чуйской, никитинской и других серий, характеризующихся трехчленным строением разрезов. Вследствие этого они достаточно уверенно параллелизуются по-

свитно. Маркирующую роль в этих разрезах играют карбонатные породы, выделяемые в самостоятельные свиты в средней части соответствующих разрезов под наименованием дербинской, перевальной, хужирской и др. Соответственно сопоставляются вышележащие образования билинского уровня, о которых говорилось выше, а также нижних существенно гнейсовых свит — шутхулайской, алыгджерской, култукской, хобойской и др. В ранге более крупных подразделений большинство исследователей всегда сопоставляли ольхонскую серию с прибайкальской и слюдянской, независимо от представлений об их возрасте (архейском или протерозойском). Со слюдянской серией, в свою очередь, сопоставляется дербинская серия, что впервые доказал А. Д. Смирнов [1960 г.], проследивший постепенный переход по простиранию их слоев. Данные А. Д. Смирнова впоследствии подтвердили А. И. Сезько и другие исследователи в процессе среднемасштабного геологического картирования [1971 г.]. На этом основании образования дербинской, слюдянской, ольхонской и прибайкальской серий рассматриваются разновозрастными — раннепротерозойскими. Сходство пород этих серий проявлено во всех признаках, имеющих корреляционное значение. Среди них особо отметим факт присутствия в алыгджерской и дербинской свитах пород, метаморфизованных в гранулитовой фации. Аналогичные породы известны также в шутхулайской свите Северо-Восточной Тувы, в слюдянской, прибайкальской и ольхонской сериях Прибайкалья. Выявление широкого распространения этих пород имеет важное значение при сопоставлении слюдянской серии с дербинской, так как обычно их противопоставляют в качестве разновозрастных именно по степени метаморфизма пород. Как уже отмечалось, в последние годы некоторые исследователи, придерживающиеся крайних взглядов в вопросах о роли метаморфических критериев для целей стратиграфии, считают, что породы, метаморфизованные в гранулитовой фации, служат диагностическим признаком образований архейского возраста. Исходя из этого все серии отложений, в строении которых участвуют гиперстенсодержащие гнейсы, они относят к архею. Однако, придавая важное значение в стратиграфии докембрия критерию степени метаморфизма пород, необходимо иметь в виду, что образования дербинской, слюдянской, ольхонской и прибайкальской серий регионально метаморфизованы в амфиболитовой фации. Содержащиеся же в составе этих серий породы, охарактеризованные минеральными ассоциациями гранулитовой фации, распространены «ареально», отдельными «пятнами» или «очагами». Такой характер размещения «чарнокитоидов» может быть объяснен разнообразными причинами, среди которых отметим: возможность специфичности исходного состава пород; возможность проявления аномальных термодинамических условий в отдельных зонах развития процессов метаморфизма; возможность чужеродности гиперстена и других индекс-минералов гранулитовой фации метаморфизма, признаки ксеногенности которых затушевываются в условиях регионального проявления метаморфизма амфиболитовой фации; возможность проявления процессов базификации, приводящих к дегранитизации пород отдельных зон. Реальность проявления подобных процессов в природных условиях очевидна. Так, согласно данным петрологических исследований, чарнокитовые породы глубинных зон земной коры могут рассматриваться как немобилизованные в процессе гранитообразования остатки или дегранитизированные породы. Термодинамические параметры, соответствующие теоретическим условиям гранулитовой фации метаморфизма, реставрируются не только для архейского, но и для мезо-кайнозойского от-

резка геологической истории, о чем свидетельствует широкое распространение мезозойских и кайнозойских чарнокитоидов в Среднем хребте Камчатки, на Курилах, в Японии, Сихотэ-Алине и других местах. Примерами послепалеозойского возраста пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, могут служить, как уже упоминалось, афебские паропороды пояса Гренвилл Северной Америки и рифейские гранулиты на щите Йилгарн Западной Австралии [23]. Следовательно, при датировании возраста глубокометаморфизованных комплексов отложений решающее значение должно принадлежать геологическим данным. В этой связи необходимо подчеркнуть, что наиболее полные разрезы отложений докембрия, известные в Хамар-Дабане и Восточных Саянах, лишены перерывов и структурных несогласий, в то время как заведомо архейские образования всюду на земном шаре отделены от заведомо протерозойских образований ярко выраженным структурным несогласием и перерывом, отражающими принципиальную перестройку в стиле тектоники на рубеже мегахронов [136, 163, 192, 197, 198]. Именно такие соотношения уже давно установлены на юге Сибири между образованиями дербинской и слюдянской серий, с одной стороны, и шарыжалгайской и бирюсинской, с другой [132]. Все это позволяет относить отложения слюдянской и сопоставляемых с нею серий к протерозою несмотря на то, что в их строении участвуют породы, свойственные гранулитовой фации метаморфизма.

Среди цифр абсолютного возраста образований слюдянской серии наиболее древними являются значения 2700 и 2180 млн. лет, полученные по амфиболам, и 2500 млн. лет — по гиперстену; данные по биотиту распадаются на две группы: 1830—1630 и 658—206 млн. лет [79].

Существенное значение для идентификации рассматриваемых раннепротерозойских образований имеет факт обнаружения остатков фитолитов в мраморах дербинской, чуйской и ольхонской серий [53, 136]. Напомним, что эти данные послужили некоторым исследователям одним из аргументов в пользу вывода о рифейском возрасте ольхонской, а также слюдянской серий и их сопоставлении с трехчленным байкальским комплексом; существующие различия между ними объяснялись их неодинаковым структурным положением — соответственно в области эв- и миогеосинклинали. В качестве аргумента за рифейский возраст ольхонской серии привлекались также данные Е. В. Павловского и А. И. Цветкова [1938 г.] об отсутствии гранатосодержащих пород в обломочных отложениях трехчленного байкальского комплекса и в то же время широкое их распространение в составе вендской ушаковской свиты. Однако признавая однородность слюдянской и ольхонской серий с трехчленным байкальским комплексом, необходимо параллелизовать породы биты-джидинской серии (расчленяемой на корниловскую и шубутуйскую свиты), согласно залегающие выше пород слюдянской серии, с отложениями ушаковской и мотской свит венда, согласно залегающими на отложениях качергатской свиты трехчленного байкальского комплекса; однако это невозможно, так как на биты-джидинской серии залегают фаунистически охарактеризованная позднерифейско-вендско-кембрийская хохюртовская свита. Широкое распространение в основании трехчленного байкальского комплекса тонкообломочных и карбонатных пород и отсутствие гранатовых объясняется палеогеографическими реконструкциями. При этом установлено, что формирование кварцевых песчаников основания голоустенской свиты происходило за счет источников размыва, находившихся в основном на Сибирской платформе [82]. Формирование же отложений ушаковской свиты происходило

за счет источников размыва, находившихся в Байкало-Патомской зоне.

Характерной особенностью раннепротерозойских образований является их литологическая изменчивость. По мере прослеживания образований дербинской и слюдянской серий в восточном направлении их разрезы постепенно утрачивают ритмичное трехчленное строение за счет вытеснения карбонатных пород существенно терригенными или терригенно-вулканогенными (в их метаморфизованных эквивалентах). Такими являются, раннепротерозойская часть малханской серии и ее аналоги в Орхоно-Селенгинском междуречье Монголии, никитинская серия, или становой комплекс Становой зоны, и др. Подобное литологическое «преобразование» происходит и в Байкало-Патомском нагорье, где выделяется раннепротерозойская чуйская серия, сложенная преимущественно терригенными и вулканогенными породами, метаморфизованными в амфиболитовой, местами гранулитовой фациях.

Раннепротерозойский возраст станowego комплекса с различных позиций обосновывался Е. М. Лазько, Ю. К. Дзевановским, Н. П. Судовиковым, Н. П. Херасковым и другими исследователями. В пользу этого возраста свидетельствуют: 1) структурная самостоятельность пород комплекса по отношению к архейским образованиям Алданского щита и архейским глыбам, расположенным в пределах Становой зоны; 2) преимущественно амфиболитовая фация регионального метаморфизма пород (высокотемпературная субфация фации альмандиновых амфиболитов кианит-силлиманитовой фациальной серии с региональным проявлением мигматизации и гранитизации), в отличие от преобладающего гранулитового метаморфизма пород алданского комплекса; 3) однотипность структурного плана с раннепротерозойскими образованиями чуйской, малханской, слюдянской, дербинской и других серий; 4) постепенный переход по простиранию с востока на запад в Малханскую зону, где нижнепротерозойские гнейсовые комплексы связаны со среднепротерозойско-рифейскими в единых непрерывных разрезах [132]; 5) толщи станowego комплекса существенно отличаются от толщ Алданского архея более пестрым набором пород; 6) широкое распространение специфических древнестановых гранитов свидетельствует об автономности структуры станowego комплекса; 7) структуры Становой зоны в отличие от Алданского щита не перекрывались чехлом рифейских и палеозойских платформенных отложений; 8) данные по изотопной геохронологии свидетельствуют о ранне-среднепротерозойском возрасте станowego комплекса, так как большинство цифр абсолютного возраста его пород приходится на интервал от 1700 до 2000 млн. лет [38]. Интересно отметить, что по данным изотопной геохронологии между археем и протерозоем в Сибири устанавливается перерыв длительностью во многие сотни миллионов лет [38]. Вероятно, именно с этим перерывом была связана та переломная эпоха в смене стиля тектоники, о которой мы упоминали в начале этой главы.

Ранне-среднепротерозойский возраст малханской серии обычно сомнений не вызывает как по причине естественной связи по простиранию со сходными образованиями Хамар-Дабана, так и исходя из радиологических датировок. Абсолютный возраст кристаллических сланцев малханской серии из района Ермаковского месторождения, полученный А. И. Пантелеевым свинцово-изохронным методом, равен  $2400 \pm 100$  млн. лет, что соответствует раннему протерозою [38].

Чуйская серия по ряду признаков сходна с тунгирской серией Становой зоны. Это сходство подчеркивается однотипными раннепротерозойскими синскладчатыми гранитоидами, широко распространенными



среди образований этих серий (гранитоиды чуйского, угольканского, древнестанового и куандинского комплексов). По данным Д. А. Великославинского и др. [1963 г.], абсолютный возраст пегматитов куандинских гранитов 2170 и 1920 млн. лет (калий-аргоновый метод), биотита из чуйских гранитов — 1790 млн. лет [135]. По данным В. М. Терентьева, абсолютный возраст гнейсо-гранитов Даванской зоны по изотопным соотношениям  $Rb^{207}/Rb^{206}$ ;  $Rb^{206}/U^{238}$ ;  $Rb^{207}/U^{238}$  равен 2360, 2660 и 2030 млн. лет, а наиболее древний возраст мусковита пегматоидных обособлений в гнейсо-гранитах равен 2200—1900 млн. лет [100]. Проведенное сопоставление протерозойских образований юга Сибири — севера Монголии с образованиями опорного разреза в хр. Одурум-Тайга позволяет перейти к рассмотрению вопросов об объеме протерозойских образований и их соотношении с архейскими образованиями. Это рассмотрение удобнее начать с последнего вопроса.

Структурная и стратиграфическая связь нижнепротерозойских отложений Восточных Саян и Хамар-Дабана со среднепротерозойско-рифейскими позволяет, наряду с другими признаками, отличать их от архейских образований. К последним на юге Сибири относят шарыжалгайскую и канскую серии, регионально метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Абсолютный возраст гнейсов из низов шарыжалгайской серии, по данным Э. В. Собонович, С. М. Гращенко, А. В. Ловцюс [151], 2900 млн. лет (свинцово-изохронный метод и метод «точки современного свинца»). Шарыжалгайская серия часто параллелизуется с архейскими гранито-гнейсовыми комплексами Алданского щита.

К архею относятся образования бирюсинской серии в понимании Д. С. Коржинского. По минеральным парагенезисам она сопоставляется с канской и шарыжалгайской сериями, а также с алданским комплексом. Всем этим образованиям свойственны сходные литолого-петрологические особенности, структурные планы и т. д.

Необходимо отметить, что толщи пород, объединявшиеся в «бирюсинскую серию», оказались гетерохронными, включающими помимо гнейсов собственно бирюсинской серии зеленосланцевые породы нерсинской [47] или туманшетской [138] свит, сопоставленных А. Д. Смирновым и др. [132] с образованиями нижнерифейских сублукской и кувайской серий, а также неройской [139] или тепсинской [145] серий нижнего протерозоя. Радиологические данные из бирюсинской серии явно «омоложены», что объясняется, по-видимому, их термо-тектонической (термин Кеннеди) переработкой. Процессами переработки объясняется, по-видимому, общее «падение» степени метаморфизма, точнее нарастание процессов диафореза архейских пород при их прослеживании с юго-востока (из Прибайкалья) и северо-запада (от Южно-Енисейского выступа) к зоне Канско-Окинского междуречья, в пределах которой в раннем рифе формировались крупные перикратонные геосинклинальные прогибы. Соответственно в пределах Канско-Окинского междуречья сохранились лишь реликты архейских пород, метаморфизованных в гранулитовой фации.

Некоторые исследователи сопоставляют бирюсинскую серию со слюдянской Прибайкалья (а иногда с камчадальской свитой и свитой Соснового Байца Онотского грабена Присяянья), что представляется не правомочным, так как прослежен постепенный переход по простираанию слоев слюдянской серии в дербинскую, всегда относившуюся к протерозою. Протерозойские структуры срезают структуры Шарыжалгайского, Бирюсинского и других выступов фундамента Сибирской платформы и характеризуются специфическим внутренним планом складчатых дисло-

каций. Кроме того, слюдянская и дербинская серии отличаются от бирюсинской значительной ролью мраморов в их составе, ритмичностью строения разрезов, естественной связью со среднепротерозойско-рифейскими отложениями. Различны и магматические породы, приуроченные к полям распространения отложений шарыжалгайской и бирюсинской серий, с одной стороны, и слюдянской и дербинской, с другой.

К архею относятся образования курультино-гонамского комплекса, пространственно обособленного от алданского комплекса. А. А. Маракушев [101] отмечает, что породы курультино-гонамского комплекса характеризуются более глубоинной степенью метаморфизма (сутамская фация) по сравнению с породами алданского комплекса (алданская фация). Это позволило ему сделать вывод о более молодом возрасте алданского комплекса.

В Средне-Витимской горной стране к архею относятся образования илеирской (нижней) и тулдунской (верхней) толщ, слагающих Муйские глыбы, а также образования Амалатского горста [135]. Они характеризуются высокой степенью метаморфизма (гранулитовая и амфиболитовая фации), планом складчатых дислокаций, свойственным архейским образованиям, и абсолютным возрастом от 2,5 до 4,5 млрд. лет [136].

До сих пор мы рассматривали данные о возрасте и критерии сопоставления отложений, соответствующих одурумскому разрезу. Отмечалось, что этот разрез является наиболее полным из известных в складчатом обрамлении Сибирской платформы, а также то, что в отдельных зонах сводные разрезы полнее одурумского за счет наращивания более молодыми толщами. К обоснованию возраста последних мы и перейдем.

В строении зеленосланцевых комплексов, сопоставляемых с харальской свитой, четко проявлено закономерное нарастание мощности по мере движения во внутренние зоны байкалид. Кроме того, во внутренних зонах эти комплексы нередко наращиваются либо существенно карбонатными, либо терригенными толщами, датирующимися средним—поздним рифеем по положению в разрезах, по фитолитам и по радиохронологическим данным. Таковы нарынская, чахыртойская и уланэргинская свиты нагорья Сангилен, кадаинская свита Приаргунья, дзагинская, орцогская и другие свиты Монголии, тунгусикская серия Енисейского Кряжа [36, 129]. Напротив, по мере прослеживания зеленосланцевых комплексов в восточном направлении наблюдается редуцирование их мощностей и первичных ареалов распространения. Так, в Орхонско-Малханской зоне Забайкалья зеленосланцевые отложения нижнерифейских катаевской, янчуйской, дабатской и других свит локализованы в структурно обособленных остаточных прогибах [8]. Крайнее выражение эта закономерность получает в Становой зоне, в пределах которой раннерифейские зеленосланцевые комплексы не известны и, по-видимому, не накапливались вообще.

Одно из тектонических следствий отмеченной закономерности заключается в необходимости признания латерального замещения позднего геосинклинальных комплексов раннеорогенными по мере их прослеживания с запада на восток или иначе — латерального замещения геосинклинального режима развития орогенным. Действительно, в большинстве зон Забайкалья и Байкальской горной области в раннем, среднем и позднем рифее осадконакопление происходило в структурно обособленных прогибах и впадинах — Бодайбинском, Олоkitском, Ципа-Витимканском и других, на основании чего они относятся к орогенным [28]. Отсюда ясно, почему рифейские, в особенности средне-верхнери-

фейские отложения юга Сибири — севера Монголии трудно сопоставимы по литологическому составу.

Уже отмечалось, что в среднем рифее происходило формирование отложений карагасской серии Присаянья. Вышележащие отложения оселковой серии относятся к верхнему рифею, исходя из их трансгрессивных соотношений с нижележащими отложениями. Началу накопления отложений оселковой серии предшествовали поднятие и перерыв в осадконакоплении, сопровождавшиеся формированием кор выветривания. Эта граница хорошо коррелируется с рубежом гренвильского диастрофизма, нашедшего отражение, в частности, в особенностях формирования чехла Сибирской платформы (несогласие в основании лахандинской свиты Учуро-Майского района и др.). Верхняя граница оселковой серии определяется налеганием на нее вендских отложений (хужирская, мотская и иркутская свиты), перекрытых, в свою очередь, фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия.

С карагасской серией в Присаянье сопоставляется ермасохинская свита. Абсолютный возраст вулканитов из средней части ее разреза около 1350 млн. лет [103].

В последние годы в Присаянье В. Д. Мац, А. П. Таскин, Б. П. Паляничко и И. П. Семейкин выделили калбазыкскую серию в составе ангаульской и одайской свит. Образования ангаульской свиты мало чем отличаются от остальных свит сублукской серии и вместе с ними участвуют в строении одних и тех же структур. В связи с этим ангаульская свита рассматривается нами в составе сублукской серии в качестве венчающего ее подразделения. Орогенные образования одайской свиты, по данным Б. П. Паляничко, залегают со стратиграфическим несогласием на различных горизонтах сублукской серии и несогласно перекрываются отложениями ермасохинской свиты, в обломках которой присутствуют породы, характерные для одайской свиты. Абсолютный возраст сланцев одайской свиты, определенный калий-аргоновым методом —  $1595 \pm 20$  млн. лет [103]. Учитывая все это, одайская свита отнесена к верхам нижнего рифея. По структурному положению и по положению в разрезе одайская свита сопоставляется с ирсымской. Так же ее сопоставляли А. П. Таскин и И. П. Семейкин.

С оселковой серией по структурному положению, тектоническим условиям формирования и формационному сходству в Присаянье сопоставляются ингашинская и джуктырская свиты, а в Прибайкалье — трехчленный байкальский комплекс. Позднерифейский возраст последнего находится в соответствии с данными о его трансгрессивном соотношении с акитканской серией, а также с перекрывающими вендскими отложениями ушаковской свиты. Отложения трехчленного байкальского комплекса охарактеризованы комплексом фитолитов, значительная часть которых характерна для позднего рифея [116].

С трехчленным байкальским комплексом по совокупности признаков сопоставлены олхинская и тыретская свиты Иркутского и Китойского Присаянья и Приангарья, а также ороченская и точерская свиты Баргузино-Витимского междуречья.

К среднему рифею обычно относятся отложения балаганахской и кадаликанской подсерий патомской серии, что находится в соответствии с их геологическими соотношениями с подстилающими и перекрывающими образованиями, фитолитовой характеристикой и другими факторами. Вышележащие отложения патомской серии, среди которых в настоящее время снизу вверх выделяются каланчевская, жуинская и ченчинская свиты во внешней зоне (Жуинско-Патомской краевой про-

гиб) и бодайбинская подсерия во внутренней зоне (Бодайбинский межгорный прогиб), относятся к позднему рифею.

В последнее время появились сведения о наличии остатков скелетной фауны в доломитах иллигирской свиты, завершающей разрез бодайбинской подсерии [34], однако фауна эта пока не определена. Возможно, анангская свита, содержащая горизонты конгломератов и гравелитов, и вышележащая иллигирская свита с фауной окажутся аналогами вендских и кембрийских отложений (соответственно жербинской и тинновской свит Жуинско-Патомского прогиба, холоднинской и бирамьинской свит и их аналогов Байкальской горной области). Нами бодайбинская подсерия сопоставлена, вслед за Б. Н. Красильниковым, с трехчленным байкальским комплексом. При этом аунакитской (существенно песчаниковой) свите соответствует голоустенская, вачской (кварцево-углистые черные сланцы, углистые песчаники и другие породы) — улунтуйская (и, возможно, качергатская). Не одинаковый литологический состав вачской и улунтуйской свит может быть объяснен их различным структурным положением. Но более существенна темно-серая и черная окраска пород той и другой свит и повышенная их «углистость», что отражает сходные палеогеографические условия их накопления. К близкому выводу пришли также В. Л. Тихонов и В. С. Аносов, сопоставившие бодайбинскую подсерию с валюхтинской (каланчевской), жуинской и ченчинской свитами Патомского нагорья, рассматриваемыми нами в качестве аналогов трехчленного байкальского комплекса.

В вопросах о сопоставлении верхнерифейских отложений Байкальской горной области, Прибайкалья и Присяянья много неясного. К. А. Клитин и др. [77] качергатскую свиту Западного Прибайкалья сопоставляют с валюхтинской и жуинской Северо-Байкальского нагорья. Соответственно улунтуйская свита сопоставлена с баракунской, ибо, по данным В. К. Головенка, в бассейне р. Чай на качергатской свите согласно залегает карбонатная толща, соответствующая ченчинской свите. По мнению В. В. Хоментовского и др. [116], разделяемому автором настоящей работы, в бассейне той же реки на известняки улунтуйской свиты согласно налегают алевролиты никольской (жуинской) свиты, что позволяет сопоставить качергатскую свиту с жуинской и ченчинской и считать, что качергатская свита в Патомском прогибе коренным образом меняет свой облик.

По структурному положению и месту в сводном разрезе с одайской свитой Присяянья сопоставляются домугдинская свита Северо-Западного Прибайкалья (низы акитканской серии), а также тепторгинская серия Северо-Байкальского нагорья. Между тем в вопросе о возрасте последней нет единого мнения. Многие исследователи считают, что метаморфизм и гранитизация образований чуйской серии завершились до тепторгинского времени. Описаны несогласные контакты между образованиями тепторгинской и чуйской серий, а также налегание тепторгинской серии на чуйские гранитоиды [42]. Согласно же данным С. П. Кориковского и В. С. Федоровского [81], образования этой серии в пределах Нечерского поднятия принадлежат нижнепротерозойскому комплексу. По данным А. А. Бухарова [30], тепторгинская серия залегает на акитканской. Отметим, что из-за наличия в основании тепторгинской серии сортированных песчаников и других пород, внешне сходных с базальными слоями трехчленного байкальского комплекса (залегающего выше акитканской серии), вероятно ошибочное отнесение некоторых полей распространения последнего к тепторгинской серии.

В бульбухтинской свите тепторгинской серии известны строматолиты. Абсолютный возраст глауконита из песчаников этой серии 1380 млн. лет [67]; возраст диабазов, рвущих медвежьевскую свиту той же серии, 1100 млн. лет [100].

К венду отнесены островная свита Енисейского Кряжа, усть-тагульская, мотская, иркутская и другие свиты Присаянья и их аналоги в Прибайкалье. Эти отложения согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными, фациально выдержанными существенно карбонатными отложениями беспорного раннего кембрия, а сами охарактеризованы вендским комплексом фитолитов и цифрами абсолютного возраста вендского диапазона [116, 129, 188]. Лишь некоторые свиты иногда трактуются довендскими на основании главным образом данных биостратиграфии. Например, ушаковскую и хужирскую свиты в полном объеме или частично некоторые исследователи считают возможным датировать поздним рифеем, не исключая при этом возможность иного варианта их корреляции и возраста [116]. В основании вендских отложений в ряде зон отмечается несогласие, свидетельствующее о проявлении движений собственно байкальской фазы. Так, многие исследователи отмечают несогласное налегание ушаковской свиты на качергатскую; Л. И. Салоп [135] допускает наличие крупного скрытого перерыва в основании жербинской свиты и т. д. Однако более существенно то, что всюду вендские отложения участвуют в строении трансгрессивных серий, а с периодом их накопления совпало расширение ареалов седиментации. Корреляция вендских и структурно связанных с ними ниже и вышележащих отложений регенерированных раннекаледонских геосинклиналей вызывает меньше разногласий. Поэтому их описание в данном разделе опускается.

Следует обратить внимание на намечающуюся в последние годы тенденцию переоценки возраста карбонатных толщ, широко развитых в разрезах докембрия различных структурных зон Саяно-Байкальской системы и, как следствие этого, переосмысливание тектоно-магматических и металлогенических построений предшественников. Причиной этому служат находки кембрийской фауны в полях распространения докембрийских толщ Баргузино-Витимского междуречья Забайкалья, а также юго-западной части Восточных Саян (данные Ю. П. Бутова). Между тем, по мнению автора, как и других исследователей, эти находки ни в коей мере не меняют общую картину геологического строения названных регионов, позволяя, однако, более уверенно производить палеогеографические реконструкции, существенно уточняя в отдельных случаях первичные границы кембрийских (или венд-кембрийских) бассейнов седиментации. Суть назревшей проблемы заключается, по нашему мнению, в трудности расчленения разновозрастных карбонатных толщ с чисто литологических или биостратиграфических позиций, по тем или иным причинам совмещенных на одних и тех же гипсометрических уровнях. В связи с актуальностью этого вопроса рассмотрим его подробнее.

Как известно, одной из характерных черт разрезов докембрийских отложений Центральной Азии является участие в их строении мощных карбонатных толщ. Наиболее широкое площадное карбонатообразование происходило в среднепротерозойскую эпоху, что свидетельствует о господствовавшем в то время на обширных пространствах Центральной Азии режиме тектонической вялости, именуемом некоторыми исследователями квазиplatformным. Последующее развитие многих структур центральноазиатских байкалид, как будет показано ниже, ха-

рактизовалось резким сокращением ареалов седиментации, локализованных во «флишевых» геосинклиналях и остаточных межгорных прогибах и впадинах, оттесненных в одних случаях в периферические участки региональных структур (Протеросаянская, Баргузино-Витимская и другие структуры), в других — в их осевые части (Сангиленская, Зангарская и другие структуры). Вследствие этого на большей площади предвандского континента на поверхности оказались карбонатные породы, преобразованные процессами метаморфизма в мраморы. Важно отметить, что их дислокации не отличаются сложностью, а также то, что нередко они охарактеризованы строматолитами и другими формами окаменелой докембрийской жизнедеятельности.

Для разрезов отложений раннекаледонского этапа формирования тоже характерны карбонатные породы, концентрирующиеся главным образом в кембрийской их части. Причем в ряде структурных зон региональному карбонатакопленению предшествовало лишь локальное формирование вендских или рифейско-вендских молассоидных толщ, в результате чего фундаментом кембрийских седиментационных бассейнов служили разновозрастные метаморфические образования, но преимущественно среднепротерозойские мраморы. В частности, именно такая обстановка реставрируется для кембрийского периода истории развития Баргузино-Витимского междуречья Забайкалья. Исходя из формационных особенностей развитых здесь кембрийских отложений, некоторые исследователи тектонические условия их накопления интерпретируют платформенными. Этим отложениям свойственны отсутствие или чрезвычайно слабое проявление метаморфизма, литолого-фациальная выдержанность на огромных пространствах, фаунистическая охарактеризованность.

В связи с изложенным становится понятной возможность трансгрессивного налегания в ряде структурных зон байкалид карбонатных отложений кембрия на карбонатные породы среднего претерозоя. В то же время сходство тектонических условий формирования и типов дислокаций этих разновозрастных отложений обуславливает необходимость наличия углового или азимутального несогласия между ними. Между тем более поздние, послекембрийские блоковые подвижки и процессы денудации осложнили картину первичных взаимоотношений между разновозрастными, но литологически сходными карбонатными породами, оказавшимися в ряде случаев на одних и тех же гипсометрических уровнях. В такой ситуации (нередко осложненной плохой обнаженностью) отличить среднепротерозойские отложения от кембрийских по внешним признакам не всегда удается. Поэтому находки кембрийской фауны в полях карбонатных пород, относившихся ранее к докембрию, приводят некоторых исследователей к выводам о кембрийском возрасте и метаморфизованных карбонатных пород, что неизбежно влечет за собой необходимость пересмотра возраста ряда интрузивных комплексов и вообще тектонической истории этих регионов. Необоснованность подобных выводов уже отмечалась Л. И. Салопом. Добавим лишь, что в Западном Забайкалье и Восточном Саяне давно установлены факты согласных взаимоотношений кембрийских карбонатных отложений с красноватными или пестроцветными терригенными молассоидными отложениями венда (или верхнего рифея — венда), в гальках базальных конгломератов которых содержится широкий спектр метаморфических и магматических пород. Это не оставляет сомнений в необходимости признания главной роли в геологическом строении упомянутых регионов довендских комплексов метаморфических и магматических пород, об-

разующих самостоятельный структурный ярус протерозоид (байкалид). Расшифровка современного структурного плана образований байкальского и раннекаледонского ярусов — насущная необходимость ближайшего времени.

Таким образом, руководствуясь комплексом историко-геологических критериев расчленения и датировки возраста докембрийских образований Центральной Азии, при использовании в качестве дополнительных биостратиграфических и радиологических критериев, нами предлагается унифицированная схема корреляции этих образований, в которой последовательность толщ в разрезах большинства структурных зон не противоречит данным многих других исследователей, но само сопоставление и датировка возраста получили подчас новое, не традиционное решение. Разрабатывая эту схему, мы не стремились к всеобъемлющему решению проблем стратиграфии докембрия Центральной Азии. Однако многие тектонические следствия, вытекающие из нее, находятся, как мы попытаемся показать в нижеследующем изложении, в соответствии с главнейшими, твердо установленными и бесспорными закономерностями фанерозойского структурообразования, свидетельствуя о принципиально верном решении основных вопросов стратиграфии докембрия, а также о наиболее вероятных направлениях его дальнейшего изучения.

### Глава 3.

## ТЕКТОНИКА ДОКЕМБРИЯ

Поскольку тектоника докембрия отдельных регионов Центральной Азии освещалась в печати, характеристика ранее выделявшихся региональных структур приводится кратко, с соответствующими рекомендациями читателям, пожелавшим подробнее ознакомиться с тем или иным частным вопросом. Это описание дается в меру необходимости при типизации тектонических структур, раскрытии истории их развития и выявления связей между тектоникой, магматизмом и металлогенией. Опускаются также сведения об ограничениях структур, совпадающих чаще всего с разломами, обозначенными на прилагаемых тектонических схемах и в той или иной мере тоже охарактеризованных в печати; кроме того, в настоящей работе имеется раздел, посвященный характеристике главных разломов Саяно-Байкальской системы. Новые данные, не нашедшие отражения в печати последних лет, излагаются и обсуждаются более подробно.

### О ФОРМАЦИЯХ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Формационный анализ давно и прочно вошел в практику исследований фанерозойских образований. Все более широкое применение он находит и при изучении докембрийских образований несмотря на известные трудности, ограничивающие возможность идентификации докембрийских формаций с фанерозойскими.

Исходя из классических определений Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова, формации — это прежде всего парагенезисы пород. Известно, что при определении формационной принадлежности фанерозойских образований решающими являются подчас их дополнительные признаки (строение разрезом, способ сочетания пород, их первичная окраска, текстурные особенности, гранулометрический состав и др.), утраченные или затушеванные в докембрийских метаморфических комплексах. При определении же докембрийских формаций наиболее объективные сведения об условиях развития структур дает анализ парагенезисов пород. Между тем в областях распространения докембрия к выделению формаций часто подходят униформистски, в результате чего они описываются под наименованиями, не обладающими на то достаточными признаками. Таковы аспидная, спилит-кератофировая и другие формации. Неправомочность подобного подхода к их выделению в условиях докембрия обосновали О. А. Вотях [35] и другие исследователи на примере Енисейского Кряжа. Очевидно, при таком подходе формации выводятся из тектоники, а не наоборот, и следовательно, формационный анализ превращается в фикцию. Между тем Н. П. Херасков обращал особое внимание на недопустимость подобного подхода. Он отмечал [173, с. 26]: «Когда в основу выделения формаций клалась предвзятая тектоническая концепция, формации неизменно отрывались от своей сущности и переставали быть определенными парагенезисами пород».

Иначе говоря, формационный анализ докембрийских образований должен основываться прежде всего на литологических принципах их расчленения в сочетании с другими, что создает предпосылки для тек-



тонических реконструкций на историко-геологической основе. В этой связи отметим, что замечательной особенностью докембрийских образований, способствующей их стратификации и корреляции, является закономерная повторяемость литологических комплексов в разрезах или, иначе, ритмичное строение разрезов, на что тоже обращал внимание Н. П. Херасков. Кроме того, докембрийские формационные ряды отличаются однообразным строением, что резко отличает их от формаций фанерозойского этапа развития. Наконец, специфика докембрийских формаций заключается в чрезвычайной длительности их накопления.

Причины замедленности темпов седиментации в докембрии достоверно не известны. В соответствии с гипотезой Дирака предполагается значительно большая величина гравитационной «постоянной» геологического прошлого (что объясняет, впрочем, высокий региональный метаморфизм архейских образований в приповерхностных условиях), в соответствии с чем тектоническая жизнь планеты в докембрии характеризовалась относительно слабой контрастностью, ограничивавшей возможность формирования мощных колонн отложений. Предполагаются также иные константы распада радиоактивных элементов в докембрии по сравнению с фанерозойским временем, что предопределяет необходимость иного исчисления докембрийского времени [72].

Все это свидетельствует о своеобразии докембрийских образований, затрудняющем их формационную идентификацию. В то же время общее сходство докембрийских (протерозойских) и фанерозойских осадочных и вулканогенных образований и их парагенезисов, на что особо обращали внимание А. В. Сидоренко, Б. М. Келлер, М. В. Муратов и другие исследователи, позволяет изучать их с единых историко-геологических позиций.

Поскольку в формациях зафиксированы тектонические условия образования пород, резкая смена их состава указывает, очевидно, на смену тектонического режима. Следовательно, формационный ряд в целом отражает эволюцию тектонической истории региона. Сущностью формационного анализа, таким образом, является выявление зависимости между тектоническими движениями и осадконакоплением, впервые подчеркнутой М. Бертраном. «Руководящими» или «маркирующими» отдельные стадии или этапы развития структур геосинклинальных складчатых областей являются такие формации, как спилит-кератофировая и аспидная (стадия заложения геосинклиналей), карбонатная и карбонатно-сланцевая (стадия обширного прогиба в условиях тектонического покоя), флишевая (стадия расчленения геосинклинали на второстепенные структурные элементы), молассовая (орогенный этап развития) и др.

Среди докембрийских образований Центральной Азии конкретные представители вышеперечисленных формационных типов распознаются в исключительных случаях, ибо преимущественным распространением пользуются их соответствующие аналоги.

Особый класс формаций образуют архейские осадочные и вулканогенные породы. Большинство исследователей отмечает своеобразие условий тектонического и термодинамического режимов архейского времени, определивших своеобразие архейских образований, характеризующихся широким распространением вулканитов базальт-андезитового состава, преобладанием граувакковых толщ, малой ролью железисто-кремнистых и карбонатных хемогенных отложений.

Архейские комплексы южной Сибири сочетают признаки геосинклинальных и платформенных образований. Признаками геосинклиналь-

ного режима развития в архее являются такие, как активный вулканизм (хотя подчас своеобразный), метаморфизм, складчатость, большие мощности отложений. Однако слабая фациальная изменчивость этих отложений, постоянство или слабый градиент изменения их мощностей, выдержанность состава некоторых толщ на огромных пространствах, общая сходная для всей Южной Сибири направленность эволюции вулканогенно-седиментационного процесса (нарастание дифференциации и вытеснение пород основного состава более кислыми), отсутствие грубообломочных отложений, равномерный метаморфизм, отсутствие моласс, краевых прогибов и фронта складчатости не свойственны ортогеосинклинальным поясам и системам. Многие исследователи предполагают, что архейские бассейны седиментации характеризовались тектонической гомогенностью (нерасчлененностью) и представляли собой огромные плоские ванны, подобные плитам, развивавшиеся по единому плану. Поскольку перечисленные черты строения архейских образований указывают на относительно однообразные тектонические условия седиментации, огромные мощности отложений необходимо объяснить подвижностью прогибов. Обилие вулканогенных пород обусловлено, по-видимому, повышенной проницаемостью архейской коры, хотя вулканогенное происхождение некоторых разностей архейских пород в настоящее время ставится под сомнение.

Примечательной особенностью архейских образований является отсутствие стадийности в их формировании, свойственной геосинклинальным образованиям дейтерогея и неоггея (по Г. Штилле) и, в отличие от последних, угасание тектонической дифференциации к концу этапа (что следует из факта увеличения роли продуктов все более совершенной осадочной дифференциации и ослабления вулканической деятельности) перед основной эпохой складчатости, магматизма и метаморфизма.

Изложенное свидетельствует о невозможности причисления архейских образований Южной Сибири к одному из классов формаций схемы Н. П. Хераскова [173]. Поэтому они выделяются в особый самостоятельный класс формаций архейского этапа развития. В этом классе образования курультино-гонамского комплекса характеризуются большей ролью меланократовых пород, по сравнению с алданским комплексом и его аналогами. В формационном плане с курультино-гонамским комплексом сходны образования бирусинской серии.

Анализ разрезов протерозойских отложений Центральной Азии свидетельствует об их своеобразии в ином плане. Оно выражается прежде всего в отсутствии формаций, свойственных начальным стадиям развития геосинклиналей (здесь неизвестна аспидная формация, гомологами которой являются широко распространенные терригенные и вулканогенно-терригенные формации), а также в том, что спилит-кератофировая формация, известная лишь в некоторых шовных геосинклинальных прогибах, не всегда занимает базальное положение в разрезах геосинклинальных комплексов (например, в Ильчирской структуре она завершает ряд геосинклинальных формаций — ильчирская свита). Последнее не является исключительным свойством докембрийских геосинклиналей. Согласно выводам Н. С. Шатского, вулканические серии спилит-кератофирового состава в огромном большинстве случаев характеризуют не только начальные стадии развития геосинклиналей, но вообще геосинклинальную стадию развития складчатых систем.

Отсутствуют среди докембрийских образований Центральной Азии и типичные флишевые формации, накапливающиеся, по мнению многих

геологов, в условиях сильного сокращения (сжатия) седиментационного бассейна. Это указывает на специфический характер замыкания докембрийских геосинклиналей Центральной Азии, в процессе которого длительное время господствовали процессы сжатия умеренного масштаба. Поэтому не случайно для позднегеосинклинальной стадии развития докембрийских геосинклиналей Центральной Азии свойственны остаточные «доломитовые прогибы», формировавшиеся в условиях широкого распространения орогенного режима на фоне мало контрастного тектонического рельефа. Гомологами флиша являются разнообразные терригенные, вулканогенно-терригенные и карбонатно-терригенные формации, иногда именуемые флишондными, или флишевыми. Следует отметить, что их накопление происходило на широких площадях. С генетической точки зрения они характеризуют доорогенный этап развития — стадию расчленения геосинклинальных зон на второстепенные, элементарные структуры. В отличие от этого «доломитовые прогибы» характеризуются локальным распространением и свидетельствуют о раннеорогенной стадии развития структур. Иначе говоря, флиш и его гомологи — доорогенные формации. Между тем некоторые исследователи (Ж. Обуэн и др.) считают возможным рассматривать флишевую стадию развития орогенной, а сам флиш — орогенной формацией. Материалы по тектонике докембрия Центральной Азии не согласуются с подобными представлениями.

Чрезвычайно характерной для докембрия Центральной Азии является карбонатная формация. Временем расцвета карбонатного осадконакопления был средний протерозой. В это же время широкое распространение получили строматолиты, онколиты и другие фитолиты.

Ограниченным распространением в Центральной Азии пользуются докембрийские молассы, что свидетельствует, вероятно, о преобладании сводового развития в орогенном этапе того времени. Среди орогенных формаций преобладают морские терригенные, карбонатно-терригенные и карбонатные. Орогенный вулканизм сконцентрирован главным образом в краевой системе, в составе акитканской, карагасской и патомской серий, а также трехчленного байкальского комплекса.

Анализ рядов докембрийских осадочно-вулканогенных формаций Центральной Азии свидетельствует о том, что однотипные формации участвуют в строении структур различного типа. Это указывает на конвергенцию формаций, сближение тектонических условий их накопления в течение некоторых стадий развития разнородных структур. Например, среднепротерозойская карбонатная формация участвует в строении формационных рядов как геосинклинальных, так и геосинклинальных структур, а также чехлов срединных массивов. Подобным образом ведут себя и другие формации, не всегда имеющие, однако, одинаковый возраст. В связи с этим представляется затруднительным типизировать структуры на палеотектоническом срезе без учета строения полного формационного ряда конкретной структуры. Для отдельных интервалов времени наиболее рационально выделение тектонических режимов развития тех или иных зон, исходя из сравнения латерального ряда формаций конкретного интервала времени, так как смена формаций в рядах является литологическим овеществлением смены тектонических режимов [173]. Характеристику конкретных формаций докембрийских образований рассмотрим при описании тектонических структур.

Среди докембрийских структур Центральной Азии выделяются догеосинклинальные, геосинклинальные, орогенные и платформенные.

## КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АРХЕЙСКОМ ФУНДАМЕНТЕ И ЕГО СТРУКТУРЕ

Для рассматриваемой территории Центрально-Азиатского пояса нет единства во взглядах на природу фундамента байкалид. Ю. А. Косыгин и др. [118] считают, что геосинклинальная область южного обрамления Сибирской платформы развивалась на архейском гранито-гнейсовом складчатом фундаменте. О его единстве и однородности строения на большую глубину (включая, возможно, и подкоровые слои Земли) свидетельствуют, по мнению этих исследователей [118], блоковый характер строения Сибирской платформы и геосинклинальной области, наличие зон поднятий и погружений в смежных участках этих структур, наличие рассекающих их «сквозных» зон разломов. К аналогичным выводам пришли Л. И. Салоп, Н. С. Зайцев, Н. В. Межеловский, Е. Н. Алтухов, Ф. П. Митрофанов и другие геологи.

Другие исследователи находят возможным относить фундамент протерозойско-рифейских геосинклиналей к океаническому типу. Так, К. А. Клитин и др. [77] считают, что геосинклинали внутренних частей байкалид Байкальской горной области (Баргузино-Витимский синклиний) заложены на коре океанического типа, аргументируя это сквозным характером развития протерозойско-рифейской геосинклинали и участием в ее строении элементов офиолитовой ассоциации. Однако во внешней, Чуйско-Тонодско-Нечерской зоне той же области, вовлеченной в процессы байтальской складчатости, по мнению тех же исследователей, устанавливается древнее гранитизированное основание.

Аналогичный вывод сделал Е. С. Постельников для Вороговского прогиба Енисейского Кряжа. Он считает, что байкалиды Енисейского Кряжа сформировались на месте миогеосинклинальной зоны, тогда как в Вороговской эвгеосинклинальной зоне завершение геосинклинального развития произошло в раннекаледонскую эпоху. Различие в развитии и времени замыкания смежных зон объясняется им различным типом догеосинклинального фундамента — континентальным в миогеосинклинальной и океаническим — в эвгеосинклинальной зонах. Между тем М. Н. Белянкина и Е. А. Долгинов всю структуру Енисейского Кряжа считают интракратонной, преобразующейся в северном направлении в авлакоген.

Л. И. Красный [89] относит байкальские геосинклинали Центрально-Азиатского пояса к энсиматическим кремнисто-вулканогенного типа.

Широкое распространение коры океанического типа к началу геосинклинального процесса на месте Хангай-Хентейских герциний, Джидлинских и Уда-Витимских ранних каледонид и других зон предполагает Л. П. Зоненшайн [62]. Н. С. Зайцев и др. [59] считают, что в Забайкалье, Северной и Центральной Монголии фундаментом палеозойских геосинклиналей служила кора континентального типа.

Согласно исследованиям А. М. Лейтеса и В. С. Федоровского [95], на обширных пространствах Сибирской платформы и северной части Байкальской складчатой области крупные массивы суши, во многом сходные с континентами неохрона, возникли к рубежу около 3,0 млрд. лет назад. Эти древнейшие массивы упомянутые исследователи предлагают называть протоконтинентами, не обладавшими, по их мнению, корой континентального типа. Однако они отмечают [95, с. 12], что сформировавшийся древнейший субстрат протометаморфического слоя, характеризующийся региональным метаморфизмом гранулитовой фации, ... «уже в архее был, по-видимому, локально гранитизирован с образо-

ванием первых «островков» гранитно-метаморфического слоя, впоследствии превратившихся в центры массовой раннепротерозойской гранитизации».

Выводы А. М. Лейтеса и В. С. Федоровского не противоречат, вероятно, выводам автора об эпикратонной природе протерозойско-рифейских геосинклиналей Центральной Азии, так как принципиальные разногласия в понимании структуры архейских образований протоконтинентов и кратона отсутствуют. Более того, выделяя архейские протоконтиненты, представляется логичным их кору именовать протоконтинентальной, с той характеристикой, которая для нее приведена А. М. Лейтесом и В. С. Федоровским [95]. При этом понятие о протоконтинентальной коре оказывается практически тождественным понятию о коре кратона. Последняя же в настоящей работе именуется «континентальной». Одним из основных аргументов в пользу предпочтительности этого термина является признание крупнейшего перерыва и структурного несогласия между археем и протерозоем, по крайней мере в пределах рассматриваемых регионов Центральной Азии. Отсюда следует и необходимость признания гигантского массива суши или континента, независимо от его наименования (кратон, протоконтинент и т. д.), сформированного в процессе архейского тектоно-магматического цикла. По имеющимся данным, кора этого континента имела гетерогенное строение, отличающееся от коры современных океанов.

К прямым геологическим данным, указывающим на существование архейской «континентальной» коры в основании протерозойско-рифейских геосинклиналей Саяно-Байкальской системы, относится наличие выступов архейского фундамента в горстах и срединных массивах [3]. В последние годы архейские блоки выявлены в Заангарской части Енисейского Кряжа, в нагорье Сангилен, в Северной Монголии и Забайкалье (данные М. И. Волобуева, Ф. П. Митрофанова, Н. С. Зайцева, А. Ф. Озерского, И. Г. Рутштейна и других геологов). Согласно данным Ф. П. Митрофанова и др. [106], архейские породы — шпинель-гранат-биотит-кордиеритовые гнейсы, двупироксеновые плаггиогнейсы, фортеритовые мраморы, чарнокитоиды и другие породы эрзинского гранулитового комплекса содержатся в базальных конгломератах раннепротерозойской чинчилингской серии нагорья Сангилен (моренский комплекс Ф. П. Митрофанова). В некоторых зонах системы архейский фундамент целиком или частично погребен под сингеосинклинальным чехлом срединных массивов, к числу которых, помимо Гарганского, относятся впервые выделяемые нами Агинский (для докембрийского времени), Моклакано-Могочинский, Баргузино-Витимский и, возможно, Кяхтинский [2, 3, 4]. Новый блок архейских структур установлен в хр. Большой Саян [5].

Для всех архейских структур характерны сходные параметры гравиметрических и магнитных аномалий. Подобные характеристики свойственны архейским складчатым комплексам фундамента Сибирской платформы [70]. Следовательно, имеются основания предполагать существование в геологическом прошлом Центральной Азии единой архейской структурной системы — кратона, часть площади которого в протерозое подверглась деструкции и была вовлечена в геосинклинальный процесс. Об этом свидетельствует также изучение гранулитовых ксенолитов Северного блока Монголии, позволившее В. В. Кебезинским и др. [119] реконструировать континентальный тип строения коры в основании палеозойских складчатых комплексов, сходной по составу с фундаментом Сибирской платформы. На это же указывает срезание

периферическими структурами Саяно-Байкальской системы складчатых структур Сибирского кратона. Естественно, наибольшую переработку архейские образования испытали в геосинклинальных зонах, но и там, особенно в геантиклиналях, часто наблюдается глыбовая, «штамповая» складчатость, свидетельствующая о близости жестких блоков основания. Об однотипности архейского субстрата в пределах Саяно-Байкальской системы свидетельствует принципиальное сходство состава вулканитов и типов строения разрезов протерозойско-рифейских отложений различных ее частей. Наконец, чрезвычайно характерным свойством Саяно-Байкальской системы является широкое распространение гранитоидов, особенно докембрийского возраста. На геологических картах любого масштаба рассматриваемая территория по окраске самая «красная» среди складчатых областей Евразии. Именно в этом регионе уже давно выделены протяженные гранитоидные пояса, описаны крупнейшие в мире «ареал-плутоны» (Ангаро-Витимский, «Великий Монгольский батолит» и др.). Все это несомненно свидетельствует о существовании «континентальной» коры к моменту заложения геосинклиналей Саяно-Байкальской системы, т. е. об ее эпикратонной природе. Примечателен структурный план разновозрастных складчатых областей, примыкающих к этой системе. Этот план характеризуется подчиненностью внешнему изломанному (угловатому) контуру эпифейского континента, свидетельствуя о существовании жесткого континентального массива к моменту заложения обрамляющих геосинклиналей. Примечательно и то, что разновозрастное обрамление свойственно древним платформам.

В процессе геосинклинального развития Саяно-Байкальской системы происходило растяжение «континентальных» блоков, причем главным образом, видимо, по поверхности Конрада. В результате раздвигов происходило раскрытие коры океанического типа, внешне сходное с процессом спрединга. Так возникали эвгеосинклинали, некоторые признаки которых конвергентны талассогеосинклиналям. Именно в этих зонах сформировались пояса основных — ультраосновных пород. Очевидно, в палеогеографическом аспекте «щелевые» эвгеосинклинали не имеют никакого отношения к океанам.

Общие черты структуры архейских суперкрупных комплексов Азии выявлены благодаря исследованиям Н. В. Фроловой, Е. В. Павловского, А. М. Смирнова, Ю. К. Дзевановского, Е. П. Миронюка, А. Н. Неелова, Л. И. Салопа, Ю. А. Косыгина, Л. М. Парфенова, В. И. Шульдинера, В. А. Кудрявцева, В. М. Моралева, М. З. Глуховского, А. М. Лейтеса и других исследователей. Согласно их данным выделяются два крупнейших сектора архейских структур — северный и южный, различающиеся генеральным направлением простирания складчатых структур. В северном секторе преобладают субмеридиональные, в южном — субширотные структурные направления, не образующие, однако, самостоятельных линейных систем. Граница между этими секторами примерно совпадает с восточным флангом Монголо-Охотского шва — Южно-Тукурингским разломом и Зайсано-Гобийской Главной герцинской полосой. Все выходы архея, известные в Саяно-Байкальской системе, принадлежат северному сектору.

Для архейских образований свойственны открытые складки с неустойчивым простиранием осей, ундуляцией шарниров и частой виргацией. Менее распространенными являются структуры типа куполов, мульд и чаш разнообразных очертаний в плане. Часто эти структуры описываются под наименованием гнейсовых куполов, овалов, овоидов

или амебоидов. Все это позволяет считать главным свойством структурного плана архейских образований — отсутствие линейных структур, как следствие отсутствия полей горизонтальных напряжений [121, 122].

Сведения о строении и структуре архейских образований юга Сибири содержатся в работах Л. И. Салопа, А. А. Савельева, А. А. Шафеева, В. Я. Хильтовой, И. Н. Крылова, Ю. А. Косыгина, Л. П. Карсакова, Ю. З. Елизарьева, М. М. Одинцова и Л. В. Витте, А. И. Сезько, А. Д. Смирнова, Л. М. Парфенова, С. П. Смеловского, В. П. Арсентьева, В. А. Шульдинера, Е. Н. Алтухова и других геологов.

Предполагается, что архейские образования различных частей Саяно-Байкальской системы характеризовались гетерогенностью, выражавшейся, в частности, в неодинаковой степени их гранитизации. Об этом свидетельствуют различия их состава, частные особенности структур, неравномерный характер метаморфизма, специфика магматизма и т. д. Так, вдоль юго-западной окраины Сибирского кратона выделяется система краевых массивов (по В. Е. Хану) — Шарыжалгайский, Бирюсинский, Канский, Манский (Арзыбейский) и Южно-Енисейский, кулисообразно расположенных друг относительно друга. При этом Шарыжалгайский и Южно-Енисейский массивы, образующие углы кратона, сложены, по-видимому, наиболее древними образованиями, отличающимися гранулитовым и амфиболитовым метаморфизмом и наиболее интенсивной гранитизацией. Бирюсинский, Канский и Манский массивы, расположенные между углами кратона, сложены, по мнению многих исследователей, относительно более молодыми образованиями архея, отличающимися преобладающим амфиболитовым метаморфизмом и меньшей степенью гранитизации. Тем самым вырисовывается своеобразная «синклиновая» структура, в ядре которой распространены более «меланократовые» архейские породы бирюсинской серии со свойственными им «полями насыщения» архейских же ультрамафитов. Не случайно, по-видимому, именно на структурах бирюсинской серии в последующем заложилась крупная перикратонная геосинклинальная прогибы, развитие которых завершилось активным гранитоидным магматизмом. Иначе говоря, к началу протерозоя создалась весьма разнородная обстановка, характеризовавшаяся прежде всего неодинаковой степенью консолидации коры кратона в различных его секторах, что предопределило многие особенности последующей истории их тектонического развития.

## ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ

### САЯНО-БАЙКАЛЬСКАЯ СИСТЕМА

При рассмотрении докембрийских осадочно-вулканогенных образований различных частей Саяно-Байкальской системы (рис. 6, 7, 8\*) отчетливо проступает их разнообразие в формационном плане и в диапазонах формирования, что указывает не только на гетерогенность структур, но и на их гетерохронность. Выделяются разновозрастные геосинклинальные прогибы, геоантиклинальные поднятия, шовные геосинклинальные прогибы, срединные массивы. Отдельные крупные структурные элементы единой, но гетерохронной Сангилен-Приаргунской геоантиклинальной зоны условно именуются блоками или массивами. Их характеристику удобнее привести от более древних к более молодым.

\* Рис. 7 и 8 см. вкладку.

**Байкало-Патомская и Становая зоны.** Наиболее древними, раннепротерозойскими структурами в Саяно-Байкальской системе являются Амазаро-Нерчинский геосинклинальный прогиб, Чуйско-Тонодско-Нечерское и Байкальское геоантиклинальные поднятия, а также Моклакано-Могочинский срединный массив, объединяемые в Байкало-Патомскую и Становую зоны. В пределах этих зон известны разновеликие архейские блоки (Укучиктинский и др.), в строении которых еще много

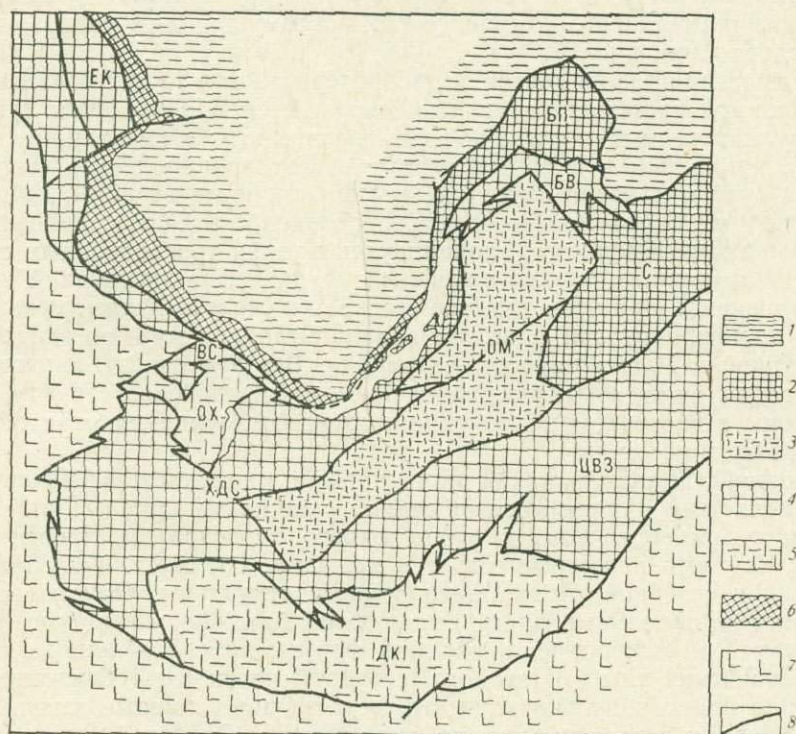


Рис. 6. Схема тектонического районирования доорнекаледонских структур Саяно-Байкальской системы по возрасту складчатости.

1—Сибирская платформа; 2—5—Саяно-Байкальская система (2—зоны раннепротерозойской складчатости, 3—зона среднепротерозойской складчатости, 4—зоны раннерифейской складчатости, 5—зоны среднерифейской складчатости); 6—раннерифейские складчатые сооружения краевой системы; 7—складчатые системы палеозой без расчленения; 8—главные глубинные и региональные разломы.

Складчатые зоны (С—Становая, БП—Байкало-Патомская, ОМ—Орхонско-Малханская, ЦВЗ—Центрально- и Восточно-Забайкальские, ХДС—Хамар-Дабан-Саянгиленская, ВС—Восточно-Саянская, ЕК—Енисейского края, БВ—Байкало-Витимская, ОХ—Окинско-Харальская, ДК—Дзаянско-Керуленская)

неясного; на прилагаемых схемах они не показаны. Необходимо отметить, что современное «разобочение» названных зон не первичное, а тектоническое. На это указывают формационные преобразования раннепротерозойских толщ Становой зоны по мере их прослеживания в северо-западном направлении, где в Олекминской ветви Становых структур они приобретают черты, свойственные образованиям чуйской серии Байкало-Патомской зоны.

Амазаро-Нерчинский геосинклинальный прогиб (1)\* выделяется в западной части зоны Станового хребта. По простиранию на запад раннепротерозойские складчатые комплексы

\* Здесь и ниже в круглых скобках приведены номера структур на рис. 7 и 8.



Становой зоны прослеживаются в Малханский и Заганский хребты Западного Забайкалья и еще далее в Орхоно-Селенгинский бассейн Монголии (Бутулиннуринский, Тарбагатайский и другие выступы). Однако по мере прослеживания разрезы этих комплексов во все большем объеме надстраиваются образованиями среднего протерозоя, а затем и рифея. Причем четкой естественной границы раздела между структурами, сложенными дорифейскими и протерозойско-рифейскими образованиями, не выявляется вследствие «скольжения» по простиранию верхней границы геосинклинального комплекса [8], поэтому границы раздела показаны условно (см. рис. 7).

По простиранию на восток раннепротерозойские толщи испытывают формационное преобразование, что выражается в замещении естественно вулканогенных и вулканогенно-терригенных образований (никитинская, купуринская и другие серии) существенно карбонатно-терригенными (удско-майская серия Удско-Майской зоны, по Л. П. Карсакову). В этом же направлении раннепротерозойские толщи последовательно уменьшаются в мощности, локализуясь в узких трогообразных структурах среди крупных блоков архейского фундамента (чогарский и другие комплексы). При этом заметно снижается степень метаморфизма их пород от амфиболитовой фации на западе Становой зоны до эпидот-амфиболитовой в Удско-Майском ее районе. Все это свидетельствует об общем воздымании и выклинивании раннепротерозойских структур Становой зоны в восточном направлении, сопровождающемся утратой глубинности их заложения.

В южной, Пришилкинской части прогиба раннепротерозойские толщи, выделяемые в никитинскую серию, собраны в крупные линейные складки северо-восточного и субширотного простирания, преимущественно с крутыми падениями слоев в крыльях. Тот же тип дислокаций свойствен и северной, Прикаларской части структуры. Однако наряду с линейными складками здесь выделяются брахиформные («гнеисовокупольные») и складки неправильной формы, приспособленные к контурам архейских глыб. В этой же северной части зоны Олекминского Становика происходит виргация структур на две основные ветви. Одна из них сохраняет простирание, характерное для Становой зоны, другая отклоняется к северу и северо-западу, приспособившись к западной окраине Алданского щита.

Образования никитинской серии имеют мощность около 6,0 км и относятся к терригенно-вулканогенной формации (см. рис. 8). Стратиграфически выше согласно залегают карбонатно-терригенные отложения среднепротерозойской ирганской свиты мощностью около 2,0 км, выполняющие ирганский остаточный прогиб (35); сходные отложения описаны Н. А. Фогельман [166] у пос. Букача, где среди преобладающих зелено-сланцевых пород с прослоями мраморизованных известняков имеются маломощные прослои зеленокаменноизмененных вулканитов среднего и основного состава. Среднепротерозойские образования выделяются в карбонатно-терригенную формацию. Они образуют линзовидные тела, распространенные крайне ограниченно и приуроченные к «межкупольным» пространствам западного фланга Становой зоны. Накопление этой формации происходило, вероятно, в условиях господствовавшего орогенного режима развития. Сходные образования известны и в восточной части Становой зоны, где они выделены в сугджарский комплекс (филлитовидные, биотитовые и двуслюдяные сланцы с гранатом и ставролитом, рассланцованные песчаники, конгломераты, известняки), отнесенный к раннему протерозою, а также в маганский комп-

лекс (известняки, доломиты, песчаники, алевролиты, диабазы и андезиты), датированный средним протерозоем [69].

Моклаканско-Могочинский срединный массив (2) выделяется в Становой зоне. Его архейский фундамент выведен на поверхность в Могочинском, Верхне-Моклинском и Моклаканском блоках. Особенности соотношения архейских структур массива с протерозойскими складчатыми комплексами позволяют рассматривать Могочинский выступ в качестве горста, в прошлом перекрытого образованиями нижнепротерозойской тунгирской серии. На это указывают формационные особенности образований этой серии, образующих чехол массива и не испытывающих существенных литолого-фациальных изменений по мере приближения к северному борту Могочинского выступа. К тому же и в образованиях никитинской серии не фиксируются какие-либо изменения в их формационном облике по мере приближения к Могочинскому выступу. В такой ситуации естественно предположение о пассивной роли последнего в процессе раннепротерозойского этапа развития геосинклинали. По-видимому, лишь в послераннепротерозойское время Могочинский блок был вовлечен в воздымание, в результате чего перекрывавшие его образования подверглись эрозии.

Иную роль в строении срединного массива играли Моклаканский и Верхне-Моклинский блоки. По данным В. А. Шульдинера [184], вблизи этих блоков в разрезе тунгирской серии появляются мощные линзы мраморов (до 2000 м), а у северной окранны Верхне-Моклинского блока в ее разрезе преобладают хорошо отсортированные терригенные отложения. Это свидетельствует о высоком стоянии Верхне-Моклинского и Моклаканского блоков во время накопления нижнепротерозойских отложений. Об этом же свидетельствуют и прослои основных вулканитов в составе тунгирской серии, пространственно тяготеющих к разломам, обрubaющим упомянутые блоки фундамента.

Складчатые деформации в чехле массива характеризуются сочетанием простых линейных складок с брахиформными при общем их субширотном простирании. Однако брахиформные складки более свойственны участкам чехла, приближенным к Верхне-Моклинскому блоку, где появляются также неправильные в плане складки с невыдержанными простираниями осей, иногда ориентированных параллельно контуру архейского блока [184]. Все это указывает на неглубокое залегание жесткого основания, плавно погружающегося под покров чехла.

Образования тунгирской серии выделяются в карбонатно-терригенную формацию мощностью около 4,0 км.

Чуйско-Тонодско-Нечерская геоантиклиналь (4) выделяется на площади Байкало-Патомского нагорья в виде крупной дуги, обращенной выпуклостью на север. Наложенными комплексами орогенных образований она разделена на три выступа — Чуйский, Тонодский и Нечерский, обычно именуемых антиклинориями. Дислокации Чуйского антиклинория представлены асимметричными, иногда изоклинальными складками, осложненными мелкой пloyчатостью и опрокинутыми к северо-западу, что свидетельствует о северо-западном направлении стрессовых напряжений, т. е. о северо-западной вергентности. Подобный стиль дислокаций свойствен и Нечерскому, и Тонодскому антиклинориям [135]. Простирание складок, как правило, выдержанное.

В строении Чуйско-Тонодско-Нечерской геоантиклинали участвуют образования нижнепротерозойской чуйской серии, метаморфизованные преимущественно в амфиболитовой фации в Чуйском и Нечерском анти-

клинориях и в зеленосланцевой фации — в Тонодском антиклинории. В составе серии выделяются нижняя, вулканогенно-терригенная формация мощностью около 3,0 км, и верхняя, терригенно-вулканогенная формация мощностью около 2,0 км.

Вулканогенно-терригенная формация характеризуется монотонным строением, что свидетельствует об активном прогибании ложа геосинклинали в начале чуйского времени. Среди преобладающих биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов характерны горизонты и пачки силлиманитовых и дистеновых гнейсов и сланцев, указывающих на то, что исходные породы характеризовались высоким содержанием глинозема. Отмечаются также горизонты и пачки карбонатных пород (мраморов и доломитов). Для терригенно-вулканогенной формации характерна полифациальность условий накопления отложений при достаточно резкой смене их по латерали и во времени, что отражает постоянно менявшиеся палеотектонические обстановки конца чуйского времени. Среди широко распространенных вулканитов значительная роль принадлежит разностям кислого состава.

Байкальское геантиклинальное поднятие (3) расположено на месте акватории оз. Байкал, а также на площади Приморского, Байкальского, Баргузинского и Морского хребтов Хамар-Дабана и Улан-Бургасы; в литературе оно часто именуется Байкальской глыбой [77, 135, 136].

Поднятие сложено метаморфизованными образованиями нижне-среднепротерозойской ольхонской серии. Они смяты в линейные складки «байкальского» (северо-восточного) простирания. Вблизи зоны Приморского разлома отмечаются сжатые складки, запрокинутые на северо-запад, а в Приольхонье и на о. Ольхон расположены относительно простые и даже открытые складки. Характерной особенностью деформаций ольхонской серии является пологое зеркало складчатости.

Весьма разнообразны складчатые формы высших порядков в образованиях ольхонской серии. А. С. Ескин [53] описывает параллельные складки изгиба, дисгармоничные складки сложной формы и другие, объясняя их образование и форму различной компетентностью пород. Подчеркивается при этом, что главные складчатые структуры обычно имеют простое строение, а в их крыльях развивается мелкая складчатость разнообразной формы. В последние годы в образованиях ольхонской серии выявлены деформации нескольких генераций [39].

В разрезе отложений ольхонской серии западного берега оз. Байкал последовательно выделяются, снизу вверх: вулканогенно-терригенная, карбонатная, вулканогенно-терригенная и карбонатная формации, которым соответствуют хобойская, хужирская, уланнурская и зундукская свиты. Важной особенностью перечисленных формаций является их резко сокращенная мощность, что позволяет рассматривать Байкальскую структуру, наряду с другими признаками ее строения, конседиментационной геантиклиналью.

Нижняя вулканогенно-терригенная формация мощностью около 0,2 км состоит, по данным А. С. Ескина [53], в основном, из первично песчано-глинистых пород (содержащих углестое вещество), а также мергелей. Накопление этих отложений происходило, по-видимому, в условиях медленного прогибания ложа геосинклинали при слабой расчлененности тектонического рельефа.

В строении вышележащей карбонатной формации участвуют графитсодержащие мраморы и подчиненные им кварциты (осадочного происхождения), а также прослои биотитовых и других гнейсов. Среди них заключены экзотические обломки измененных гнейсов, гранито-гнейсов и других метаморфических пород, маркирующих, по-видимому, олистостромовый горизонт [4]. Мощность формации около 0,8 км. Ее накопление

происходило в условиях тектонического покоя, лишь временами нарушавшегося проявлениями сейсмической активности.

Следующий член формационного ряда — вулканогенно-терригенная формация мощностью 0,8 км. Характерной ее особенностью является непостоянство строения в различных участках и фациальная неустойчивость всех компонентов: обнаруживается частая и неправильная аритмичная перемежаемость лейкократовых гнейсов с меланократовыми сланцами и амфиболитами [53]. Это свидетельствует о неустойчивости тектонического режима во время накопления образований этой формации.

Самая верхняя карбонатная формация имеет мощность 0,5 км. Она состоит из однообразных силикатных доломитовых мраморов с маломощными прослоями зеленосланцевых пород — слюдяных, биотит-амфиболовых и других. Распространение формации крайне ограниченное. Ее накопление происходило в Зундукском (36) и в других небольших по размеру остаточных прогибах, преимущественно в центральной части Байкальской структуры.

**Орхонско-Малханская зона.** Если в пределах охарактеризованных структур образования среднепротерозойского возраста распространены в остаточных прогибах, то в Орхонской, Малханской и Баргузино-Витимской структурах они пользуются гораздо более широким распространением, участвуя в строении главных геосинклинальных комплексов в качестве образований позднегеосинклинальной стадии развития (см. рис. 7, 8). Это позволяет выделить Орхонско-Малханскую структурную зону (см. рис. 6), включающую и Кяхтинский срединный массив.

Орхонский геосинклинальный прогиб (5) выделяется в западном фланге Орхонско-Малханской зоны. Докембрийская тектоника этой структуры еще слабо изучена. Известно, что в своде крупной антиклинали Бутулиннуринского выступа наблюдается пологое, почти горизонтальное залегание слоев; в ее крыльях распространены напряженные, подчас изоклинальные складки [62]. Подобный стиль тектоники характерен для докембрия многих зон Саяно-Байкальской системы, на основании чего можно предполагать, что он свойствен Орхонской структуре в целом.

Непрерывный разрез отложений Орхонской структуры И. С. Богуславским и А. Н. Рассказчиковым [36] подразделяется на три толщи, снизу: сланцево-гнейсовую мощностью 1500 м, гнейсовую мощностью около 1000 м и сланцевую мощностью около 2000—3000 м. Возрастной диапазон накопления этих толщ датируется от раннего протерозоя до раннего рифея.

Нижняя толща рассматривается в качестве вулканогенно-терригенной формации, состоящей в основном из терригенных песчано-глинистых пород с прослоями и линзами вулканитов основного, среднего и кислого состава.

Средняя толща относится к терригенной формации, в строении которой главная роль принадлежит слюдяным сланцам, гнейсам и метапесчаникам.

Верхняя толща выделяется в вулканогенно-терригенную формацию, состоящую из серицит-биотит-амфиболовых, хлорит-биотитовых и других сланцев с прослоями вулканитов основного состава. Предполагается, что образования этой формации локализованы в остаточных геосинклинальных прогибах, подобно синхронным им и лучше изученным образованиям катаевской свиты Малханской структуры Забайкалья (см. рис. 8).

Малханское геоантиклинальное поднятие (6) разделяет Амазаро-Нерчинский и Орхонский прогибы. Складчатые дислокации, развитые в его пределах, представлены системой крупных складок общего северо-восточного простирания с пологими падениями слоев в крыльях (20—30°). Крылья крупных антиклиналей и синклиналей осложнены складчатостью высших порядков. Для антиклиналей характерно наличие в замковых частях куполовидных складок, в ядрах которых нередко размещаются массивы гнейсовидных гранитов и гранито-гней-

сов. Крылья синклиналей иногда запрокинуты в юго-восточном направлении.

В непрерывном разрезе отложений Малханского поднятия принимают участие образования ниже-среднепротерозойской малханской серии и нижнерифейской катаевской свиты. В нижнепротерозойской части малханской серии выделяется вулканогенно-терригенная формация (березовская, коротковская и шильниковская свиты) мощностью 3,0—5,0 км; в среднепротерозойской части — карбонатно-терригенная формация (застепенская свита) мощностью 1,0—2,0 км и менее (до 0,47 км). Нижнерифейские осадочно-вулканогенные образования слагают вулканогенно-терригенную формацию мощностью 1,5—3,0 км (по Н. Н. Чабану, 0,5 км).

Вулканогенно-терригенная формация состоит в основном из терригенных песчано-глинистых пород с прослоями и пачками вулканитов среднего, основного и кислого состава, преобразованных процессами метаморфизма в гранатсодержащие слюдяные сланцы и гнейсы, биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы, амфиболиты, кварциты и другие породы. Иногда встречаются прослои мраморов. Примечательно тяготение высокоглиноземистых пород (силлиманит-дистен-ставролитсодержащих сланцев и гнейсов) к верхней трети нижнепротерозойского разреза («хангарульский горизонт»). В целом, разрез вулканогенно-терригенной формации весьма однообразен, что свидетельствует об устойчивом прогибании ложа геосинклинали в раннепротерозойское время.

Карбонатно-терригенная формация характеризуется фациальной пестротой. Она состоит из хлорит-биотитовых, биотит-амфиболовых, слюдяных сланцев и гнейсов, метаморфизованных конгломератов, гравелитов, песчаников, а также мраморов. Последние приобретают в разрезе все большую роль по мере движения на запад (Заганский хребет). Однако в Монголии, в Орхонской структуре карбонатных пород в составе разновозрастных отложений не отмечается.

Верхняя вулканогенно-терригенная формация имеет локальное распространение и состоит из серицит-биотит-амфиболовых, хлорит-биотит-амфиболовых, хлорит-биотитовых, карбонатно-кремнисто-глинистых сланцев (с реликтами обломочных структур) с прослоями зеленокаменно-измененных диабазовых порфиритов, альбитофиринов, кварцевых порфиров и их туфов, мраморизованных известняков. Эти образования структурно тесно связаны с нижележащими, но локализованы в пространствах между гранито-гнейсовыми куполами — своеобразными ранними ядрами консолидации и поэтому отнесены к формационному комплексу Катаевских (37) остаточных прогибов [8].

По особенностям развития Малханская геоантиклиналь относится к поздней, доскладчатой. Тем самым она обнаруживает сходство с Чуйско-Тонодско-Нечерским поднятием, отличаясь от него периодом формирования.

Баргузино-Витимский срединный массив (8), один из крупнейших в Азии, занимает большую часть Витимского плоскогорья. С северо-запада и северо-востока он ограничен тектонически эффективно выраженной Муйской шовной зоной, обильно насыщенной мафитами и ультрамафитами. По мощной зоне разломов, известной под названием «надвиг р. Большой Сухой», прослеживающейся в Морском и Баргузинском хребтах, Баргузино-Витимский массив сочленяется с Байкальским геоантиклинальным поднятием. Юго-западная граница массива проводится по Селенгино-Витимскому (Каларскому) разлому, вдоль которого в раннекаледонском этапе развилась Еравнинская шовная геосинклиналь.

В большинстве работ, посвященных тектонике Байкальской горной области, структура Баргузино-Витимского междуречья интерпретировалась синклинорием или внутренней эвгеосинклинальной зоной полициклического развития, протекавшего в течение карельского, байкальского (рифейского) и раннекаледонского тектоно-магматических циклов. Роль карельского диастрофизма в ее формировании обычно считалась второстепенной и предполагалось, что геосинклинальное развитие на большей

части этой зоны происходило непрерывно в течение всего раннего и среднего протерозоя; лишь в периферических участках зоны выделялись небольшие «карельские глыбы» — Аргодинская, Гаргинская и Витимканская, сложенные образованиями нижнепротерозойской гаргинской серии. В байкальскую тектоническую эру эти структуры рассматривались в качестве Верхне-Витимской эвгеосинклинали, замыкание которой произошло перед ранним кембрием или вендом. Считалось, что в раннем палеозое геосинклинальный режим вновь регенерировался в зоне, именуемой «остаточной геосинклиналью» [135], «эвгеосинклиналью» [13], «субгеосинклиналью» [187].

Иное истолкование тектонической истории и структуры Баргузино-Витимского междуречья приводят К. А. Клитин и др. [77]. По их мнению, рассматриваемая структура в протерозое и рифее представляла собой прогиб со «сквозным» развитием, впервые вовлеченным в складчатость лишь в конце рифея. В раннем палеозое эта структура вступила в орогенный эпигеосинклинальный этап развития, сменившийся в кембрии платформенным.

Несмотря на разногласия в трактовке процесса геосинклинального развития зоны Баргузино-Витимского междуречья, большинством исследователей отмечается «центростремительный» характер замыкания геосинклиналей Байкальской горной области, в соответствии с чем зона Баргузино-Витимского междуречья рассматривается в качестве внутренней, эвгеосинклинальной. По мнению К. А. Клитина и др. [77], миграция геосинклинального процесса от периферии области к ее центру подчеркивается последовательным смещением во времени в том же направлении ареалов гранитоидного магматизма; становление раннепалеозойских комплексов ознаменовало завершение геосинклинального развития региона.

Новые данные по тектонике докембрия Байкальской горной области приводят к необходимости пересмотра взглядов на тектоническую природу Баргузино-Витимского междуречья. Прежде всего не подтвердилось несогласие между образованиями гаргинской и икатской серий. Исследованиями А. Н. Булгатова [26] в бассейнах рек Кудара, Воймакана, в междуречье Ципы и Бамбуйки установлены фациальные переходы между отложениями икатской и горбылокской серий, параллелизуемых с гаргинской серией и, таким образом, доказана их одновозрастность (по А. Н. Булгатову, они имеют позднепротерозойский возраст).

Нами в бассейне р. Гарги подтверждено отсутствие несогласия между отложениями гаргинской и икатской серий, причем сурумакитская свита гаргинской серии сопоставлена (целиком или частично) с суванихинской по составу пород, степени их метаморфизма, положению в разрезах и структурах, отношению к изверженным породам и т. д. Эти отложения собраны в открытые, часто прерывистые складки (что видно, например, в правом борту р. Гарги ниже устья р. Сурумакит) и прорваны лейкократовыми гранитами. Иначе говоря, никаких признаков автономности выделявшейся здесь ранее Гаргинской глыбы не наблюдается. Соответственно отложения сурумакитской, суванихинской, уколкитской, нядонинской, мухтунской свит и их аналогов на площади Баргузино-Витимского междуречья рассматриваются близко одновозрастными (верхи раннего протерозоя) и отнесены к вулканогенно-терригенной формации видимой мощностью около 2,0 км. Вышележащие отложения баргузинской, тилимской, икатской, нерундинской, бурлинской свит мощностью 1,5—2 км относятся к карбонатной формации (средний протерозой). Отложения дабатской, янчуйской и других свит,

завершающие формационный ряд рассматриваемой структуры и распространённые крайне локально — в Дабатском и Янчуйском остаточных прогибах (38), характеризуют терригенную (флишоидную) формацию мощностью около 2,0 км (нижний рифей).

Вулканогенно-терригенная формация состоит из филлитовидных кварц-слюдистых и биотитовых сланцев, метаморфизованных песчаников, гравелитов, алевролитов и кварцитов с прослоями конгломератов и туфоконгломератов, изменённых вулканитов (кислого, реже основного состава) и известняков.

В составе карбонатной формации преобладают мраморизованные светло-серые, темно-серые и черные известняки и мраморы (часто с чешуйчатым графитом) с прослоями темных графитистых или углистых сланцев.

В терригенную формацию объединены филлитовидные, серицитовые сидеритсодержащие и другие сланцы с прослоями карбонатных пород и вулканитов основного состава.

Характерными чертами образований вулканогенно-терригенной и карбонатной формаций являются фаціальная выдержанность, слабая степень регионального метаморфизма (фацция зеленых сланцев, за исключением образований нижней части селенгинской серии, местами метаморфизованных в амфиболитовой фации), сокращённая мощность по сравнению с одновозрастными геосинклинальными комплексами смежных структурных зон, угнетённое распространение вулканитов (имеющих преимущественно кислый и средний состав), глыбовая складчатость. Все это свидетельствует о их накоплении в условиях малой контрастности тектонических движений на монолитном, слабо раздробленном блоке фундамента, выведенного на поверхность в Амалатском горсте.

Намечаются две зоны региональных разломов северо-восточного простирания, пересекающих массив на второстепенные блоки. К зонам этих разломов приурочены протяжённые четвертичные депрессии, совпадающие с долинами рек Ангары, Баргузина, Ципы и др. Многие детали строения этих зон разломов еще не выяснены, но о глубине их заложения свидетельствуют габброиды и вулканиты, локализованные в их пределах.

К клинообразному контуру Баргузино-Витимского срединного массива приспособлены сопряжённые с ним Байкальская, Муйская, Малханская структуры, особенности геосинклинального развития которых (неодинаковая активность, асинхронность отмирания геосинклинального режима и т. п.) предопределили многие черты строения сингеосинклинального чехла массива.

Отложения чехла образуют крупный, изометричный конседиментационный синклиорий, раскрывающийся в западно-северо-западном направлении. Об этом свидетельствуют приуроченность наиболее молодых отложений к западной и северо-западной периферии массива (янчуйская и дабатская свиты), а также формационные особенности образований чехла в различных его зонах (рис. 9, 10). Так, в восточной части массива отсутствуют возрастные аналоги янчуйской свиты — эти разрезы менее полные. Отличаются они и относительно сокращёнными мощностями. По данным Л. И. Салопа [136], суммарная мощность уакитской серии (распространённой в северо-восточной части синклиория) 4,0—5,0 км, катерской серии (северная часть синклиория) около 7,0 км. Мощность икатской серии (вместе с сурумакитской свитой) около 6,0—6,5 км (центральная часть синклиория), а селенгинской (западное крыло синклиория) — около 6,0 км.

Среди формационных особенностей образований чехла массива следует подчеркнуть участие в его строении вулканитов, приуроченных

к зонам разломов, ограничивающих или рассекающих этот массив. Так, в составе отложений селенгинской серии присутствуют зеленокаменные метадиабазы (дабатская свита) и вулканиты кислого состава (суванихинская, итанцинская и другие свиты). В низах разреза катерской серии присутствуют вулканиты кислого и основного состава, а также туфогенные песчаники (уколкитская и няндонинская свиты); в верхней части разреза этой же серии (янчуйская свита) примечательны сиде-

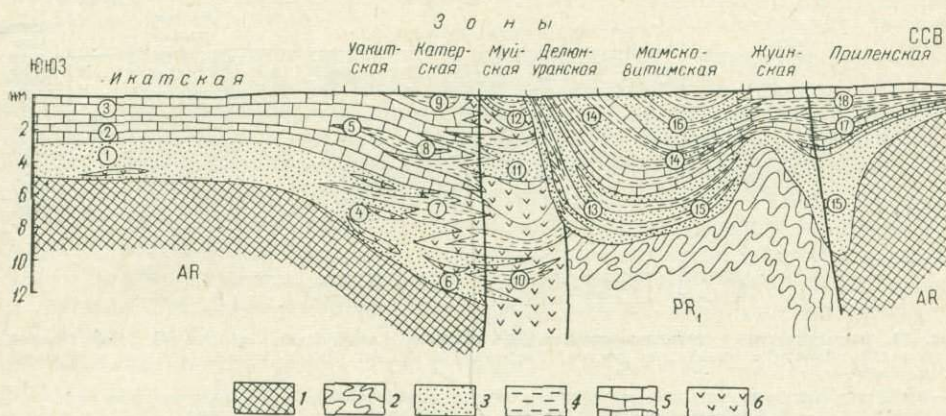


Рис. 9. Схематический литолого-фациальный профиль довендских отложений Байкальской складчатой области с юго-юго-запада на северо-северо-восток. Составил Е. Н. Алтухов с использованием материалов Л. И. Салопы и В. В. Хоментовского.

1 — архейские образования; 2 — раннепротерозойские образования; 3—6 — протерозойско-рифейские образования (3 — метаморфизованные песчаники и конгломераты, 4 — сланцы, 5 — карбонатные породы, 6 — метаморфизованные вулканиты).

Цифры в кружках: 1—3 — икатская серия (1 — суванихинская — сурумакитская свита, 2 — тилимская свита, 3 — икатская свита); 4—5 — уакитская серия (4 — мухтунская свита, 5 — перундинская свита); 6—9 — катерская серия (6 — уколкитская, 7 — няндонинская, 8 — баргузинская, 9 — янчуйская свиты); 10 — нюрундуканская свита; 11 — харгитуйская свита; 12 — иликтинская свита; 13 — делюн-уранская подсерия; 14 — кадаликанская подсерия; 15 — балаганаская подсерия; 16 — бодайбинская подсерия; 17 — марининская, джемкуканская, баракунская, валюхтинская свиты кадаликанской подсерии; 18 — каланчевская, жунская и ченчинская свиты

ритсодержащие сланцы и прослои карбонатных пород. Вулканиты кислого состава известны в мухтунской свите уакитской серии и основного состава — в талолинской свите. Единичные маломощные прослои вулканитов (в основном кислого состава) отмечаются и в разрезе отложений сурумакитской свиты центральных частей синклиория; их незначительное распространение справедливо объясняется Л. И. Салопом удаленным расположением от зон глубинных разломов. Однако это находится в противоречии с представлениями о принадлежности зоны Баргузино-Витимского междуречья к центральной или осевой зоне эвгеосинклинали и заложении последней на коре океанического типа.

В среднем — позднем рифее Баргузино-Витимский массив был вовлечен в активный орогенез, сопровождавшийся его раскалыванием и формированием поясов мелких интрузий габбро-диоритов (икатский комплекс), а также многочисленных гранитоидов (баргузинский комплекс), обычно объединяемых в крупнейший в мире Ангаро-Витимский ареал — плутон. Свою стабильность массив не утратил и в последующую геологическую историю.

Выявление Баргузино-Витимского массива объясняет многие особенности генерального структурного плана Байкальской горной области: коленообразный изгиб Муйской шовной зоны и «загадку Зюсса» —



Патомскую дугу складок, как результат их приспособления к контурам древней глыбы.

Кяхтинский срединный массив (7) выделяется на площади Баргойских степей Бурятии на основании формационных особенностей образований нижнепротерозойской хангарульской свиты, развитых на его площади, а также исходя из дискордантного соотношения массива со структурами обрамления, подчиненными его внешним кон-

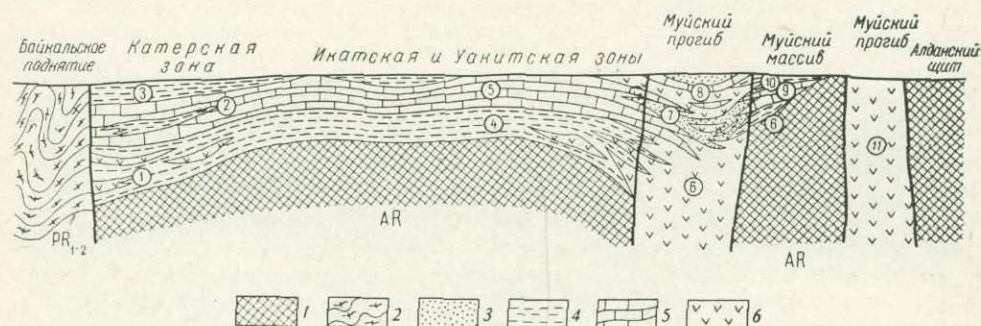


Рис. 10. Схематический литолого-фациальный профиль довендских отложений Байкальской складчатой области с запада на восток. Составил Е. Н. Алтухов с использованием материалов Л. И. Салопа.

1 — архейские образования; 2 — раннепротерозойские образования; 3—6 — протерозойско-рифейские образования (3 — метаморфизованные песчаники и конгломераты, 4 — сланцы, 5 — карбонатные породы, 6 — метаморфизованные вулканиты).

Цифры в кружках: 1 — уколкитская и няндонинская свиты; 2 — баргузинская свита; 3 — янчуйская свита; 4 — сурумакитская и суванихинская свиты; 5 — тилимская и икатская свиты; 6 — кияльская подсерия; 7 — уендская свита заминской подсерии; 8 — олнинская и левитинская свиты заминской подсерии; 9 — булундинская свита; 10 — самокутская свита; 11 — муйская серия

турам. Структура массива изучена слабо вследствие широкого распространения на его площади мезозойских и кайнозойских образований. Отметим лишь, что хангарульская свита мощностью около 3,0 км состоит из слюдяных сланцев, кварцитов, песчаников и гравелитов, а также редких прослоев вулканитов (чаще кислого состава), метаморфизованных в фации зеленых сланцев и объединяемых в терригенную формацию. Дислокации этих отложений простые; часто наблюдаются пологие залегания слоев в ядрах открытых складок типа сундучных и купольных.

**Восточно-Саянская зона.** Тенденция наращивания возрастного диапазона геосинклинальных комплексов, проявленная при их прослеживании из Становой и Байкало-Патомской зон в Орхонско-Малханскую, получает дальнейшее развитие при переходе в структурные зоны западных и южных частей Саяно-Байкальской системы, где широким распространением пользуются уже рифейские геосинклинальные комплексы. Так, если в Орхонско-Малханской зоне раннерифейские комплексы накапливались в остаточных прогибах, то в западных и южных частях Саяно-Байкальской системы они слагают крупнейшие формационные тела, прослеживающиеся на сотни километров в длину и десятки километров в ширину. В Восточно-Саянской зоне выделяются геосинклинальный прогиб Протеросаяна, Одурум-Шутхулайское и Магдасское геоантиклинальные поднятия и ряд приразломных шовных прогибов.

Протеросаянский геосинклинальный прогиб (11) прослеживается в виде узкой полосы от южной оконечности оз. Байкал до г. Красноярска. В складчатой структуре ему соответствует антиклинорий сложного строения, часто именуемый Восточно-Саянским. В меж-

дуречье Ии и Оки антиклинорий сильно сжат, вследствие чего многие геологи [18, 48, 159] «теряли» образования дербинской серии, слагающие его ядро, при их прослеживании по простиранию, и соответственно, на тектонических схемах обрывали Восточно-Саянский или Дербинский антиклинорий салаирскими структурами Утхумского синклинория. Лишь А. Д. Смирнов (1960 г.) проследил «сквозное» простирание отложений дербинской серии и переход ее в слюдянскую серию, впервые доказав их разновозрастность. Данные А. Д. Смирнова впоследствии были подтверждены при детальном геолого-съёмочных и тематических работах.

Характерной особенностью доскладчатых структур Протеросаяна является резко проявленная их подчиненность контурам блоков архейского фундамента, подчеркиваемая изгибами простираний этих структур от генеральных северо-западных до субширотных. Однако в размещении складчатых структур не отмечается подобной согласованности с древними блоками, так как против ядерных частей наиболее крупных антиклиналей находятся опущенные блоки фундамента краевой части Сибирской платформы, а на продолжении синклиналей, за Краевым швом платформы, на поверхность выведены блоки кристаллического основания. Эти характерные соотношения между морфологией протерозойско-рифейских структур Протеросаяна и структур краевой части Сибирской платформы подчеркивают их дискордантное соотношение. Широко развитые S-образные изгибы крупных складок многие исследователи (Л. М. Парфенов, А. Д. Смирнов и др.) объясняют проявлением сдвиговых напряжений вдоль оси Краевого шва.

Следует особо подчеркнуть инверсионное соотношение складчатой орогенной структуры Протеросаяна с его доорогенной, доскладчатой структурой. Необходимо отметить также часто наблюдающиеся куполовидные складки, подчас с субгоризонтальным залеганием слоев в ядерных частях антиклиналей (например, в Алыгджерской) что указывает на относительную близость жестких блоков основания, сохранившихся от переработки в процессе докембрийского геосинклинального цикла.

В строении Протеросаяна участвуют толщи нижнего — среднего протерозоя, нижнего и среднего рифея суммарной мощностью до 10—12 км. Для них характерна значительная выдержанность состава по простиранию при общем шестичленном строении сводного разреза. В современном срезе полнота разрезов в пределах отдельных блоков Протеросаяна не одинакова, что приводит некоторых исследователей к ошибочным выводам о принадлежности этих блоков к разновозрастным складчатым зонам. Снизу вверх выделяются: терригенно-вулканогенная, карбонатная, терригенная, карбонатная, вулканогенно-терригенная и карбонатная формации, которым в полном объеме соответствуют алыгджерская, дербинская, дургомжинская, ортинская, ашказокская и овсянковская (чатыгойская) свиты и их аналоги (см. рис. 8, вкл.). Четыре нижних члена формационного ряда Протеросаяна (афебий) распространены наиболее широко, образуя крупные тела, построенные по единому плану. Вулканогенно-терригенная формация (ашказокская свита) раннерифейского возраста образует более резко очерченные линзы, в подошве которых иногда отмечаются признаки размыва, сопровождавшегося магматической деятельностью (агломераты, конгломераты и др.). В составе вулканитов этой формации преобладают андезитовые порфириды, альбитофиры и кератофиры; среди биотитовых и двуслюдяных сланцев характерно присутствие прослоев и линз гравелли-

тов, конгломератов и мраморизованных известняков мощностью до первых сотен метров, свидетельствующих о фациальной неустойчивости и частой смене знака движений во время ее накопления. Однако линзообразные тела вулканогенно-терригенной формации распространены достаточно широко в отличие от тел верхней, среднерифейской карбонатной формации (чатыгойская свита), распространенных крайне локально — Чатыгойские остаточные прогибы (39) и формировавшихся, как правило, вне сферы гранитоидного магматизма в периферических частях структуры Протеросаяна. В целом, весь формационный ряд осадочно-вулканогенных толщ Протеросаяна лишен общих структурных несогласий и перерывов.

Одурум-Шутхулайское геоантиклинальное поднятие (12) расположено в Северо-Восточной Туве и восточной части Бурятии. Особенностью его структурного плана является общее субмеридиональное простирание, поперечное простиранию структуры Протеросаяна и в то же время параллельное простиранию расположенных восточнее архейских структур Гарганского срединного массива. На эту особенность рассматриваемой структуры давно обратили внимание исследователи Северо-Восточной Тувы и Восточного Саяна, объясняя ее неглубоким залеганием глыбы архейского фундамента [132].

Одурум-Шутхулайское поднятие представляет собой изометричную структуру, вытянутую в северо-северо-восточном направлении с крутыми восточным и западным крыльями. Системой разломов оно разбито на ряд блоков. Юго-западное крыло осложнено серией крупных линейных складок. В сводовой части поднятия распространены сравнительно простые, подчас открытые складки, близкие к брахиформным [7]. В северной его части общее субмеридиональное простирание складок плавно изменяется на субширотное.

В строении Одурум-Шутхулайского поднятия участвуют, снизу вверх: терригенная, карбонатная, терригенная, карбонатная и вулканогенно-терригенная формации, которым соответствуют шутхулайская, дербинская (кыренская), билинская свиты нижнего протерозоя, айлыгская свита среднего протерозоя и харальская свита нижнего рифея (см. рис. 8, вкл.).

Нижняя терригенная формация видимой мощностью около 1,0 км состоит из слюдяных, силлиманитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев с редкими прослоями амфиболитов и графитистых мраморов.

Карбонатная формация мощностью около 1,5 км состоит в основном из графитистых мраморов.

Верхнюю терригенную формацию мощностью 2,0 км образуют слюдяные (с гранатом и силлиманитом) кристаллические сланцы и гнейсы с прослоями мраморов, кварцитов и амфиболитов.

Верхняя карбонатная формация мощностью 2,0 км, вновь преимущественно карбонатная, заключающая, однако, линзы пудинговых конгломератов.

Завершающий член формационного ряда — нижнерифейская вулканогенно-терригенная формация мощностью 2,0 км, имеет флишиоидное строение и состоит из слюдяных, филлитовидных сланцев и метаморфизованных эффузивов среднего и кислого состава, с прослоями и линзами углистых кварцитов, мраморов, метаморфизованных песчаников и внутриформационных конгломератов, отличающихся фациальной неустойчивостью.

Приведенная характеристика Одурум-Шутхулайской структуры позволяет рассматривать ее в качестве конседиментационной геоантиклинали, ибо все элементы ее формационного ряда отличаются от синхронных образований Протеросаяна сокращенной мощностью и «геоантиклинальностью».

К северо-западу от Одурум-Шутхулайского поднятия, на стыке структур Восточных и Западных Саян, выделяется Магдасская геоантиклиналь. Подобно Одурум-Шутхулайской структуре, она отличается торцовым характером сочленения с Протеросаяном. В ядре Магдасской структуры (хр. Дикий Саян) обнажаются породы комплекса основания, представленные массивными биотит-амфиболовыми, биотитовыми и амфиболовыми с гранатом и пироксеном гнейсами, мигматитами и гранито-гнейсами. По данным А. И. Сезько [138], в породах широко распространены индекс-минералы гранулитовой фации метаморфизма, хотя в целом для них характерен наложенный метаморфизм амфиболитовой фации.

Гнейсы залегают полого, образуя ядро купольной структуры. Им свойственны специфический план складчатых дислокаций высоких порядков — плейчатость, гофрировка слоев, дисгармония — и структурные формы, возникающие при ультраметаморфических преобразованиях — артериты, вениты, птигматиты и др. По этим ярко выраженным особенностям внутренних деформаций комплекс основания резко отличается от структуры собственно геосинклинального комплекса. В строении последнего участвуют образования дургомжинской, сарлыкской и ашкасокской свит, которым соответствуют карбонатно-терригенная, карбонатная и вулканогенно-терригенная формации. Характерно отсутствие или незначительное распространение в их составе вулканитов, резко сокращенная мощность (суммарная мощность около 3,0 км), обилие внутриформационных конгломератов, указывающих на интенсивный конседиментационный рост структуры. Не вполне ясны пока ее ограничения. Вероятно их совмещение с поясами основных — ультраосновных пород, протягивающимися через верховья левых притоков р. Кижигем. Не ясна также и внутренняя структура поднятия. Можно лишь констатировать, что шовные зоны не только ограничивают геантиклиналь, но и осложняют ее строение (Ашкасокский шовный прогиб).

Цепочки приразломных шовных (рифтоподобных) прогибов намечаются вдоль зон сочленения структуры Протеросаяна с Сибирским кратоном и ранними каледонидами Кембросаяна. Они отличаются напряженным планом дислокаций, интенсивным кливажом и тектонической разблокированностью. Именно эти зоны контролируют размещение главных поясов основных — ультраосновных пород Восточного Саяна. В формационном плане они отличаются преимущественно терригенным составом выполняющих отложений, их повышенной мощностью, присутствием среди них вулканитов основного и среднего состава. По-видимому, эти зоны отличаются коротким периодом развития. Их обособление в качестве самостоятельных структурных элементов произошло, вероятно, в раннем рифее, на позднегеосинклинальной стадии развития структуры Протеросаяна. Поскольку приразломные шовные зоны еще слабо изучены, на тектонических схемах они не показаны.

В хронологическом аспекте со структурами Восточно-Саянской зоны сопоставимы структуры зоны Енисейского Кряжа, Хамар-Дабан-Сангиленской, Центрально- и Восточно-Забайкальской и Байкало-Витимской зон.

**Зона Енисейского Кряжа.** Периферическое положение структур Енисейского Кряжа в Саяно-Байкальской системе и своеобразные черты их строения способствовали распространению разнообразных представлений на их тектоническую природу, номенклатуру внутренних структур и их границ. О. А. Вотях [35] убедительно показал, что различия в представлениях исследователей по этим вопросам обусловлены

главным образом отсутствием или недостатком сведений о тектонических условиях формирования структур Енисейского Кряжа. Добавим лишь, что для понимания генеральной структуры Енисейского Кряжа необходимо ее рассмотрение в связи со смежными структурами и прежде всего сравнение с близкими по возрасту структурами Саяно-Байкальской системы. При таком рассмотрении в Заангарской части Енисейского Кряжа выделяются Енисейский шовный прогиб и Заангарское геoaнтиклинальное поднятие.

Енисейский шовный прогиб (10) расположен в северо-западной части Енисейского Кряжа и часто именуется Вороговским, или Исаковским. Его складчатая структура синклинозная, асимметричная, причем восточное крыло более крутое.

Прогиб выполнен вулканогенно-терригенной формацией мощностью около 5,0 км (нижнерифейская сухопитская серия), главное значение в строении которой принадлежит тонкообломочным терригенным породам в сочетании с вулканитами преимущественно базальтового, реже андезитового состава. В верхней части разреза обособляется исаковская (по Е. К. и Ф. П. Ковригиным) [1960 г.] толща, датируемая средним рифеем. Из ее состава выделяются терригенно-вулканогенная и карбонатная формации, образующие линзообразные тела. Терригенно-вулканогенная формация мощностью до 3,0 км сложена заленокаменными лавами и туфами основного и среднего состава в ассоциации с кварцитами и слюдяными сланцами. В составе карбонатной формации преобладают мраморизованные известняки с подчиненными прослоями слюдистых и филлитовидных сланцев. Ее мощность около 1,0 км. Соотношение исаковской толщи с сухопитской серией не выяснено. Нами принято представление о согласном соотношении между ними — см. Исаковский остаточный прогиб (40). Важно отметить, что с полями распространения исаковской толщи постоянно ассоциируют трещинные интрузии диабазов и тела гипербазитов, вытягивающиеся в протяженный пояс, прослеживающийся до Игарского района. В строении Енисейского шовного прогиба еще много неясного. Предполагается, что заложение прогиба произошло в раннем рифее, синхронно с заложением шовных прогибов других частей Саяно-Байкальской системы, в позднегеосинклинальную стадию развития Заангарской структуры.

Заангарское геoaнтиклинальное поднятие (9) занимает центральную часть Енисейского Кряжа. Среди крупнейших его складчатых дислокаций выделяются Приенисейский и Панимбинский антиклинории (сливающиеся в северной части структуры в единый, именуемый Центральным, или хр. Карпинского) и разделяющий их Большешепитский синклинорий [35, 129]. Генеральный план складчатых деформаций осложнен поперечной системой дислокаций субширотного простирания, представленных ундуляциями осей антиклинорий, пликативными дислокациями и разломами. Среди складчатых дислокаций ведущими являются крупные простые тектонические формы складчато-глыбового типа, осложненные мелкими нарушениями. Отмечается изменение характера дислокаций вкрест простирания структур при неравномерном нарастании их напряженности в западном направлении. В этом же направлении происходит усиление степени метаморфизма разновозрастных отложений.

В формационном ряду Заангарской структуры выделяются (снизу вверх): вулканогенно-терригенная, терригенно-карбонатная, терригенная, терригенно-карбонатная и карбонатно-терригенная формации.

Вулканогенно-терригенную формацию видимой мощностью около 2,0 км характеризуют образования свиты хр. Карпинского тейской серии верхов нижнего протерозоя. В основе это биотитовые и биотит-мусковитовые гнейсы, слюдяные сланцы (с дистеном, ставролитом, гранатом, силлиманитом), амфиболиты и кварциты.

Терригенно-карбонатная формация мощностью 1,5 км, в объеме среднепротерозойской пенчегинской свиты, состоит из мраморов и кристаллических известняков, слюдяных, графитизированных или углистых известково-глинистых сланцев с прослоями кварцитов, гравелитов и линзами внутриформационных конгломератов (в гальке которых содержатся преимущественно карбонатные породы). Е. С. Постельников [129] указывает на присутствие в составе формации вулканитов основного состава.

Терригенная формация мощностью около 3,0 км в объеме кординской, горбылокской и удерейской свит нижнерифейской сухопитской серии состоит из однородных глинистых и песчано-глинистых отложений, регионально метаморфизованных в фации зеленых сланцев (кварц-серицит-хлоритовые сланцы). В основании формации отмечаются конгломераты, указывающие на предсухопитские движения, сопровождавшиеся вовлечением некоторых участков Заангарской структуры в кратковременное воздымание и денудацию. Однако существенного значения эти движения не имели. Предсухопитские движения явились по существу отголоском карельских (гудзонских) тектономагматических процессов, активно проявившихся в восточной части Саяно-Байкальской системы.

Вышележащая терригенно-карбонатная формация мощностью 1,0 км объединяет отложения погорюйской, карточки и аладынской свит верхней половины сухопитской серии. В строении нижней части формации, по данным Е. С. Постельникова [129], участвуют глинистые сланцы, кварц-полевошпатовые алевролиты, песчаники, часто косослоистые и с волноприбойными знаками. Характерна тонкослоистая текстура и ритмичность строения разрезов. В верхней половине формации (свита карточки и аладынская, объединяемые иногда в сосновскую свиту) преобладают пестроцветные глинистые известняки, известковистые сланцы, доломиты и магнезиты. Объединение существенно карбонатной сосновской свиты с существенно терригенной погорюйской в единую терригенно-карбонатную формацию произведено на том основании, что они тесно связаны между собой постепенными переходами, слагая единые линзовидные формационные тела. Е. С. Постельников [129] отмечает, что в разрезах отложений погорюйской свиты отчетливо фиксируются основные элементы современной структуры региона — антиклинории и синклинории, развивавшиеся с тех пор конседиментационно, несмотря на некоторое выравнивание тектонических условий в сосновское время; это выравнивание было не столь существенным, ибо в зонах развивавшихся поднятий и в сосновское время накапливались мелководные образования — строматолитовые рифы, осадочные брекчии и т. д.

Формационный ряд Заангарской структуры завершают образования карбонатно-терригенной формации в объеме среднерифейской тунгуской серии (потоскуйская, шунтарская и киргитейская свиты) суммарной (средней) мощностью 3,0 км. В основе это карбонатно-терригенные, мелководные, пестроцветные, автохтонные отложения. Для них характерно ритмичное строение разрезов, послужившее одним из главных аргументов для отнесения их целиком или частично к флишеидной или флишевой формациям [33]. Образованиями карбонатно-терригенной формации сложены четкие линзообразные тела, маркирующие остаточные прогибы и впадины — Глушихинский вулканический пояс (41) и Тунгуские остаточные прогибы (42). Нижняя поверхность этих тел в краевых участках имеет трансгрессивный характер: в их основании наблюдаются размыты. Во внутренних же частях остаточных прогибов поверхность раздела карбонатно-терригенной и терригенно-карбонатной формаций проходит внутри непрерывного разреза отложений сухопитской и тунгуской серий, связанных между собой постепенным переходом.

В строении карбонатно-терригенной формации обособляется толща глинистых сланцев, алевролитов и песчаников темно-серого и пестрого цвета с прослоями вулканитов кислого состава, соответствующая нижним частям разреза потоскуйской свиты. Для этих отложений характерны непостоянство строения разрезов и изменчивость мощностей. В верхах свиты широко распространены мелководные известняки и доломиты (иногда со строматолитами).

Шунтарская свита состоит из темных глинистых сланцев, фациально замещающихся известково-глинистыми породами, кварцевыми песчаниками и алевролитами пестрой окраски и часто косослоистыми. В подчиненном количестве распространены известняки, туфы, туфопесчаники и прослои вулканитов основного, среднего и кислого состава.

Наибольшим фациальным разнообразием и невыдержанностью мощностей характеризуется киргитейская свита. Местами она с размывом ложится на потоскуйскую свиту (Татарская антиклиналь). Для разреза свиты характерно мелкоритмичное флишеидное строение. Ее главными литологическими компонентами являются карбонатно-

глинистые сланцы, строматолитовые известняки и доломиты, туфы и прослои вулкани-  
тов разнообразного состава [129].

**Хамар-Дабан-Сангиленская зона.** Рассматриваемая зона четко отличается от докембрийских структур, окружающих ее с северо-северо-востока и юга, не только диапазоном формирования геосинклинальных комплексов, но и в формационном плане. В состав зоны входят Слюдянский геосинклинальный прогиб, Хамар-Дабанское геоантиклинальное поднятие, Сангиленский и Дзабханский массивы или блоки Сангилен-Приаргунской геоантиклинальной зоны.

Слюдянский геосинклинальный прогиб (13) выделяется в Южном Прибайкалье на площади хр. Хамар-Дабан и протягивается в субширотном направлении от южного окончания оз. Косогол в Монголии до низовьев р. Уды в Бурятии. В складчатой структуре ему соответствует сопряженная пара структур — северный антиклинорий и южный синклинорий [132]. Антиклинорий, подобно Протеросаянскому, сильно сжат и несколько запрокинут в северном направлении. Северное его крыло частично срезано Краевым швом, южное — лучше сохранилось и более пологое. «Осевая» часть прогиба расположена против Шарыжалгайского выступа Сибирской платформы и отличается сложностью строения. Характерной чертой структурного плана прогиба является наличие изометричных складок и гранито-гнейсовых куполов, особенно в нижнепротерозойских толщах. Примерами подобных структур могут служить Темникская, Салбалская и др.

В формационном ряду Слюдянского прогиба последовательно, снизу вверх, выделяются: вулканогенно-терригенная, терригенно-карбонатная, вулканогенно-терригенная, терригенная и вулканогенно-терригенная формации, которым соответствуют култукская, перевальная, хангарульская, корниловская и шубутуйская свиты нижнего — среднего протерозоя и нижнего рифея мощностью около 12—14 км (см. рис. 8, вкл.). Образования этих свит А. А. Шафеев [179] выделил под названием хамар-дабанской серии. Важной особенностью вулканогенных компонентов серии является преобладающий основной состав исходных пород (амфиболиты и другие меланократовые кристаллические сланцы), не образующих, однако, самостоятельных толщ и тем более офиолитовых ассоциаций. К западу и востоку от «осевой» зоны мощности отдельных элементов разреза, как правило, сокращаются. В этих же направлениях происходит некоторое ослабление степени метаморфизма отложений. В южном направлении происходит нарастание мощностей верхних формаций.

Для разреза хамар-дабанской серии характерно отсутствие несогласий, а также однообразие и монотонность формационного ряда. Границы между выделяемыми формациями намечены подчас условно (рис. 11). Однако конкретные формации достаточно четко отличаются от разновозрастных формаций смежных структур.

Ряд вулканогенно-осадочных формаций Слюдянского прогиба по существу соответствует содержанию понятия о естественно-литологическом комплексе по В. К. Крумбейну и Л. Л. Слоосу, или геогенерации по Н. Б. Вассоевичу. Лишь отдельные элементы (члены) этого ряда соответствуют содержанию термина «формация». Так, образования хангарульской свиты сохраняют практически неизменным тип разреза не только в Слюдянском прогибе, но и за его пределами. От выше- и нижележащих образований они отличаются характерным многократным чередованием роговообманково-пироксеновых кальцифиров, кварц-

диопсид-полевошпатовых и биотитовых гнейсов и наличием не менее характерных пачек монотонных высокоглиноземистых гнейсов (иногда образующих мощные толщи), несмотря на заметные колебания мощности отдельных элементов этой свиты при прослеживании их по площади. Заметные изменения мощности перевальной, существенно мраморной, свиты по простиранию отмечает А. А. Шафеев [179], указывая, что на отрезке 35—40 км она увеличивается почти в семь раз (от

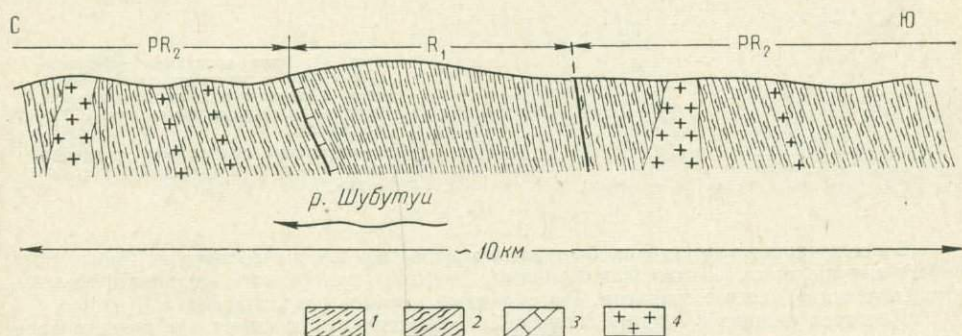


Рис. 11. Зона контакта корниловской ( $PR_2$ ) и шубутуйской ( $R_1$ ) свит в долине р. Шубутуй — правого притока р. Утулик (хр. Хамар-Дабан).

1 — сланцы хлорит-биотитовые, кремнисто-слюдистые и др.; 2 — гнейсы биотитовые и биотит-амфиболовые; 3 — мраморизованные известняки; 4 — гранитоиды

0,35—0,40 км в нижнем течении р. Утулик до 2,5 км в бассейне р. Слюдянки).

Изменение литологического состава более свойственно среднепротерозойской терригенной формации Слюдянского прогиба (корниловская свита). При ее прослеживании к флангам структуры наблюдается «вклинивание» отдельных пачек карбонатных пород восточнее меридиана пос. Выдрино и западнее меридиана р. Зун-Мурин (барун-бильчирская и зунмуринская свиты).

Хамар-Дабанское геоантиклинальное поднятие (14) расположено на территории хребтов Западного Хамар-Дабана и Тункинских Альп Восточного Саяна. Главной чертой его структурного плана является преобладание субширотных простираний складчатых дислокаций. Выделяется система крупных протяженных антиклиналей и синклиналей, осложненных более мелкими складками, вплоть до плочатости. Детали морфологии структуры еще плохо изучены. Между тем резко выраженная их глыбовость явилась главным аргументом для выделения на этой территории «древних» архейских или верхнеархейских глыб — Хамар-Дабанской (в осевой части хребта), Шумаковской, Хонголдойской (в северном борту геоантиклинали, в Тункинских Альпах) и других, ограниченных четко выраженными разломами [14]. Впоследствии было установлено, что все эти глыбы представляют собой структуры геоморфологические и неотектонические, но не историко-геологические [132].

Примечательной особенностью поднятия является незначительная роль вулканитов в строении его формационного ряда. Снизу вверх выделяются: терригенная, терригенно-карбонатная, терригенная, терригенно-карбонатная и карбонатно-терригенная формации, которым соответствуют култукская, перевальная, хангарульская, иркутская и битуджинская свиты, объединяемые в хамар-дабанскую серию.



Нижняя терригенная формация мощностью около 1,0 км состоит из биотитовых и биотит-роговообманковых (часто с пироксеном) гнейсов с редкими и тонкими прослоями мраморов и амфиболитов.

Терригенно-карбонатная формация мощностью 1,0 км обособляется от ниже- и вышележащих терригенных формаций достаточно резко выраженными литологическими поверхностями раздела (рис. 12). Она состоит из графитистых и силикатных мраморов с подчиненными им кварцитами, плагиогнейсами и кристаллическими сланцами.

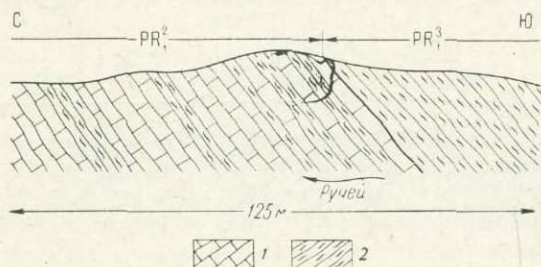


Рис. 12. Зона контакта перевальной (PR<sub>1</sub><sup>2</sup>) и хангаульской (PR<sub>1</sub><sup>3</sup>) свит в первом правом безымянном притоке р. Иркут выше моста Хара-Дабан.

1 — мраморы силикатные с графитом; 2 — гнейсы разнообразного состава

Вышележащая терригенная формация мощностью 2,5 км состоит из биотитовых, биотит-амфиболовых, высокоглиноземистых гнейсов (силлиманит-, ставролитсодержащих) и сланцев, часто с гранатом. Им подчинены мраморы и кварциты.

Для трех нижних формаций характерна монотонность строения. Их возраст определяется раннепротерозойским.

Терригенно-карбонатная формация мощностью 2,0 км состоит из мраморов (часто графитистых), гнейсов и кристаллических сланцев. Нижняя ее поверхность обычно отчетлива (рис. 13). В ряде участков в основании формации имеются конгломераты,

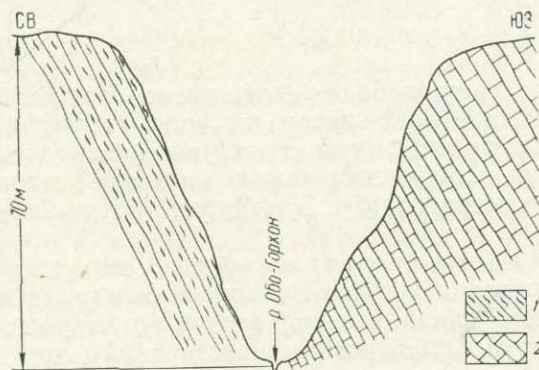


Рис. 13. Геологический разрез в каньоне р. Обо-Горхон.

1 — гнейсы хангаульской свиты; 2 — мраморы иркутской свиты

ранее считавшиеся архейскими [25]. Признаки размыва выявляются в западной части поднятия, а максимальный размыв отмечается в Тункинских Альпах — здесь местами размывы, по-видимому, все образования хангаульской свиты, так как иркутская свита ложится на различные горизонты так называемого слюдянского комплекса. Интервал накопления образований рассматриваемой формации отвечает среднему протерозою.

Самая верхняя, карбонатно-терригенная формация мощностью около 2,0 км состоит из филлитовидных глинисто-хлоритовых, серицит-хлоритовых, кварц-хлоритовых сланцев, метаморфизованных песчаников и мраморизованных известняков с прослоями кварцитов и метаморфизованных вулканитов основного и кислого состава. Ее нижняя граница в ряде случаев литологически выражена нерезко (рис. 14). Наиболее характерными чертами формации являются литологическое разнообразие, отражающее фациальную неустойчивость, и изменение мощностей в различных ее сечениях. Существенно подчеркнуть, что местами карбонатные компоненты в составе формации обособляются в довольно мощные пакки (сотни метров), нередко выделявшиеся в самостоятельные свиты, порождая недоразумения при сопоставлении удаленных друг от друга разрезов и их унификации. Однако пакки этих пород не прослеживаются в пределах всей структуры, быстро замещаясь сланцевыми толщами. Время накопления карбонатно-терригенной формации датируется ранним рифеем.

Отмеченные особенности строения формационного ряда Хамар-Дабанской структуры позволяют рассматривать ее в качестве конседиментационного геоантиклинального поднятия.

Сангиленский блок (15) подробно охарактеризован А. В. Ильным, Г. А. Кудрявцевым, А. Д. Смирновым и др. Выделяются Эрзинский, Тесхемский и Качикский антиклинории, Сангиленский и Каа-Хемский синклинории. Простираения складок в их пределах не-

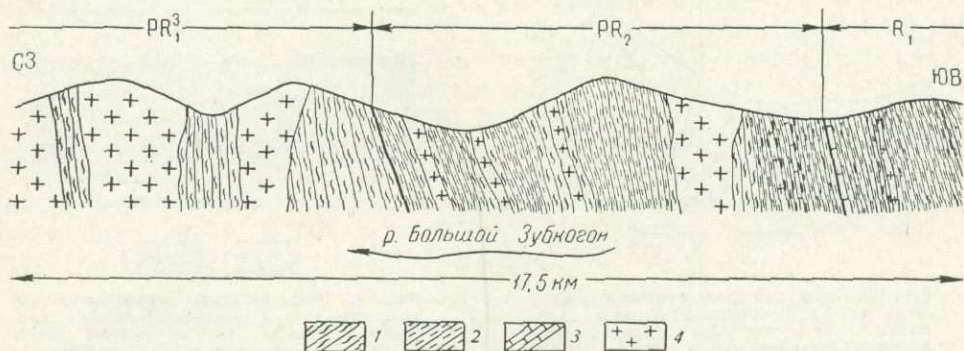


Рис. 14. Зона контакта хангарульской ( $PR_1^3$ ), зунмуриинской ( $PR_2$ ) и битуджидинской ( $R_1$ ) свит в правом борту р. Большой Зубогон.

1 — гнейсы биотитовые; 2 — сланцы глинисто-хлоритовые, серицит-хлоритовые, метаморфизованные песчаники, кварциты; 3 — мраморизованные известняки; 4 — докембрийские гранитоиды

выдержанное: субширотное, северо-западное и северо-восточное. Складчатые дислокации представлены линейными и изоклинальными протяженными складками, группирующимися в крупные складчатые дуги — северную и южную, обращенные выпуклостью друг к другу. В осевой части Сангиленского синклинория складчатые дуги максимально сближены, образуя миниатюрный синтаксис. Складки здесь отличаются напряженностью и сильной нарушенностью разломами. К западу и востоку от складчатых дуг располагаются поля пологих дислокаций с широким развитием флексур, брахиформных, куполовидных и сундучных складок с взаимно пересекающимися осями. Отмечается запрокидывание складок в разные стороны, что указывает на разнообразие развивавшихся напряжений сжатия, благоприятными условиями для проявления которых являлась, по-видимому, блоково-мозаичная структура фундамента. Об этом же свидетельствуют и коленообразные изгибы складчатых структур с резкой сменой простираений, приводящие к возникновению сигмоидных и овальных в плане структур. Подобные дислокации в пределах монгольской части Качикского антиклинория описал Л. П. Зоненшайн [38]. Чрезвычайно характерна мелкая складчатость в виде плейчатости и гофрировки слоев.

В формационном ряду Сангиленского блока выделяются терригенная, карбонатная, терригенно-карбонатная, карбонатно-терригенная, вулканогенно-терригенная и карбонатная формации.

Нижняя терригенная формация мощностью около 2,5 км объединяет образования моренского комплекса [106] верхов нижнего протерозоя. Она состоит из кварцевослюдистых, ставролитовых, силлиманитовых и андалузитовых кристаллических сланцев, гнейсов, кварцитов, в том числе железистых, прослоев амфиболитов и мраморов. Отмечаются линзы внутрiformационных конгломератов. В последние годы Ф. П. Митрофанов в бассейне р. Тес-Хем выявил базальные конгломераты, в гальке которых содержатся гиперстеновые гнейсы, чарнокитовые граниты и другие высокометаморфизованные породы, свидетельствующие о существовании более древнего гранитизиро-

ванного основания. Образования терригенной формации, как это установил Ф. П. Митрофанов, залегают на глыбах древнейшего (архейского?) основания, что наблюдается в ряде участков междуречья Нарына и Эрзина в их нижнем течении.

Выше выделяется среднепротерозойская карбонатная формация мощностью 1,5 км (рис. 15). Ей соответствуют так называемая «бальктыгхемская» свита и нижнечартысская подсвита, состоящие в основном из белых, серых и темно-серых, часто «пятнистых» мраморов, местами с силикатными минералами и чешуйчатым графитом. В резко

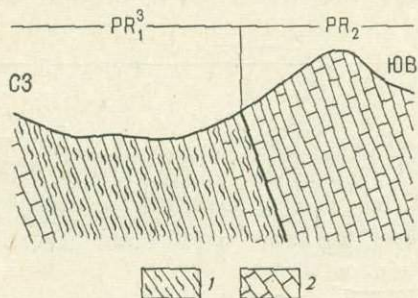


Рис. 15. Зона контакта моренского комплекса (PR<sub>1</sub>) и «бальктыгхемской» свиты (PR<sub>2</sub>) по линии гора Уадонка — гора Абдыгда (левобережье р. Нарын).

1 — гнейсы; 2 — мраморизованные известняки

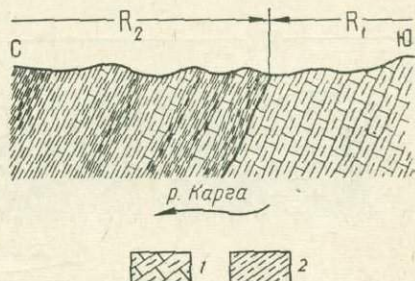


Рис. 16. Зона контакта верхнечартысской подсвиты (R<sub>1</sub>) и «нижнеагапсинской» (нарынской) свиты (R<sub>2</sub>) в правом борту р. Карги, вблизи устья р. Баян-Кол.

1 — белые графитистые мраморы; 2 — сланцы хлоритовые, серицитовые, кремнистые

подчиненном количестве в составе формации отмечаются невыдержанные по мощности прослои метаморфизованных песчаников, слюдястых гнейсов и единичные маломощные горизонты вулканитов основного состава. Необходимо подчеркнуть, что соотношение карбонатной формации с терригенной согласное.

Следующая, терригенно-карбонатная формация мощностью 1,5 км соответствует верхнечартысской подсвите нижнего рифея. Ее соотношение с подстилающими образованиями карбонатной формации согласное, но площадь распространения ограничена. Рассматриваемые образования слагают уплотненные линзы, выклинивающиеся к осевым частям антиклинориев. В строении этой формации участвуют тонкозернистые песчаники и слюдястые сланцы, мраморы серого и темно-серого цвета; местами отмечаются тонкие прослои метаморфизованных вулканитов основного состава. В некоторых участках мраморы преобладают над терригенными компонентами. Все это свидетельствует о фациальной неустойчивости во время накопления терригенно-карбонатной формации.

Образования вышележащей флишовой карбонатно-терригенной формации мощностью 2,0 км соответствуют нарынской свите. Они слагают четкие, резко очерченные линзы, выполняющие несколько внутренних прогибов и, в частности, Чахыртойский остаточный прогиб (43). В их осевых частях соотношение нарынской свиты с подстилающими образованиями согласное, в краевых частях местами отмечается несогласие и перерыв. В составе формации преобладают мраморизованные известняки, чередующиеся с тонкими прослоями серицитовых, хлорит-актинолитовых и кремнистых сланцев темно-серого и черного цвета. В ряде участков отмечаются линзы гравелитов и внутриформационных конгломератов. В северных районах Сангиленского нагорья (бассейны рек Улду, Карга и др.) в составе формации преобладают хлоритовые, серицитовые и кремнистые сланцы, среди которых заключены прослои вулканитов и туфов среднего состава, благодаря чему нижняя поверхность формаций литологически выражена резко (рис. 16).

Вулканогенно-терригенная формация мощностью около 1,0 км накапливалась во второй половине среднего рифея (чахыртойская свита). В ее строении преобладают карбонатно-хлоритовые, кремнистые и актинолитовые сланцы с подчиненными им известняками и доломитами, углистыми кварцитами и вулканитами основного, среднего и кислого состава. Местами отмечаются линзы внутриформационных конгломератов и туфоконгломератов (рис. 17). Образования вулканогенно-терригенной формации локализованы в еще более ограниченных по площади прогибах в осевых частях синклинориев и характеризуются еще большим фациальным разнообразием. Но их соотношение с образованиями подстилающей формации согласное, подчас с постепенным переходом.

Завершают ряд геосинклинальных формаций Сангиленского нагорья доломиты и известняки уланэргинской свиты мощностью 0,8 км. Они отнесены к карбонатной формации и да-

тируются поздним рифеем. Карбонатные породы имеют характерный внешний облик, представляя собой сланцеватые, «ленточно»-полосчатые породы от белого до черного цвета. Их накопление происходило в осевых частях некоторых остаточных прогибов [132].

Приведенная характеристика формаций Сангиленской структуры свидетельствует об отчетливо проявленной конседиментационности ее развития. Для формационного ряда в целом характерно широкое распространение карбонатных пород, сокращенная мощность отдельных формаций и всего их ряда (по сравнению с формационными рядами смежных структур), наличие многочисленных внутрiformационных перерывов, ничтожная роль вулканогенных пород и другие признаки.

Дзабханский блок (16) характеризуется сходным стилем складчатых деформаций с Сангиленским блоком. По данным Л. П. Зоненштейна [62] и других, докембрийские отложения блока собраны в напряженные узкие, иногда изоклинальные складки субмеридионального простирания. В целом же блоку свойственна глыбовая складчатость. Однако изучена она пока очень слабо.

В разрезе Дзабханского блока выделяется нижняя карбонатно-терригенная формация мощностью 1,5 км. Ее характеризуют образования улантологийской свиты верхов нижнего протерозоя. Свита сложена, по данным В. В. Беззубцева, пересланяющимися графитистыми мраморами, кварцитами, гранат-силлиманитовыми и биотитовыми гнейсами, характерными, в частности, для чинчилигской серии Сангиленского блока.

Выше по разрезу обособляется терригенно-карбонатная формация мощностью около 3,0 км в объеме гоби-алтайской и даланульской свит среднего протерозоя — нижнего рифея. В строении этой формации преобладают мраморы, которым подчинены биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты и кварциты.

В верхах разреза выделяется среднерифейская вулканогенно-терригенная формация мощностью около 2,5 км. По данным В. А. Амантова [10], она состоит из альбитовых, хлоритовых, серицитовых и актинолитовых сланцев с реликтами эффузивных структур и текстур. Образования этой формации имеют крайне ограниченное распространение. Они известны в северо-западной части Дзабханского блока и, вероятно, в западной его части. На остальной части блока эти образования, по-видимому, не накапливались, что особенно подчеркнул Л. П. Зоненштейн [62].

Ряд структурно-морфологических (глыбовая складчатость и др.) и формационных (обилие карбонатных толщ) особенностей в строении блока сближают его со структурами типа срединных или антиклинальных массивов.

**Центрально- и Восточно-Забайкальская зоны.** Центрально- и Восточно-Забайкальская зоны расположены в восточной части Саяно-Байкальской системы (см. рис. 6). Соответственно региональные структуры, входящие в их состав, в какой-то степени являются «зеркальным отражением» разновозрастных им структур западной части системы относительно ее «оси», проходящей примерно по меридиану южной оконечности Байкала. Наибольшим тектоническим подобием характеризуются Приаргунский и Сангиленский геоантиклинальные блоки, расположенные в крайних флангах огромной гетерогенной и гетерохронной Сангилен-Приаргунской геоантиклинальной зоны. Значительным сходством со Слюдянским прогибом характеризуются Мензинский и Газимуро-Шилкинский прогибы. Наконец, Енисейскому шовному прогибу во многом подобны Шилка-Ононский и Куналейский прогибы. Аналогом Гарганского срединного массива является Агинский срединный массив, расположенный в западной части Саяно-Байкальской системы.

Приаргунский блок (22) занимает обширное пространство между реками Аргунь и Газимур. К этому же блоку условно отнесена большая часть Северо-Керуленской зоны Л. П. Зоненштейна, охваты-

вающая междуречные пространства Онона, Ульдзы и Керулена. Структурный план этой зоны характеризуется резко выраженной мозаичностью, без признаков выдержанности простираций. В междуречье Онона и Керулена слои коленообразно изгибаются, резко меняя простираание с северо-западного на меридиональное и северо-северо-восточное. Не исключено, что в Северо-Керуленской зоне расположен крупный срединный массив, аналогичный Агинскому в Центральном За-

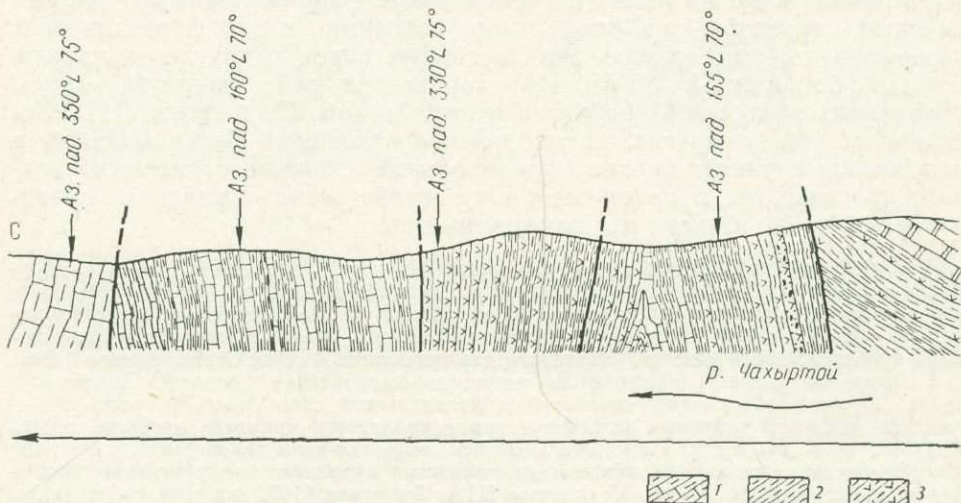


Рис. 17. Геологический разрез в каньоне р. Чахыртый.

1 — мраморы «балыктыгхемской» свиты; 2—5 — чыхыртыйская свита (2 — карбонатно-хлоритовые, ризованные известняки, 5 — туфоконгломераты); 6 — доломиты уланэргинской свиты

байкалье. Это тем более вероятно, что ограничения предполагаемого массива находятся на продолжении разломов, ограничивающих Агинский срединный массив. Особенно отчетливо эти ограничивающие разломы вычитываются из геологической карты благодаря вытянутости вдоль них мезозойских и кайнозойских прогибов и впадин.

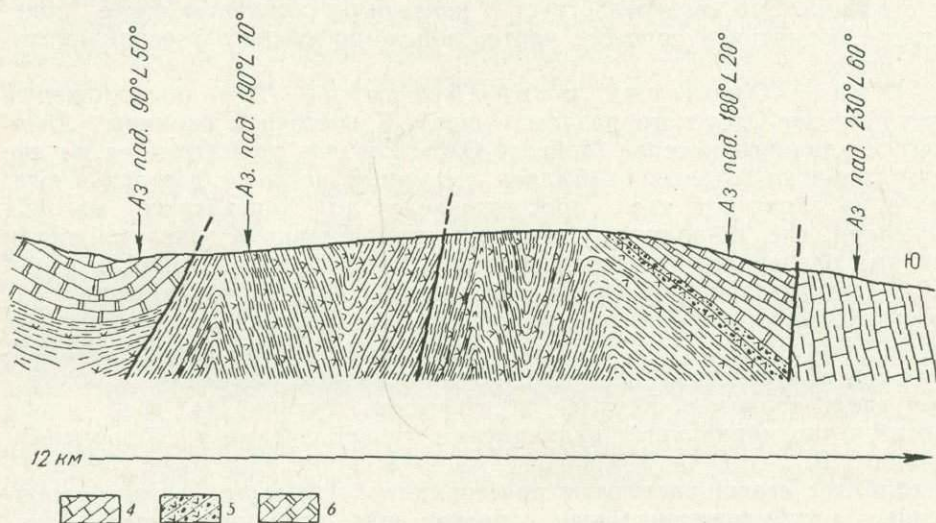
Для Приаргунского блока свойствен глыбовый тип дислокаций с широким распространением крупных изометричных, брахиформных складок, разделенных узкими, килевидными складчатыми формами. Характерна ундуляция осей и шарниров складок и разнообразие их простираций. Наиболее крупные складки северо-восточного простираания, осложненные более мелкой складчатостью и плейчатостью, описаны М. С. Нагибиной [110] в бассейне верхнего течения р. Урюмкан, а в бассейне р. Серебрянки отмечаются изоклиналиные складки, запрокинутые на северо-запад. В целом для блока характерно сочетание крупных линейных складок с брахиформными. Не трудно видеть, что общий стиль морфологии складчатости Приаргунского блока подобен таковой Сангиленского блока [8].

Необходимо отметить, что в последние годы в Приаргунье, как и на Сангилене, выявлены блоки архейского (?) гранитизированного фундамента, о чем уже говорилось в начале этой главы.

В основании разреза геосинклинального комплекса Приаргунского блока выделяется терригенная формация мощностью около 1,5 км. Ей соответствует урулонгуевская (серебрянская) свита верхов нижнего протерозоя, состоящая из метаморфизованных аркозовых и кварцевых песчаников, гравелитов, биотитовых и хлоритовых слан-

цев с прослоями и линзами конгломератов, вулканитов среднего состава и известняков. Характерна невыдержанность литологических разностей пород по простиранию. Вверх по разрезу происходит поглубение обломочного материала, а вблизи контакта с вышележащей карбонатной формацией выделяется пачка перемежаемости карбонатных пород и метаморфизованных песчаников, что указывает на постепенность перехода между ними.

Вышележащая карбонатная формация мощностью 2,0 км соответствует нортуйской свите среднего протерозоя. Она состоит из мраморов и доломитов с подчиненными прослоями слюдястых сланцев.



кремнистые и другие сланцы, 3 — актинолитовые сланцы, порфиритоиды, порфириоиды, 4 — мраморы

Нижнерифейскую карбонатно-терригенную формацию мощностью около 3,0 км характеризует быркинская свита, согласно залегающая на подстилающих образованиях. В нижней части ее разреза широко развиты кварцево-углистые, углистые, глинисто-кремнистые филлитовидные сланцы и метаморфизованные песчаники с прослоями карбонатных пород. В верхней части разреза преобладают метаморфизованные эффузивы среднего и кислого состава, их туфы, кварц-сланцевые сланцы, карбонатные породы и конгломераты.

Формационный ряд Приаргунской структуры завершают карбонатные породы с прослоями филлитовидных сланцев, песчаников, туфов и линзами конгломератов, объединяемые в кадаинскую свиту среднего рифея и выполняющие Кадаинский (44) и другие остаточные прогибы. Мощность кадаинской свиты около 0,8 км. В целом нижне-среднерифейские карбонатно-терригенная и карбонатная формации характеризуются пестрым составом отложений, среди которых большая роль принадлежит мелководным, фациально неустойчивым, с флишвидным строением.

Газимуро-Шилкинский геосинклинальный прогиб (21) расположен в Восточном Забайкалье и в работах М. С. Нагибиной [110], Н. А. Фогельман [166] и других именуется Центральным. Узкий, протяженный в плане рисунок прогиба косвенно свидетельствует о напряженности его дислокаций. Преобладают, по-видимому, изоклинальные складки, реставрируемые по обрывкам метаморфизованных толщ среди гранитоидов.

Геосинклинальный комплекс Газимуро-Шилкинского прогиба датируется возрастом от раннего протерозоя до раннего рифея и расчленяется на три формации — нижнюю и верхнюю вулканогенно-терригенные и разделяющую их карбонатно-терригенную. Среди вулканогенных пород преобладают разности среднего и основного состава,

а терригенные представлены разнообразными слюдяными сланцами и гнейсами [8]. Мощность нижней вулканогенно-терригенной формации около 3,5 км, верхней — 4,0 км. Мощность карбонатно-терригенной формации условно оценивается в 2,5 км.

В северо-восточной части Газимуро-Шилкинского прогиба, в зоне так называемого «Шилка-Аргунского поперечного порога» — положительной поперечной инфраструктуры, происходит некоторое изменение состава формаций за счет увеличения роли карбонатных отложений в их строении. Это свидетельствует о конседиментационном росте поперечного поднятия в процессе протерозойско-рифейского геосинклинального цикла.

Шилка-Ононский шовный прогиб (20) расположен в зоне Монголо-Охотского разлома (шва). У восточной окраины Агинского срединного массива Монголо-Охотский шов расщепляется на две ветви, одна из которых окаймляет срединный массив с востока и юга; далее на запад эта ветвь прослеживается до Хангайского нагорья Монголии, где, по-видимому, вырождается. Именно в зоне этой ветви разлома развивался Ононский отрезок Шилка-Ононского шовного прогиба, испытывающего по мере движения к западу расширение, утрату глубинности и постепенный переход в Дзагинский терригенный прогиб. Вследствие этого западное ограничение Шилка-Ононского шовного прогиба нечеткое. Оно условно совмещено с разломом, проходящим вдоль долины р. Керулен, в ее верхнем течении. По всей длине прогиб четко маркируется вулканитами, гипербазитами и габброидами. В целом Шилка-Ононский прогиб имеет в плане «флексуобразные» очертания с северо-восточным простиранием «крыльев», плавно сопряженных с субмеридиональным отрезком шва, ограничивающего Агинский массив с востока.

Отложения, выполняющие шовный прогиб, собраны в напряженные складки линейного и изоклинального типов, осложненные складками высших порядков, пloyчатостью, гофрировкой и интенсивно пронизаны кливажом. Особенностью дислокаций в Ононском отрезке рассматриваемого прогиба является резкое преобладание северо-западных падений слоев, указывающих на общую вергентность складчатых структур в южном направлении.

Шилка-Ононский прогиб выполнен спилит-кератофировой и вулканогенно-терригенной формациями в объеме нижнепротерозойской никитинской серии и среднепротерозойско-нижнерифейской джерольской (кулиндинской) свиты [8].

Спилит-кератофировую формацию характеризуют роговообманковые, биотит-роговообманково-плагноклазовые гнейсы и кристаллические сланцы и амфиболиты (иногда гранатовые), преобладающие в строении ее разреза и возникшие в результате метаморфизма вулканитов основного и среднего состава. Подчиненную роль играют биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы, образовавшиеся по первично осадочным, терригенным породам. Мощность формации около 7,0 км. От вышележащих зеленосланцевых образований вулканогенно-терригенной формации толщи спилит-кератофировой формации отличаются амфиболитовым метаморфизмом, а разграничивающая их поверхность совмещена во времени с рубежом балтийского диастрофизма, наиболее активно проявившегося в смежной, Становой зоне. В Шилка-Ононской зоне отголоски тектоно-магматических процессов балтийской фазы выражены несогласием в основании вулканогенно-терригенной формации. Однако они не привели к коренной перестройке стиля развития этой структуры.

Вулканогенно-терригенная формация мощностью около 7,0 км иногда описывается под названием борщевочной серии. Особенности строения ее разрезов приведены в ранее опубликованной работе автора [8]. Отметим лишь наиболее характерные ее черты — существенно терригенный состав отложений (биотитовые, биотит-амфиболитовые сланцы и гнейсонды), включающих пачки метаморфизованных вулканогенных пород

основного, среднего и кислого состава. Причем кислые разности вулканитов преобладают в нижней трети разреза. Отмечаются в составе формации также прослои и линзы мраморизованных известняков. Примечательно, что мощности карбонатных прослоев значительно возрастают в зоне пересечения прогиба Шилка-Аргунским поперечным порогом. В Ононском фланге прогиба в разрезе формации преобладают монотонные кремнистые и кремнисто-хлоритовые сланцы, а также зеленосланцевые породы, образовавшиеся за счет подводных вулканитов [62].

Мензинский геосинклинальный прогиб (18) выделяется в Зачикойской Даурии, протягиваясь от Агинского массива в юго-западном направлении в Хентейское нагорье Монголии, где он, по-видимому, сливается с еще более крупным Дзагинским геосинклинальным прогибом. Общий стиль складчатости Мензинского прогиба тождествен складчатости Газимуро-Шилкинской и Шилка-Ононской структур.

Прогиб выполнен терригенной формацией нижнего — среднего протерозоя (малханская серия) мощностью 5 км и терригенной (кремнисто-сланцевой) — нижнего рифея (куналейская свита) мощностью около 3 км. Между этими разновозрастными формациями намечается несогласие, с которым связано становление синскладчатых гранитоидов и образование гранито-гнейсовых куполов. Однако проявлены эти купола не столь четко, как в древних структурах Орхонско-Малханской и Становой зон, что, вероятно, связано со слабым проявлением в пределах Мензинской структуры тектоно-магматических процессов на рубеже 1700 млн. лет. К геосинклинальному комплексу Мензинского прогиба принадлежат, возможно, сильно метаморфизованные образования (кристаллические сланцы, гнейсы), известные в пограничных районах со стороны Монголии, но датированные на геологической карте МНР [37] палеозоем.

Куналейский шовный прогиб (17) протягивается вдоль Монголо-Охотской зоны разломов от долины р. Ингоды на востоке к верховьям р. Орхон в Монголии. По мере прослеживания в западном направлении отмечается постепенное «раскрытие» прогиба, сопровождаемое, по-видимому, общим погружением его ложа. Главнейшая особенность этой структуры заключается в амагматичности или слабой магматичности образований, участвующих в ее строении. Однако магнитометрические данные указывают на значительную роль в строении прогиба магнитных пород, очевидно не вскрытых эрозией.

Складчатые структуры Куналейского прогиба характеризуются сложностью и многие их особенности изучены пока недостаточно. Тем не менее основные черты морфологии структур выражены достаточно отчетливо. В основном распространены линейные и изоклинные складки северо-восточного простиранья; в западном фланге прогиба преобладают складки субширотного и северо-западного простиранья. Углы падения слоев в крыльях складок часто достигают 75—80°. По данным Л. П. Зоненшайна [62], в пределах Монголии, где Куналейский прогиб резко расширяется, складки многократно расщепляются и осложнены мелкой многопорядковой складчатостью. Мелкая складчатость, плейчатость и гофрировка слоев характерны всему прогибу. Их широкое распространение в значительной степени обусловлено пластическими свойствами выполняющих толщ и неоднократно повторявшимися стрессовыми напряжениями. В наиболее широком участке прогиба преобладают слабо асимметричные и симметричные формы складок, причем крупнейшие из них, достигающие 4 км в поперечнике, установлены в верховьях р. Хара-Гол. В юго-восточном борту прогиба выявлен пологий надвиг, по которому древние толщи надвинуты на



средне-верхнепалеозойский складчатый комплекс Хентей-Даурской моногеосинклинали. Характерной чертой структурного плана прогиба является также его сложный блоково-мозаичный рисунок, сформировавшийся в результате функционирования систем продольных и поперечных разломов [8]. В северо-западной части структуры Л. П. Зоненшайн отмечает северо-западную вергентность складок.

В разрезе отложений, выполняющих Куналейский шовный прогиб, снизу вверх выделяются: карбонатно-кремнистая, вулканогенно-терригенная и терригенная формации, которым соответствуют грехневская, куналейская (катанцинская) и дарханская (харинская) свиты среднего протерозоя — среднего рифея в Дархонском остаточном прогибе (45). Вероятно участие в строении прогиба и более древних комплексов, аналоги которых выведены на поверхность в смежных структурах.

В составе карбонатно-кремнистой формации участвуют мраморизованные известняки, обособляющиеся, по данным В. Г. Борисова, в нижней трети разреза свиты, кварциты, метаморфизованные кварцитоподобные песчаники, кварцевые гравелиты, аркозовые песчаники. Видимая мощность формации около 2,0 км.

В строении вулканогенно-терригенной формации преобладают филлитовидные и зеленые сланцы, микрокварциты, метаморфизованные аркозовые и олигомиктовые песчаники; им подчинены зеленокаменные породы по вулканитам базальтового состава (бассейн р. Катанца) и мраморизованные известняки, тяготеющие к верхам формации. Мощность формации около 4,0 км [8].

Терригенная формация мощностью около 1,5 км характеризуется однообразным песчано-сланцевым составом. Она состоит, по данным И. Б. Филипповой, из четырех пачек, верхняя из которых примечательна флишеидным строением, а нижняя существенно вулканогенная, но распространена только вдоль Баянгольского разлома. В отличие от подстилающих, терригенная формация распространена на ограниченных площадях, а возрастной диапазон ее накопления пока твердо не установлен. Верхняя граница формации совмещена условно с изохроной 1000 млн. лет.

Существенно подчеркнуть, что в Забайкальской части Куналейского прогиба аналогов харинской свиты не установлено, но в других структурах, сходных по типу развития, к таковым могут быть отнесены образования терригенной формации Харальского шовного прогиба (охемская свита).

Агинский срединный массив (19) расположен в Центральном Забайкалье. Обоснование его выделения и подробная характеристика приведены в работе Е. Н. Алтухова и др. [8].

Фундамент массива погребен под образованиями нижнерифейской онойской свиты, выделяемыми в терригенную формацию сингеосинклинального чехла мощностью около 3,0 км. О неглубоком залегании фундамента свидетельствуют резко выраженные глыбовые дислокации в чехле массива и геофизические данные [41, 102].

Дислокации чехла характеризуются сочетанием линейных, сигмоидных и брахиформных складок. Линейные складки группируются в две дуги — западную и восточную, обращенные выпуклостями друг к другу. Между расходящимися флангами складчатых дуг расположены поля пологих дислокаций, в пределах которых развиты брахиформные и подобные им складки размером от нескольких сот метров до нескольких километров в поперечнике. Оси этих складок не имеют единого простирания, что свидетельствует о их глыбовой природе.

В строении чехла массива преобладают песчано-сланцевые отложения с прослоями вулканитов различного состава, метаморфизованные в зеленосланцевой фации.

**Байкало-Витимская зона.** Протерозойско-нижнерифейские геосинклинальные складчатые комплексы широко распространены в Байкало-

Витимской зоне, в составе которой выделяются Муйский шовный прогиб и Муйский срединный массив.

Муйский шовный прогиб (23) расположен в северных районах Байкальской горной области, на месте Верхне-Ангарского, Делюн-Уранского и Муйского хребтов и известен в литературе под названием Байкало-Витимского эпигеосинклинального поднятия. В плане он имеет форму угла, близкого к прямому, обращенного вершиной на север. Очертания прогиба приспособлены к контурам Баргузино-Витимского срединного массива. Юго-восточный Конкудеро-Витимский фланг прогиба включает Муйский срединный массив, как бы расщепляющий этот фланг на две ветви. Параллельно с расщеплением прогиб утрачивает глубинность (что выражается в формационных преобразованиях) и выклинивается в южном направлении.

Структурный план Муйского прогиба характеризуется системой линейных, часто интенсивно сжатых складок. В периферических его участках и вблизи Муйского срединного массива иногда наблюдаются складки с запрокинутыми крыльями.

В выполнении прогиба участвуют образования муйской серии, в нижней части которой выделяется спилит-кератофировая формация в объеме киянской подсерии мощностью около 6,0 км. Образования верхней части муйской серии относятся к вулканогенно-терригенной формации в объеме заминской подсерии мощностью около 6,0 км [136]. Диапазон накопления спилит-кератофировой формации отвечает верхней трети раннего протерозоя, а вулканогенно-терригенной формации — среднему протерозою и раннему рифею.

В строении спилит-кератофировой формации участвуют диабазы, спилиты, кератофиры, фельзиты и их туфы, зеленые ортосланцы и ортоамфиболиты с прослоями кремнистых сланцев, полимиктовых песчаников, мраморизованных известняков и пачками джеспилитов, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, а в некоторых участках — в эпидот-амфиболитовой фации.

Характерной особенностью вулканогенно-терригенной формации являются преимущественно кислый и средний, реже основной состав вулканитов и их туфов и обособление осадочных компонентов в ее низах (т. е. в среднепротерозойской части), а вулканогенных — в верхах (т. е. в нижнерифейской части). Примечательно, что среди осадочных компонентов преобладают кварциты и полимиктовые песчаники, иногда (в «осевых» зонах прогиба) туфопесчаники в ассоциации с кислыми и средними вулканитами, известняками, доломитами и алевролитами [136].

Это свидетельствует о некотором изменении условий седиментации в среднепротерозойское время, ослаблении общей тектонической активности в зоне Муйского прогиба, как и во всей Саяно-Байкальской системе. Однако, высокий темп прогибания сохранялся и в это время, что привело к накоплению достаточно мощной (около 2,0 км) колонны преимущественно осадочных пород.

Муйский срединный массив (24) издавна выделяется на севере Бурятии, в бассейне среднего течения р. Витим. Его фундамент сложен образованиями архейской витимской серии. Резкая дискордантность структур фундамента по отношению к образованиям муйской серии, среди которых заключен этот массив, сомнений не вызывает.

Чехол массива сложен образованиями параморфической серии в составе гнейсово-сланцевой толщи, булундинской и самокутской свит, разрезы которых достаточно полно представлены в долинах рек Самокут и Булунда (рис. 18).

В этих разрезах нижняя, гнейсово-сланцевая толща, сопоставляемая нами с киянской подсерией Л. И. Салопы (относящего эту толщу к самокутской свите), состоит из метаморфизованных полимиктовых песчаников и конгломератов, биотитовых и амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов с прослоями измененных вулкани-

тов и туффилов кислого, среднего и основного состава. Особенно широко вулканыты представлены в верхней части разреза толщи. Видимая мощность толщи около 1,0 км.

Вышележащая булундинская свита сложена карбонатными породами, кремнисто-карбонатными и филлитовидными сланцами, находящимися в частом чередовании друг с другом, напоминающем грубое флишное переслаивание, с мощностью чередующихся пачек в десятки метров. Карбонатные породы в составе свиты представлены белыми и серыми «камуфляжными» мраморами, аналогичными по текстурным особенностям карбонатным породам тилимско-икатской толщи Баргузино-Витимского междуречья. Среди них заключены линзы внутриформационных конгломератов, состоящие на 90% из уплотненных галек карбонатных и кремнистых пород. В мраморах

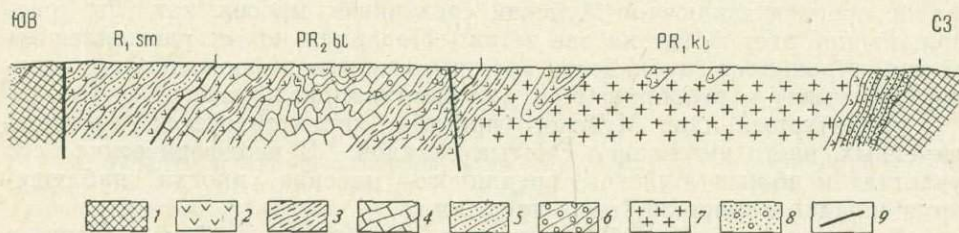


Рис. 18. Геологический разрез по р. Самокут. Составил Е. Н. Алтухов с использованием материалов Л. И. Салона.

1 — архейские гнейсы и гранито-гнейсы; 2 — метаморфизованные вулканыты разнообразного состава; 3 — зеленые сланцы; 4 — метаморфизованные известняки; 5 — метаморфизованные песчаники; 6 — конгломераты; 7 — гранитоиды; 8 — четвертичные отложения; 9 — разломы

редки силикатные минералы и чешуйчатый графит. В то же время парагенез мраморов с терригенными породами, регионально метаморфизованными в зеленосланцевой фации, говорит о зеленосланцевом метаморфизме отложений булундинской свиты в целом. Наличие пачек сланцев, особенно мощных в верхах булундинской свиты, свидетельствует о постепенном литологическом переходе к отложениям вышележащей самокутской свиты. Мощность булундинской свиты около 0,5 км.

Самокутская свита сложена средне-тонкоплитчатыми хлоритовыми, кварц-карбонатно-эпидотовыми сланцами, метаморфизованными эффузивами основного, среднего и кислого состава, песчаниками с прослоями кристаллических известняков, измененных туфогенных пород и линзами конгломератов, содержащих, в частности, «булундинские» мраморы. Мощность свиты около 1,0 км.

Накопление образований чехла массива происходило, вероятно, на его раздробленной, опускавшейся окраине, что объясняет их фаціальную изменчивость, появление линз конгломератов, в том числе с галькой разнообразных архейских пород в основании разреза отложений [135].

К близким выводам о геологическом строении района Муйских глыб ранее пришли С. П. Смеловский (1966 г.), а также А. Н. Булгатов [27]. По данным А. Н. Булгатова, синхронно с накоплением пород муйской серии на Муйской глыбе формировался Тулдунский прогиб, в котором накопились отложения сланцево-песчаниковой (кедровская и усть-тулдунская свиты) и вышележащей сланцево-карбонатной (шаманская свита) формации. Очевидно, описанные нами вулканогенно-терригенная толща соответствует кедровской свите, а булундинская и самокутская свиты — усть-тулдунской и шаманской свитам А. Н. Булгатова. В пользу изохронности муйской и парамской серий свидетельствуют данные В. С. Косинова о фаціальном переходе между кедровской свитой и толщами муйской серии.

Нетрудно видеть, что в строении чехла Муйского срединного массива проявлена трехчленность, отражающая стадийность развития большинства геосинклинальных структур Саяно-Байкальской системы и прежде всего свойственная всему Баргузино-Витимскому междуречью.

Наиболее позднее, средне-позднерифейское время окончания накопления геосинклинальных комплексов устанавливается в Окинско-Харальской и Дзагинско-Керуленской зонах.

**Окинско-Харальская зона.** В составе зоны выделяются Окинский геосинклинальный прогиб, Харальский и Ильчирский шовные прогибы, а также Гарганский срединный массив.

Окинский геосинклинальный прогиб (26) расположен во внутренней части Саяно-Байкальской системы и в современной склад-

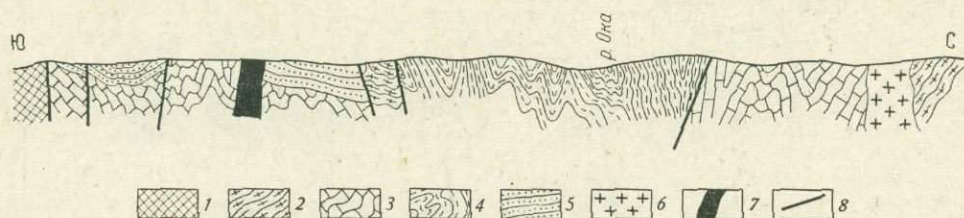


Рис. 19. Схематический геологический разрез через Окинский прогиб. Составил Е. Н. Алтухов с использованием материалов А. Д. Смирнова и В. П. Арсентьева.

1 — архейские образования Гарганской глыбы; 2 — хулгарэ-джалгинская и дзенгольская свиты; 3 — монгошинская свита; 4 — окинская свита; 5 — сархойская серия; 6 — гранитоиды; 7 — основные — ультраосновные породы; 8 — разломы

чатой структуре представляет собой синклинорий общего субширотного простирания, состоящий из простых и сжатых изоклинальных складок (рис. 19). Складки более простого строения более свойственны бортовым его частям (крыльям синклинория), а сжатые, изоклинальные и близкие к ним складки — центральным, что подчеркивает прямое соотношение между доскладчатой и складчатой структурами прогиба. В целом синклинорий образует в плане широкую, несколько выпуклую к югу дугу, что прослеживается по главным простираниям его внутренних структур.

В разрезе Окинского прогиба выделяются хулгарэ-джалгинская и дзенгольская свиты верхов нижнего протерозоя, монгошинская свита среднего протерозоя и окинская свита нижнего — среднего рифея, которым соответствуют терригенная, карбонатная и вулканогенно-терригенная формации общей мощностью около 10 км. Некоторые исследователи соотношение пород двух верхних свит считают обратным, в связи с чем нами было предпринято их специальное изучение. Полученные результаты отражены на рис. 20, 21. Вулканиды в составе окинской зеленосланцевой свиты по химическому составу эквивалентны андезитам, дацитам и липаритам известково-щелочного ряда [125]. Основу терригенных пород преимущественно образуют граувакковые песчаники и алевролиты (хлоритовые, серицитовые, эпидотовые, актинолитовые и другие сланцы).

Не ясен вопрос о наличии карбонатной толщи в верхах разреза Окинской структуры. Данные Е. Л. Емельянова и В. В. Перфильева свидетельствуют о вероятном ее существовании. Не исключено, однако, что эта толща является, в свете данных Ю. П. Бутова, кембрийской.

Харальский шовный прогиб (25) выделяется в северо-восточной Туве между Сангиленским и Одурум-Шутхулайским геоклинальными поднятиями. В Прикосоголье Монголии он именуется Шишихидским синклинорием [36]. Характерными его деформациями являются широкие открытые синклинали северо-западного и северо-восточного простирания. Н. С. Зайцев и А. В. Ильин [58] отмечают над-

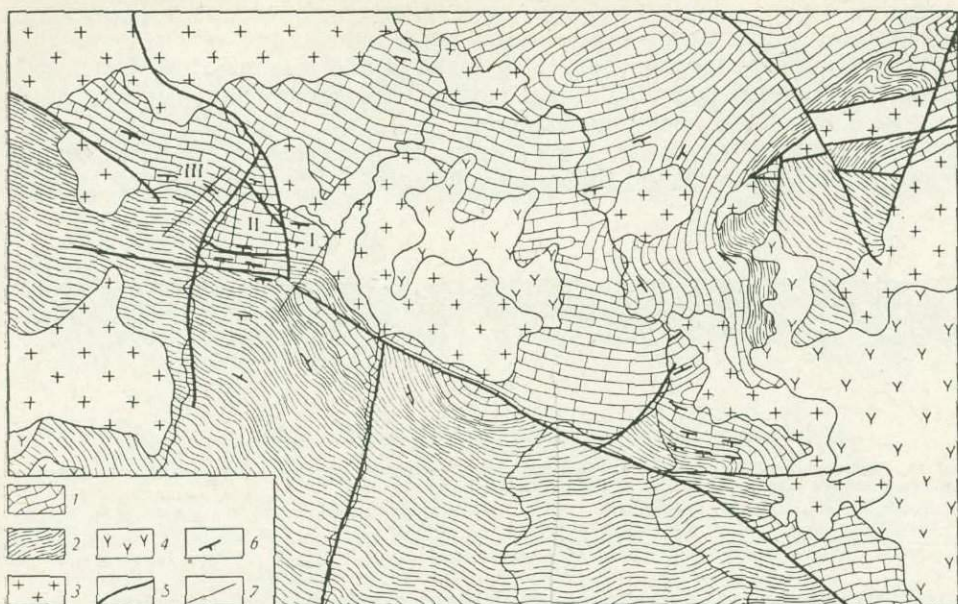


Рис. 20. Схема геологического строения бассейна нижнего течения рек Тиссы и Дибь. Составили Е. Н. Алтухов и А. Д. Смирнов с использованием материалов Г. К. Токайшвили.  
 1 — монгошинская свита; 2 — окинская свита; 3 — гранитоиды; 4 — базальты; 5 — разломы; 6 — элементы залегания; 7 — линии разрезов

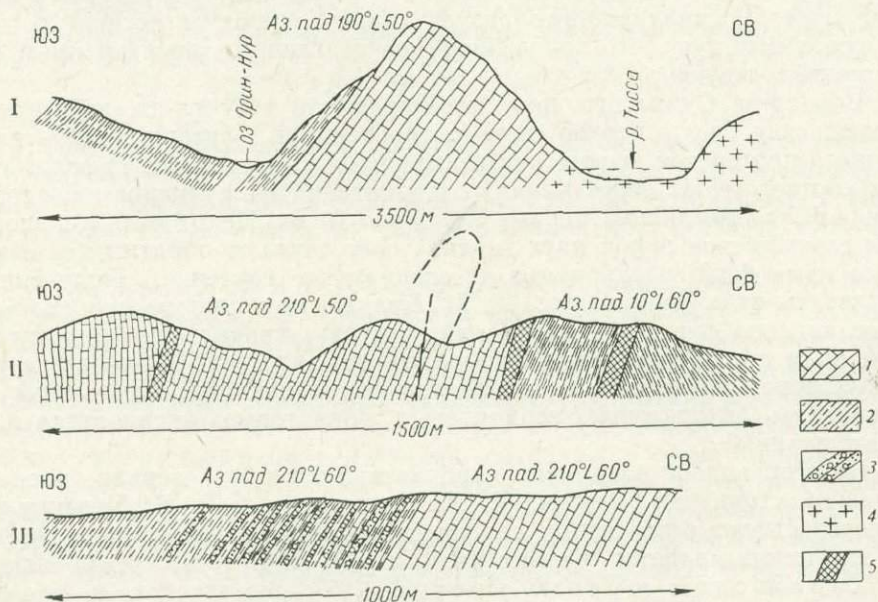


Рис. 21. Разрезы, показывающие соотношения окинской и монгошинской свит (см. рис. 20).  
 I — в правом борту р. Тиссы вблизи оз. Орин-Нур; II — там же, против устья р. Жалгын; III — в левом борту р. Тиссы выше устья р. Жалгын  
 1 — мраморы монгошинской свиты; 2 — зеленые сланцы окинской свиты; 3 — пудинговые конгломераты окинской свиты; 4 — рифейские гранитоиды; 5 — зоны разломов

вигание докембрийских комплексов Шишхидского синклиория на сархойский комплекс Сархойско-Хубсугульского прогиба.

Харальский прогиб выполнен нижнерифейской зеленокаменной толщей мощностью около 6,0 км, относящейся к спилит-кератофировой формации (харальская свита и ее аналоги), и лишь в северо-западной его части этот мощный разрез наращивается трехкилометровой охемской свитой, относящейся к терригенной граувакковой формации сред-

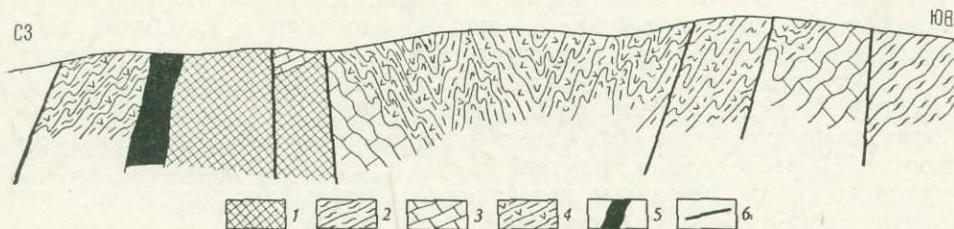


Рис. 22. Схематический геологический разрез через Ильчирский прогиб. Составил Е. Н. Алтухов с использованием материалов А. Д. Смирнова, В. П. Арсентьева, Л. М. Парфенова.

1 — архейские образования Гарганской глыбы; 2 — хулгарэ-джалгинская и дзенгольская свиты; 3 — иркутная свита; 4 — ильчирская свита; 5 — основные — ультраосновные породы; 6 — разломы

него рифея. Тем самым выявляется не только раскрытие трога в северо-западном направлении, но и его погружение в том же направлении.

Важно отметить, что в составе вулканитов спилит-кератофировой формации преобладают средние и кислые над основными, в то время как во внутренних районах Кузнецко-Тувинской межкратонной системы вулканиты из разновозрастных отложений по составу соответствуют базальтам и андезито-базальтам [125].

Ильчирский шовный прогиб (27) представляет собой по существу продолжение по простиранию Харальского прогиба, от которого он отделен новообразованным Сархойско-Хубсугульским раннекаледонским прогибом. В зоне западного Прикосоголья Ильчирская структура, как и Харальская, простирается в меридиональном направлении, приспособляясь к контуру архейского Гарганского срединного массива.

Складчатые структуры прогиба напряженные, сложные (рис. 22). На большом протяжении наблюдается почти вертикальное залегание слоев, иногда их запрокидывание в северном направлении. Примечательно общее надвигание толщ к северу по системе крутых продольных разломов. Складчатые комплексы прогиба пронизаны также поперечными разрывами и кливажом.

В формационном ряду Ильчирского прогиба выделяется терригенная формация раннепротерозойского возраста мощностью около 3,0 км (хулгарэ-джалгинская и дзенгольская свиты), карбонатно-терригенная формация среднего протерозоя мощностью 4,0 км (иркутная или монгошинская свита) и спилит-кератофировая формация нижнего — среднего рифея мощностью 4,0 км (ильчирская свита). Перечисленные формации тесно структурно связаны в составе единого складчатого комплекса. Наиболее сложное строение имеет срединя, карбонатно-терригенная формация, в составе которой терригенные и карбонатные породы подчас образуют мощные пачки (нередко отождествлявшиеся со свитами), не выдержанные, однако, по простиранию.

Более однородным составом характеризуется спилит-кератофировая формация. В строении ее разреза преобладают зеленокаменно-измененные основные эффузивы типа диабазовых порфиритов, альбит-эпидот-хлоритовые и карбонат-эпидот-актинолитовые сланцы по вулканитам основного состава, порфиритоиды, туфы и туфо-песчаники. В низах ее разреза местами выделяются мощные пачки (сотни метров) пиритизированных сланцев черного и темно-серого цвета.

Гарганский срединный массив (28) расположен в юго-восточной части Восточного Саяна, в пределах Ильчирского шовного прогиба. Фундамент массива сложен образованиями архейской шарыжалгайской серии, а его структура резко дискордантна по отношению к структурному плану облекающих образований Ильчирского шовного прогиба. В ряде участков фундамент перекрыт существенно карбонатными толщами чехла, объединяемыми в карбонатную формацию мощностью 2,5 км в объеме иркутной свиты (средний протерозой). В таких участках видны первичные несогласные соотношения между образованиями архея и среднего протерозоя.

Дислокации чехла массива простые: слои собраны в открытые складки с углами падения 10—20°, осложняющих складок высших порядков не отмечается. Некоторое усиление напряженности дислокаций намечается в периферических частях чехла (углы падения здесь до 45°), где известны и асимметричные складки.

**Дзагинско-Керуленская зона.** Главными структурными элементами рассматриваемой зоны являются Дзагинский геосинклинальный прогиб, сопряженный с системой структур геоантиклинального типа, условно именуемых также антиклинальными массивами (блоками), принадлежащими в то же время гетерохронной Сангилен-Приаргунской геоантиклинальной зоне.

Дзагинский геосинклинальный прогиб (29) оконтуривается по полям распространения рифейских зеленосланцевых комплексов в бортовых участках Хангайской герцинской моногеосинклинали (харинская, дзагинская и другие свиты). В плане эти зеленосланцевые комплексы образуют крупный «овал», выпуклый к югу. В контур Дзагинского прогиба не включается Хархоринский (Восточно-Хангайский) блок, выступающий в современном плане в виде поперечного поднятия среди герцинских структур Хангай-Даурской зоны. Этот блок включен в состав Куналейского шовного прогиба, «раскрывающегося» в юго-западном направлении и сливающегося с Дзагинским геосинклинальным прогибом, что затрудняет наметить естественную границу между ними. Столь же условно северо-восточное ограничение Дзагинского прогиба. Оно обусловлено постепенным «удревнением» докембрийских геосинклинальных комплексов по простиранию этой структуры с запада на восток и нарастанием при этом их «эвгеосинклинальных» качеств. Однако в данном случае Ононский фланг выделяющегося восточнее Шилка-Ононского шовного прогиба четко отличается от Эрендабанского фланга Дзагинского прогиба своей формационной характеристикой [62].

В складчатой структуре Дзагинскому прогибу соответствует необращенный синклинорий. Его западное центриклинальное замыкание, по данным Н. Н. Хераскова, хорошо прослеживается в Шараусгольской зоне, где простирания складчатых структур и сопровождающих их разломов в плане образуют широкую дугу, обращенную выпуклостью к западу. Древние толщи собраны здесь в систему сжатых линейных складок, часто опрокинутых к центру синклинория, куда по-

гружается и зеркало складчатости. Широко распространена складчатость высших порядков. Такой же стиль деформаций отмечается и в северном борту Дзагинского прогиба: общее субширотное простирание структур и запрокидывание осевых поверхностей складок и поверхностей сместителей разломов к югу. Тем самым по главным направлениям простираций складчатых структур оконтуривается естественное западное центрально-кливажное замыкание Дзагинского прогиба с характерной «центростремительной» вергентностью (общее опрокидывание к центру прогиба складок, разломов, сланцеватости). Это свидетельствует о том, что в процессе преобразования прогиба в складчатую структуру развивались тангенциальные напряжения, направленные от периферии к центру.

В восточной половине Дзагинского прогиба преобладают выдержанные северо-восточные простираны складок, характеризующиеся напряженным линейным планом и интенсивным кливажом. Преобладающие северо-западных падений слоев позволяет предполагать общую вергентность складчатых структур этой части прогиба в южном направлении.

Дзагинский прогиб, судя по данным В. А. Благонравова и др. [154], выполнен отложениями хайчингольской, эрендабанской и дзагинской свит, которым соответствуют карбонатно-терригенная, вулканогенно-терригенная и терригенная формации, разделенные перерывами с различным структурным значением.

Карбонатно-терригенная формация мощностью 1,5 км состоит из слюдяных, рогообманковых и хлорит-серицитовых сланцев, плагиогнейсов, амфиболитов и графитосодержащих мраморов. Нижняя граница этой формации не установлена, но по аналогии с соседним Мензинским прогибом можно предположить, что ее накопление началось в раннем протерозое. Верхняя граница формации совмещена с поверхностью несогласия, датируемого рубежом 1700 млн. лет.

Вулканогенно-терригенная формация состоит из углисто-кварц-серицитовых, серицит-хлоритовых, кварц-актинолитовых и других сланцев с прослоями метаморфизованных песчаников, конгломератов, порфиритов и известняков. Возраст этих образований раннерифейский, а их мощность в восточной части прогиба 2,5—3,0 км, в западной — до 4,0 км.

Терригенная формация имеет мощность около 2,0 км. Возрастной диапазон ее накопления не ясен. Не ясны и ее соотношения с нижележащими образованиями. Одни исследователи относят дзагинскую свиту к докембрию, другие — к позднему докембрию — раннему палеозою или просто к раннему палеозою. На основании историко-геологических критериев дзагинская свита условно сопоставлена нами со среднерифейской охемской свитой Северо-Восточной Тувы. Не исключено, однако, что локально развитые в верхах этой серии пачки специфических терригенных пород образуют остаточные прогибы позднерифейско-вендского диапазона формирования, соответствующего периоду накопления отложений ордогской свиты Средне-Гобийской зоны.

Терригенная формация состоит из метаморфизованных и рассланцованных песчаников, алевролитов и филлитовидных глинистых сланцев зеленого, серо-зеленого, иногда лилово-серого цвета.

Байдаригский (30а), Средне-Гобийский (30б) и Керуленский (30в) блоки расположены в осевой части Центрально-Монгольской складчатой области. Тектоника докембрия этих структур пока изучена в самом общем виде. По данным Л. П. Зонешайна [62], в докембрийских образованиях Байдаригского блока развиты напряженные узкие, часто изоклинные складки северо-западного простираня, согласованного с общей ориентировкой блоков Сангилен-Приаргунской складчатой дуги. В соответствии с этой же ориентировкой простираются складки в протерозойских толщах Средне-Гобийского блока, имея восточно-северо-восточное генеральное направление. Причем за северное ограничение Средне-Гобийского блока нами



принята зона разломов, трассирующаяся к Керуленскому салаирскому трогу и перекрытая средне-позднепалеозойскими орогенными образованиями Центрально-Монгольского прогиба. К югу от этого разлома в разрезе докембрия существенную роль играют карбонатные толщи, отсутствующие или резко редуцированные севернее его, в Дзагинском геосинклинальном прогибе.

Структура Средне-Гобийского блока в целом складчато-глыбовая, разбитая разломами на узкие, пластинообразные блоки, иногда обладающие какой-либо вергентностью. Внутренние структуры блока сравнительно простые — преобладают складки брахиформного типа с ундулирующими шарнирами; лишь у разломов отмечаются более напряженные складки, осложненные мелкой дисгармоничной складчатостью [36].

В ином объеме понимается нами и Керуленский блок. За северную его границу принят Керуленский разлом, а не Ононский, по той же причине, что и в случае со Средне-Гобийским блоком. Иначе говоря, под Керуленским блоком нами понимается Южно-Керуленская зона Л. П. Зоненшайна.

В Керуленском блоке описаны изоклинальные, а также крупные и сжатые линейные складки, пронизанные кливажом и сланцеватостью. В некоторых участках отмечаются пологие залегания протерозойских толщ. Простираются складок выдержанные субширотные и северо-восточные, соответствующие общей ориентировке Керуленского блока и ограничивающих его разломов.

В основании формационного ряда Байдаригского блока, по данным И. С. Богуславского, выделяется терригенная формация мощностью около 1,0 км. Диапазон ее накопления — верхняя треть раннего протерозоя. В основе это сланцево-гнейсовые образования.

Выше несогласно залегает терригенно-карбонатная формация мощностью около 2,0 км, состоящая из белых и серых мраморов (часто графитистых), биотитовых сланцев и кварцитов. Возрастной интервал ее накопления соответствует среднему протерозою — раннему рифею, как и в Дзобханском блоке.

С несогласием выше залегают образования среднерифейской карбонатно-терригенной формации мощностью 2,5 км, завершающей формационный ряд Байдаригской структуры. В составе формации выделяются биотитовые, мусковитовые, хлорит-биотитовые, актинолитовые сланцы, перемежающиеся в верхней ее части с мраморизованными известняками.

В Средне-Гобийском и Керуленском блоках строение формационных рядов докембрийских образований специфичное, выражающееся в отсутствии среднепротерозойских карбонатных отложений, чрезвычайно характерных для других структур Саяно-Байкальской системы. В среднем протерозое и раннем рифее в пределах этих блоков седиментации, по-видимому, не происходило вообще, а перерыву предшествовало проявление тектоно-магматической активности, о чем свидетельствуют гальки огнейсованных гранитов, метаморфических пород и кислых эффузивов, известные в конгломератах основания среднерифейской зеленосланцевой толщи.

Строение формационного ряда Керуленского блока представляется в следующем виде.

В основании ряда выделяется терригенная формация мощностью 1,4 км, датированная верхами раннего протерозоя. В ее составе, по данным А. Н. Рассказчикова, преобладают биотитовые гнейсы с прослоями кварцитов, амфиболитов и измененных эффузивов кислого состава. В верхней части разреза формации обособляются пачки мраморов и кварцитов, в том числе железистых, что чрезвычайно напоминает разрезы тесхемской и мугурской свит Сангиленского блока.

Со структурным несогласием и крупным перерывом, сопровождавшимся, по-видимому, магматической деятельностью, выше залегают образования среднерифейской терригенной формации мощностью 4,0 км. В ее составе преобладают хлоритовые и

серицитовые сланцы, метаморфизованные песчаники, кварциты с мощностью 4,0 км. В ее составе преобладают хлоритовые и серицитовые сланцы, метаморфизованные песчаники, кварциты с прослоями и линзами зеленокаменно измененных вулканитов и известняков.

В Средне-Гобийском блоке терригенная формация раннепротерозойского возраста имеет мощность 2,0 км и состоит, по данным А. А. Храпова, Ю. М. Логинова, из гнейсов и кристаллических сланцев. Однообразная карбонатно-кварцито-сланцевая толща мощностью 3,0 км отнесена к карбонатно-терригенной формации и сопоставлена со среднерифейскими сланцевыми толщами соседних блоков.

Формационный ряд докембрийских образований Средне-Гобийского блока завершает верхнерифейско-вендская (?) карбонатная формация мощностью 1,8 км (орцогская свита), состоящая из известняков с прослоями кварцитов и кремнистыми стяжениями и выполняющая Орцогский остаточный прогиб (46). В ее основании отмечается несогласие, совпадающее, по-видимому, с тектоно-магматическими процессами гренвильской фазы.

\* \*  
\*

Охарактеризованные складчатые зоны различаются, прежде всего, возрастным диапазоном геосинклинальных комплексов. В каждой из зон завершение накопления этих комплексов совпадало с началом орогенного этапа, что выражалось в последовательном преобразовании палеотектонических обстановок в период между позднегеосинклинальными и раннеорогенными стадиями их развития, сопровождавшееся обособлением ареалов седиментации в остаточных прогибах и впадинах. Соответственно структуры Байкало-Патомской и Становой зон относятся к зонам раннепротерозойской складчатости, а Орхонско-Малханской — к зоне среднепротерозойской складчатости. Структуры Восточно-Саянской зоны, зоны Енисейского Кряжа, Хамар-Дабан-Сангиленской, Центрально- и Восточно-Забайкальской и Байкало-Витимской зон датируются раннерифейским возрастом складчатости. Наконец структуры Окинско-Харальской и Дзагинско-Керуленской зон относятся к зонам среднерифейской складчатости. Тем самым центрально-азиатские байкалиды представилось возможным расчленить на зоны разновозрастной складчатости (карелиды и рифейды), а байкальский цикл оказалось необходимым рассматривать в рамках всего протерозоя.

Эпохи тектоно-магматической активности, в течение которых были сформированы докембрийские складчатые сооружения Центральной Азии, коррелируются с эпохами глобальной тектоно-магматической активности, чаще всего именуемыми в литературе балтийской (2000 млн. лет), карельской (гудзонской, 1700 млн. лет), эльсонской (готской, 1400 млн. лет) и гренвильской (1000 млн. лет). Наиболее подробно эти эпохи охарактеризованы на примере докембрия Европы и Северной Америки. Их наименования приняты нами для обозначения зон разновозрастных докембрийских складчатостей и в Центральной Азии. Такая унификация тектонической периодизации докембрия проведена по аналогии с периодизацией основных стратиграфических подразделений. Последние, как известно, имеют общепринятое, международное признание.

### СТРУКТУРЫ КРАЕВОЙ СИСТЕМЫ

Среди структур сопряжения Саяно-Байкальской геосинклинальной системы и Сибирской платформы выделяются Восточно-Енисейская миогеосинклинальная зона, Присаянская перикратонная геоантиклинальная зона и Прибайкальская перикратонная геосинклинальная зона. На западной окраине Алданского щита во время геосинклиналь-

ного этапа развития Саяно-Байкальской системы сформировались Удоканское перикратонное опускание и предшествующие ему геосинклинальные трюги. Все эти структуры отличаются рядом особенностей, не позволяющих причислять их ни к геосинклинальной системе, ни к платформе, что позволило обособить их в самостоятельную категорию тектонических структур — краевую систему на геосинклинальном этапе ее развития.

Восточно-Енисейская многогеосинклинальная зона (31) расположена в восточной части Енисейского Кряжа и более известна в литературе под названием его внешней зоны (подзоны).

Считается, что обособление Восточно-Енисейской многогеосинклинали от Заангарской структуры произошло примерно в середине сухопитского времени, т. е. в середине раннего рифея; для более раннего времени четкой тектонической зональности не устанавливается [129]. Структура многогеосинклинали на позднесухопитском этапе развития, как отмечает Е. С. Постельников, сходна со структурами краевых систем в понимании Л. П. Зоненшайна и др. С этого времени в ее пределах четко выделяются конседиментационные Ангаро-Питский и Кордо-Лебяжинский синклиории, разделенные Енашимским поднятием. В целом доорогенная структура многогеосинклинали представляется в виде асимметричного прогиба, выполненного образованиями нижнерифейской карбонатно-терригенной формации (мощностью около 3,0 км) и расположенной выше среднерифейской карбонатно-терригенной формации (тунгусикская свита) мощностью около 1,5 км. Главнейшими компонентами последней являются темные графитистые алевро-глинистые сланцы, подчиненные им песчаники и глинистые известняки. Эти образования отличаются фациальной неустойчивостью. Они локализованы в Тунгусикских остаточных геосинклинальных прогибах (42) и выклиниваются по мере приближения к разделяющим их конседиментационным антиклинориям [129].

Существенно подчеркнуть, что образования сухопитской и тунгусикской серий в многогеосинклинальной зоне очень слабо изменены (и амагматичны), в то время как в Заангарском поднятии они метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

Присаянская перикратонная геоантиклинальная зона (32) протягивается от западного окончания оз. Байкал до Заангарской структуры Енисейского Кряжа. Она состоит из блоков архейского фундамента Сибирской платформы и заключенных между ними грабен-синклинальных прогибов, выполненных раннерифейскими геосинклинальными образованиями. Северо-Восточное ограничение рассматриваемой зоны примерно совпадает с линией, соединяющей исток р. Ангары с Восточным разломом Енисейского Кряжа. Тем самым устанавливается замещение или преобразование перикратонной геоантиклинальной зоны в многогеосинклинальную при их прослеживании по профилю.

Заложение раннерифейских прогибов в Присаянье произошло в результате «затягивания» окраины кратона в геосинклинальный процесс.

Об одновозрастности и общности структурного плана горстов Шарыжалгайского (32а), Бирюсинского (32б), Канского (32в), Манского (32г) и Южно-Енисейского (32д) уже говорилось в предыдущих главах.

Геосинклинальные комплексы Олотского (32м), Урик-Тагульского (32к), Туманшетского (32ж), Манского (32е), Иркутского (32з) грабен-синклинальных прогибов дислоцированы по единому плану —

они собраны в прерывистые, часто брахиформные складки и лишь у зон разломов отмечается напряженная линейная и изоклиальная складчатость. Перечисленные грабенные структуры характеризуются общностью регионального структурного плана — они выклиниваются в сторону Главного Восточно-Саянского разлома и раскрываются в сторону платформ.

Высокая активность тектоно-магматических процессов, развивавшихся в перикратонной зоне Присаянья в раннем рифее, объясняется столь же высокой активностью развития смежной с ней структуры Протеросаяна в то же время. Примечательно, что с момента зарождения структуры Присаянской зоны развивались в условиях дифференциальных движений. Этот вывод следует из факта фациальной изменчивости отложений, выполняющих «грабены», причем к их бортам отмечается увеличение роли вулканитов — Тыретский (53) и Приангарский (54) краевые прогибы. О том же свидетельствует специфика разрезов нижнерифейских отложений в каждом из «грабенов», указывающая на их структурную обособленность, определявшую автономию ареалов седиментации (известные различия в строении разрезов Онотского, Урик-Тагульского и других грабенов). Кроме того, отмечается «огибание» блоков архейского фундамента складками раннерифейских комплексов, а также различный характер одновозрастных магматических образований в пределах «грабенов» и «горстов» (данные П. И. Шамеса и др.). Все это свидетельствует о конседиментационности развития «грабенов» и «горстов», которые в связи с этим правильнее было бы именовать прогибами и краевыми массивами (в понимании В. Е. Хаина).

Ряды собственно геосинклинальных формаций грабенных структур характеризуются более простым строением — выделяется терригенная формация (кирейская серия) в одних грабенах и вулканогенно-терригенная (сублукская и другие серии) — в других. Для них характерно флишное строение и умеренная мощность (2,0—4,0 км). В строении формаций участвуют филлитовидные сланцы, метаморфизованные песчаники и гравелиты, слюдястые сланцы, кварциты, в том числе железистые, прослои и пачки вулканитов кислого, среднего и реже основного состава, метаморфизованные известняки, высокоглиноземистые сланцы. Характерен зеленосланцевый метаморфизм всех этих образований и лишь вдоль северо-западных бортов грабенных структур отмечается усиление метаморфизма до амфиболитовой фации.

В Урик-Тагульском и Манском грабенах в верхах разрезов серий выделяется карбонатная формация мощностью до 1,5 км, локализованная в остаточных прогибах (ирсымская свита и ее аналоги) и состоящая местами из мраморизованных доломитов с подчиненными им сланцами (бассейн р. Ии и др.), а местами из черных пахучих метаморфизованных известняков (бассейны рек Базаихи, Маны).

Наиболее полное оформление Присаянской зоны в горстово-грабенную структуру произошло в орогенном этапе развития, когда вся эта зона оказалась втянутой в поднятие, общее с геосинклинальной зоной Протеросаяна. Однотипность развития этих структур подчеркивается образованием в их фронтальной части единого средне-позднерифейского краевого прогиба.

В последние годы получены данные, позволяющие охарактеризовать раннепротерозойский этап развития Присаянья. Согласно этим данным, в пределах Бирюсинского горста выделяются структуры типа геосинклинальных трогов, выполненные нижнепротерозойскими образо-

ваниями неройской карбонатно-сланцевой серии [138]. Выделяются Ийско-Кукшерский, Удинский и Гутаро-Бирюсинский трюги шириной от 7—8 до 30 км и длиной от 50 до 100 км, имеющие синклинорное строение. По простиранию на северо-запад трюги иногда «раскрываются» и, вероятно, расщепляются. В этом же направлении происходит их формационное преобразование, выражающееся в замещении карбонатно-сланцевых пород неройской серии существенно высокоглиноземистыми породами тепсинской серии. Подобные трюги развиты, вероятно, и в других горстах; их структура еще слабо изучена. Однако можно предполагать, что именно раннепротерозойские трюги оформили структурный каркас, в который «вложились» раннерифейские прогибы.

Прибайкальская перикратонная геосинклинальная зона (33) расположена в Западном Прибайкалье и характеризуется более однородным строением, чем Присяянская зона. Это протяженный, узкий прогиб, выклинивающийся на юго-западе у Шарыжалгайского выступа, а на северо-востоке — у Чуйского геоантиклинального поднятия. Дислокации образований, выполняющих этот прогиб, простые — здесь распространены преимущественно открытые, брахиформные складки.

В формационном ряду зоны, подобно Присяяню, выделяется лишь одна вулканогенно-терригенная формация, отличающаяся однообразием строения, но значительной мощностью (около 5,0 км). Она состоит из песчаников, слюдяных сланцев, филлитов и кремнистых сланцев с прослоями известняков и вулканитов кислого и среднего состава, метаморфизованных в зеленосланцевой фации. Эти образования выделяются в сарминскую серию нижнего рифея.

По времени образования эта формация синхронна вулканогенно-терригенной формации Присяяня, но по условиям накопления они, как нетрудно видеть, существенно различаются. Эти различия подчеркиваются разнотипным геосинклинальным обрамлением и различным характером соотношения в развитии со смежными структурами. Так, с зоной Присяяня в раннем рифее был сопряжен синхронно развивавшийся геосинклинальный прогиб; с Прибайкальской зоной было пространственно сопряжено орогенное поднятие, т. е. ареал геосинклинального осадконакопления в Прибайкалье в раннем рифее не распространялся на территорию Байкальской структуры. Соответственно Прибайкальская структура должна рассматриваться в качестве компенсационной, причем достаточно пассивной, так как ее развитие не сопровождалось дроблением, и переработкой фундамента. Этим она напоминает миеосинклиналь, или же перикратонное опускание, отличаться от последнего наличием стадии инверсии и орогенеза. Важно подчеркнуть, что эпигеосинклинальный орогенез в Прибайкальской зоне сопровождался становлением гранитоидов типа рапакиви [54], свойственных, как известно, древним платформам.

Удоканское (Кодаро-Удоканское) перикратонное опускание (34) расположено на западной окраине Алданского щита. Большой вклад в познание строения этой структуры внесли Л. И. Салоп, А. М. Лейтес, В. С. Федоровский, С. П. Кориковский, В. А. Кудрявцев и другие исследователи. Однако место этой структуры в тектонической систематике дискутируется. Поскольку нет оснований сомневаться в достоверности фактической аргументации различных геологов, предполагается, что многие признаки сходства образований удоканской серии с разновозрастными и гетерогенными образованиями

смежных зон обусловлены явлениями конвергенции, широко развитыми в природе, но не учитывающимися в должной мере в силу трудности их распознавания.

На основании историко-геологических данных накопление отложений удоканской серии принимается нами в интервале примерно от 2000 до 1700 млн. лет, а Удоканская структура в целом рассматривается в качестве перикратонного опускания. Возможна также трактовка ее авлакогеном.

Отложения удоканской серии выделяются в терригенную формацию мощностью около 10,0 км. По литологическому составу серия подразделяется на три подсерии, или комплекса.

Нижний — песчано-сланцевый комплекс (кодарская подсерия) состоит из темноокрашенных алевролитов, песчаников, кварцитов и горизонтов мраморизованных известняков.

Средний — песчано-сланцево-карбонатный комплекс (чинейская подсерия) состоит преимущественно из терригенных пород внизу и существенно карбонатных (мергели, известняки и доломиты) — вверху. В терригенных породах комплекса отмечаются знаки ряби и трещины усыхания, указывающие на мелководные условия их накопления.

Верхний — песчаниковый комплекс (каменская подсерия) состоит из косослоистых олигомиктовых и аркозовых песчаников и алевролитов. В основании комплекса местами отмечаются конгломераты.

Внутренняя структура Удоканского перикратонного опускания синклиновая, состоящая из системы простых брахиформных складок в сочетании со вторичными складками сложной морфологии. Отмечаются интенсивно сжатые, иногда изоклинальные складки, сопровождающиеся запрокидыванием крыльев. В оформлении складчатой структуры большая роль отводится процессам «всплывания» гранито-гнейсовых куполов [94].

Помимо Удоканского перикратонного опускания на юго-западной окраине Алданского щита распространены геосинклинальные трюги. Время их образования и соотношение с Удоканским перикратонным опусканием трактуется разноречиво [136, 105, 164]. Трюговые структуры выполнены образованиями олондинской свиты, с которой сопоставляется субганская толща одноименного грабена, а также трюговый комплекс В. С. Федоровского и А. М. Лейтеса. Образования трюгов представлены вулканитами основного и кислого состава, метапесчаниками, слюдястыми и железисто-кремнистыми сланцами, метаморфизованными в зеленосланцевой, местами эпидот-амфиболитовой фациях. В. С. Федоровский и А. М. Лейтес [165] объединяют эти отложения в вулканогенно-терригенную и железисто-кремнистую формации. По их данным, эти формации залегают на архейских гнейсах и согласно перекрываются удоканской серией. По данным Л. И. Салопа и В. А. Кудрявцева, удоканская серия перекрывает образования трюгов с угловым несогласием.

#### О ХАРАКТЕРЕ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР

Приведенная характеристика докембрийских доорогенных структур Саяно-Байкальской и краевой систем показывает, что уже в процессе развития древнейших геосинклиналей достаточно отчетливо распознаются все важнейшие типы региональных тектонических структур, свойственных геосинклинальным складчатым областям неогей. Объективность существования этих структур очевидна из давно установленного факта широкого распространения в докембрийских геосинклина-

лях тех же типов осадочно-вулканогенных формаций, что и в фанерозойских геосинклиналях [72, 108, 144]. Отсюда естественны и различные сочетания этих формаций в пространстве и вертикальных рядах, определяющие возможность оконтуривания площадей распространения различных типов их рядов или, иначе, тектонических структур.

Геосинклинальные прогибы закладывались, как правило, в раннем протерозое, в то время как многие геоантиклинальные поднятия начали формироваться лишь с конца раннего протерозоя и по типу развития относятся к остаточным, конседиментационным. В отличие от этих структур шовные геосинклинальные прогибы получили четкое структурное оформление преимущественно в позднегеосинклинальные стадии развития смежных региональных структур. Соответственно, по сравнению с последними, они характеризуются сокращенным периодом развития.

Геосинклинальные и шовные прогибы распространены, в основном во внутренних частях Саяно-Байкальской системы и лишь Амазаро-Нерчинский и Протеросаянский прогибы занимают в ней периферическое положение. Шовные прогибы развивались чаще всего вдоль границ срединных массивов и геоантиклиналей, т. е. вдоль окраин менее переработанных блоков фундамента. Поэтому почти все срединные массивы Саяно-Байкальской системы окаймлены шовными геосинклинальными прогибами, к которым приурочены все наиболее крупные пояса магматических пород глубинного происхождения. О времени заложения шовных прогибов можно косвенно судить по характеру разрезов, развитых по обе стороны от них. Так, сходное строение разрезов указывает на более позднее время шовообразования, в то время как разные разрезы говорят о более раннем его заложении.

Примечательной особенностью доорогенных структур Саяно-Байкальской системы являются четкие ограничения их крыльев. По простиранию эти структуры часто утрачивают свои качества вследствие формационных преобразований и изменения диапазона накопления геосинклинальных комплексов, в результате чего ограничения их окончаний подчас условны.

Сравнительный анализ рядов геосинклинальных формаций позволил выявить не только разнообразные типы структур, но и полноту или степень завершенности их развития на собственно геосинклинальном этапе. Последняя выражается в особенностях стадийности развития структур на протяжении этого этапа, именуемого М. В. Муратовым, А. А. Богдановым, В. Е. Хаиным главным геосинклинальным, а Ж. Обуэном — геосинклинальным периодом.

Как известно, стадийность развития геосинклиналей проявлена в разновозрастных складчатых областях и имеет сходную общую направленность. Свойственна она и докембрийским геосинклиналям Центральной Азии. Однако, если деление тектонического цикла, или эпохи (по А. А. Богданову) на два периода, или этапа — главный геосинклинальный и орогенный — общепринято, то более детальное деление этих этапов на стадии не имеет общепринятой классификации. В рамках собственно геосинклинального этапа развития обычно выделяется две стадии, обозначаемые М. В. Муратовым [62] начальной и зрелой, а Ж. Обуэном [113] дофлишевой и флишевой. Подразделение геосинклинального этапа на стадии со сходным смысловым содержанием приводят в своих трудах В. В. Белоусов, Ю. А. Билибин, Ю. А. Косыгин, А. В. Пейве, В. Е. Хаин, Г. Штилле и другие ученые. Причем последовательную смену геологических событий в истории развития геосинкли-

налей многие исследователи связывают с особенностями глубинных процессов.

Стадийность развития эвгеосинклиналей получила новую интерпретацию в работах А. В. Пейве с сотрудниками [123, 126, 115]. Начальная стадия развития, характеризующаяся формированием пород офиолитовой ассоциации, именуется океанической. В течение этой стадии ареной геосинклинального процесса служит безграничное симатическое подложье (первичное или новообразованное). Зрелая стадия развития, характеризующаяся андезитовым вулканизмом в парагенезе с граувакково-шлишевыми толщами, именуется переходной, или островодужной, отмечающей зарождение «гранитно-метаморфического» слоя земной коры. На смену ей приходит континентальная стадия развития, в течение которой происходит процесс активного формирования континентальной коры (раннеорогенная стадия). Очевидно, стадийность в развитии любых геосинклиналей является характерным их свойством, отражающим процесс формирования континентальной коры.

Начальная и зрелая стадии развития геосинклиналей являются главнейшими. Их наличие указывает на нормальный ход развития структур, при котором процесс созидания континентальной коры осуществляется перманентно, прогрессируя во времени. Между тем среди некоторых докембрийских геосинклиналей Центральной Азии стадийность развития не проявлена. Развитие таких геосинклиналей характеризовалось монотонным прогибанием и зрелой стадии они не достигли. Формационные ряды, в строении которых отсутствуют формации зрелой стадии, именуется неполными, или незавершенными, а сами структуры — сквозными, или транзиторными (по В. И. Славину). Сквозные геосинклинали являлись, возможно, областями «засасывания» и ассимиляции догеосинклинального субстрата. Они обычно вовлекались в пассивный эпигеосинклинальный орогенез (сопровождаясь незначительным гранитообразованием), оставаясь чаще всего необращенными синклиноориями. Впоследствии в их пределах, как правило, развивались геосинклинальные регенерации.

Согласно данным Вегнера [200], в зонах «засасывания» происходит повторная мобилизация субстрата, в итоге которой гранитный слой может полностью исчезнуть. По мнению Г. Д. Ажгирея [1], поверхность «засасывания» образует структуру «перевернутой крыши», обтекаемую потоками тепла и гранитизирующих флюидов. Соответственно в пределах сквозных геосинклиналей гранитизация формировавшейся коры происходила аномально, пассивно. Иначе говоря, кора в пределах этих структур к концу геосинклинального этапа характеризовалась недостаточной «зрелостью». Следовательно, формирование крупных геосинклинальных ванн, заполнявшихся мощными однообразными толщами, может свидетельствовать об относительной мобильности, меньшей мощности и меньшей степени консолидации фундамента. Явлением «засасывания» может быть объяснен процесс длительного, сквозного прогибания в некоторых протерозойско-рифейских геосинклиналях Саяно-Байкальской системы (Слюдянском, Дзагинском и других геосинклинальных прогибах). Примечательно, что зоны сквозного прогибания были пространственно сопряжены с длительно развивавшимися конседиментационными геантиклиналями.

Исходя из сущности геосинклинального процесса, естественно предположение, что стадийное развитие геосинклинальных структур осуществляется на фоне непрерывного преобразования состава мантии, ее качественной эволюции, о чем свидетельствует последовательное изме-



нение в процессе геосинклинального этапа петрохимических особенностей пород глубинного происхождения в сторону нарастания их кислотности и щелочности (габбро-плагиогранитная формация и др.). Это позволяет предполагать нарастание процесса дегазации мантии во времени, в результате которого в ее верхние зоны происходил подток ювенильных литофильных компонентов, транспортировка которых осуществлялась, по-видимому, посредством конвекционных токов и сквозь магматических растворов. Некоторая часть этих компонентов в ходе тектонического развития структур шла на построение коры.

Многие исследователи приходят к выводу, что для образования гранито-метаморфического слоя коры и, в частности гранитов, необходим дополнительный ювенильный источник литофильного вещества и прежде всего калия. Возможность выплавления гранитоидного по составу вещества из мантии теоретически обосновал А. П. Виноградов [31]. Отсюда следует, что под структурами с завершенным развитием и особенно под геоантиклиналями процесс дифференциации мантии происходил более активно и на большую глубину. На это указывает факт приуроченности к геоантиклинальным поднятиям многофазных дифференцированных гранитоидов, формирование которых могло осуществляться, очевидно, при условии глубокого и длительного переплавления субстрата при поддержании процесса эндогенными источниками тепла и гранитизирующими флюидами. Иначе говоря, разрастание коры в таких структурах происходило как «сверху», так и «снизу». Все это привело к тому, что к концу собственно геосинклинального этапа развития в секторах геоантиклинальных структур разрасталась кора, под которой мантия характеризовалась наибольшей дифференциацией.

Незавершенный, или абортивный (по В. Е. Хаину), стиль развития сквозных геосинклиналей позволяет предполагать иной характер глубинных процессов над ними. В секторах таких геосинклиналей формирование коры осуществлялось вяло, пассивно, что указывает на отсутствие необходимых поступлений тепла и литофильных веществ из недр планеты или, иначе, на слабую степень дифференциации и активности мантии под ними в ходе геосинклинального этапа их развития. Процесс формирования коры в сквозных геосинклиналях осуществлялся за счет накопления колонны осадочных и вулканогенных образований, т. е. происходил в основном «сверху».

Очевидно, можно говорить о парагенетической связи между характером эндогенных процессов, завершенностью развития доорогенных структур и степенью их консолидации, что позволяет объяснить, в частности, металлогеническую специализацию магматических формаций.

Анализ стадийности развития докембрийских геосинклиналей Центральной Азии приводит к выводу о том, что большинство геосинклинальных прогибов характеризовалось незавершенным развитием. Примечательно, что структурам с завершенным развитием в складчатой структуре соответствуют инверсионные формы (Сангиленское поднятие — синклиорий, Протеросаянский прогиб — антиклиорий), а структурам с незавершенным развитием — неинверсионные (Слюдянский, Окинский и другие прогибы — синклиории). Как известно, инверсионные формы характерны для энсиалических геосинклиналей, неинверсионные — для энсиматических, что особо подчеркнул В. С. Сурков [156] на примере Алтае-Саянской области. В этой связи предполагается, что развитие сквозных эпикратонных и энсиматических геосинклиналей происходило во взаимно противоположных направлениях:

«засасыванию» континентальной коры в первых противопоставлено ее созидание в процессе развития вторых. Результаты же этих процессов в структурно-морфологическом плане оказались близкими, конвергентными.

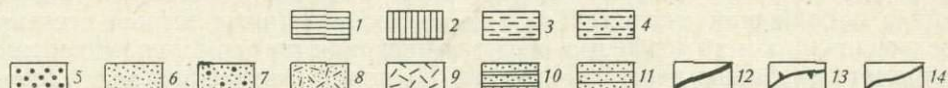
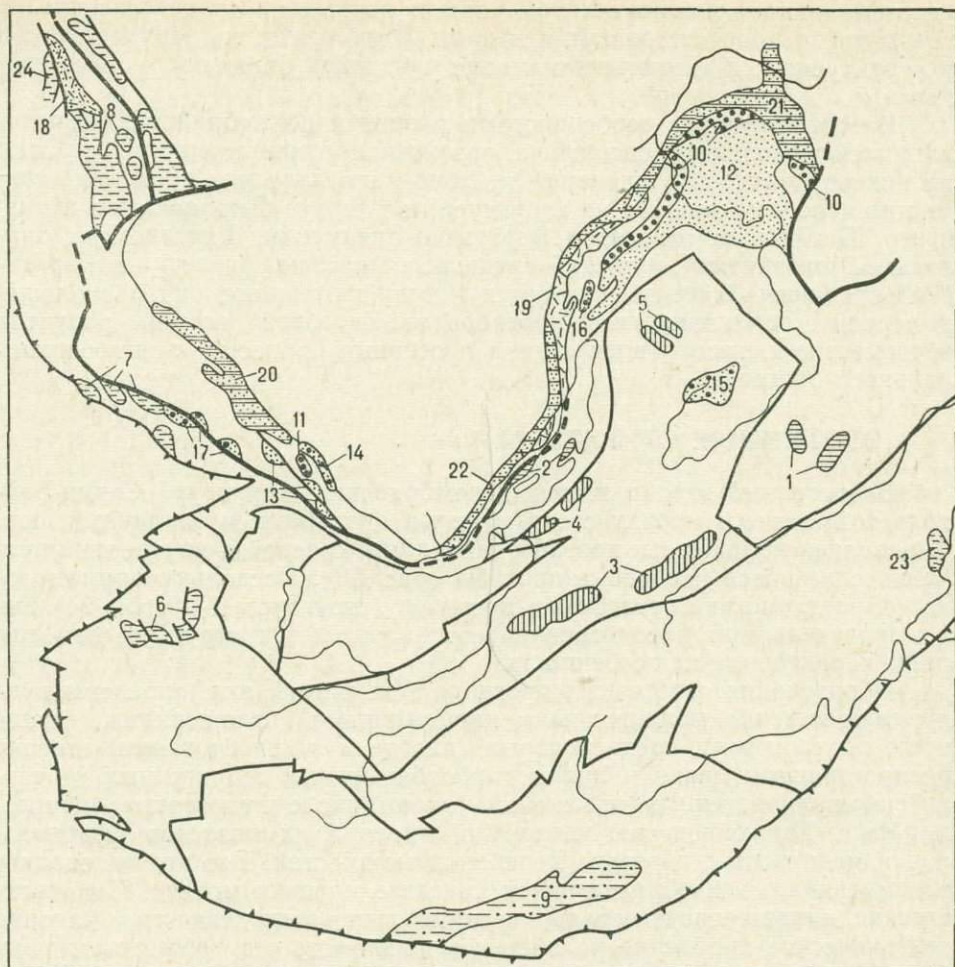
В соответствии с особенностями развития докембрийских геосинклиналей находилась специфика развития срединных массивов. Одни из них вовлекались в активные тектоно-магматические процессы совместно с обрамляющими их структурами и могут быть названы активными. К таковым относятся Баргузино-Витимский, Кяхтинский, Маклаканно-Могочинский, Муйский срединные массивы. Агинский и Гарганский срединные массивы относятся к типу пассивных; они расположены среди геосинклинальных прогибов со «сквозной» схемой развития и совместно с ними вовлекались в пассивные процессы эпигеосинклинального орогенеза.

## ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

В орогенный этап развития докембрийских структур Саяно-Байкальской системы наряду с остаточными прогибами и впадинами формировались наложенные прогибы и впадины, краевой и внутренний вулканические пояса и краевые прогибы (рис. 23). Поскольку формационная характеристика остаточных прогибов (структуры 1—9, 23, 24) была приведена при рассмотрении геосинклинальных структур, отметим лишь характерные их особенности.

Образования остаточных прогибов (см. рис. 8, вкл.) представлены преимущественно мелководными карбонатными отложениями (чаще всего доломитами), среди которых (иногда и в их основании) широко распространены пачки и линзы грубообломочных терригенных и терригенно-вулканогенных отложений (в том числе пудинговые конгломераты). Характерно непостоянство строения их разрезов (фациальная изменчивость) и резкие колебания мощностей. Все это позволяет рассматривать эти образования в качестве морских моласс. Им свойственна напряженная, нередко изоклиная складчатость, кливаж, тектоническое дробление по системам разломов, что объясняется их формированием в условиях активно разрастающихся орогенных поднятий и напряжений сжатия. Для них характерна также низкая степень регионального метаморфизма, не превышающая по термодинамическим параметрам фацию зеленых сланцев. Причиной этого является, вероятно, специфическое структурное положение остаточных структур, формировавшихся, как правило, вне сферы синтектонического магматизма, на периферии фронтов тепловых потоков, в области «метаморфической тени».

Главнейшей особенностью образований остаточных прогибов и впадин является тесная структурная и стратиграфическая их связь с геосинклинальными комплексами. В этой связи необходимо отметить, что многие исследователи преувеличивают роль и значение несогласий и перерывов, иногда наблюдаемых в основании вулканогенно-осадочных образований остаточных структур. Эти несогласия и перерывы формировались преимущественно в периферических частях этих структур, на крыльях конседиментационно развивавшихся антиклинориев. Таковы несогласия в основании нарынской свиты Сангилен, тунгусикской серии Енисейского кряжа и др. В пределах же негативных конседиментационных структур несогласия и перерывы в основании образований остаточных прогибов и впадин либо не проявлены вообще, либо носят



**Рис. 23.** Схема размещения орогенных структур байкалид Саяно-Байкальской складчатой системы. 1—4 — остаточные прогибы (обособившиеся): 1 — в среднем протерозое, 2 — в раннем рифее, 3 — в среднем рифее, 4 — в позднем рифее; 5—7 — межгорные впадины и прогибы (заложившиеся): 5 — в раннем рифее, 6 — в среднем рифее, 7 — в позднем рифее; 8—9 — вулканические пояса (8 — внутренний, 9 — краевой); 10—11 — краевые прогибы (заложившиеся: 10 — в среднем рифее, 11 — в позднем рифее); 12—13 — краевые швы (отделяющие: 12 — Сибирский кратон от Саяно-Байкальской системы; 13 — Саяно-Байкальскую систему от Кузнецко-Тувинской и Зайсано-Гобийской систем); 14 — разломы между региональными структурами.

Орогенные структуры (условные контуры). *Остаточные прогибы:* 1 — Ирганинский (35), 2 — Зундукский (36), 3 — Катаевские (37), 4 — Дабатский, 5 — Янчуйский (38), 6 — Чахыртойский (43), 7 — Чатыгойские (39), 8 — Тунгусикие (42), 9 — Ордогский (46), 23 — Кадаинский (44), 24 — Исаковский (40). *Наложенные структуры:* 10 — Тепторгинский прогиб (47), 11 — Одайская впадина (49), 12 — Бодайбинский прогиб (47), 13 — Ермасохинские прогибы (49), 14 — Ингашинский прогиб (49), 15 — Ципа-Витимканский прогиб (38), 16 — Олоkitский прогиб (47), 17 — Джуктырские впадины (52), 18 — Глушихинский вулканический пояс (41), 19 — Северо-Байкальский вулканический пояс (48), 20 — Присяянский прогиб (51), 21 — Жуинско-Пагомский прогиб (50), 22 — Прибайкальский прогиб (48).

В круглых скобках приведены номера этих структур на рис. 8

локальный и эфемерный характер. В пользу этого свидетельствуют постепенные литологические переходы, часто наблюдаемые между образованиями остаточных структур и их подстилающими, что затрудняет, в частности, проведение границ между ними. В качестве примера укажем на разрезы карбонатного и сланцево-карбонатного комплексов Сангиленского синклиория (чартысская, нарынская, чахыртойская и уланэргинская свиты), сухопитской и тунгусикской серий Большепитского синклиория Енисейского Кряжа. Это позволяет рассматривать остаточные орогенные структуры унаследованными.

В отличие от остаточных **наложенные орогенные структуры** (см. рис. 23) распространены более ограниченно. В формационном плане они разнообразнее унаследованных, а их формирование сопровождалось становлением многофазных гранитоидов. Складчатые дислокации образований наложенных орогенных структур не отличаются сложностью. Широко распространены открытые брахисинклинали, пологие моноклинали, сундучные и другие складки глыбовой природы, свидетельствующие о жесткости доорогенного фундамента. Рассматриваемые образования характеризуются отсутствием или слабо выраженным метаморфизмом. По происхождению среди них выделяются морские и континентальные.

Тепторгинский межгорный прогиб (47) расположен на площади Чуйско-Тонодско-Нечерской геантиклинальной зоны и выполнен образованиями нижнерифейской тепторгинской серии, объединяемыми на площади Чуйского поднятия в вулканогенно-терригенную формацию мощностью 0,7—1,5 км. В нижней ее части (пурпольская свита) преобладают мономинеральные косослоистые кварцевые песчаники, гравелиты и высокоглиноземистые сланцы, а в верхней— полимиктовые песчаники зеленого и серо-зеленого цвета, чередующиеся с вулканитами основного и среднего состава. В Тонодско-Нечерской зоне роль вулканитов в строении формации резко подчиненная, но зато появляются карбонатные породы, выделяемые в бульбухтинскую свиту. На этом основании образования тепторгинской серии в Тонодско-Нечерской зоне отнесены к карбонатно-терригенной формации, имеющей мощность около 1,5 км.

Образования тепторгинской серии метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Считается, что их накопление происходило в условиях, близких к платформенным. Между тем тесная структурная связь этих образований с вышележащими средне-верхнерифейскими орогенными образованиями патомской серии, резкие изменения градиента мощностей (например, мощность литологически наиболее выдержанной пурпольской свиты колеблется от 200 до 1000 м) и локальное распространение позволяют рассматривать их орогенными.

Северо-Байкальский краевой вулканический пояс (48) протягивается в субмеридиональном направлении почти на 1000 км от истоков р. Ангары до бассейна р. Малой Чуи в виде сигмоиды, подчеркивающей внешний контур Байкальского и Чуйского геантиклинальных поднятий. В состав пояса включаются образования аkitканской серии и генетически связанные с ними рапаквивоподобные гранитоиды приморского комплекса [30], распространенные на площади Прибайкальской перикратонной геосинклиальной зоны. По простирацию пояс испытывает резкое сужение (до 5,0—7,0 км) в районе мысов Елохин и Покойники и в северной части; в бассейне р. Чаи наблюдается максимальная его ширина, равная 60 км. Восточный контакт образований вулканического пояса с образованиями чуй-

ской и сарминской серий и прорывающими их гранитоидами всюду тектонический. Западная его граница местами носит тектонический, а местами трансгрессивный характер с орогенными образованиями верхнего рифея. Заложение вулканического пояса произошло в конце раннего рифея на отрезке Краевого шва, отделяющего Сибирский кратон от Чуйской геантиклинали, где в узком грабенообразном прогибе накапливались трахитовые, трахиандезитовые и трахидацитовые порфириты с подчиненными им андезитовыми порфиритами, фельзитовыми и кварцевыми порфирами, в ассоциации с аркозовыми песчаниками и конгломератами суммарной мощностью от 2,0 до 4,0 км. Они объединяются в домугдинскую свиту и относятся к наземной терригенно-вулканогенной сероцветной формации.

В среднем рифее произошло расширение ареала орогенной седиментации, выразившееся в увеличении Аkitканского трогообразного прогиба как в ширину, так и особенно в длину. Вулканическая деятельность сместилась в это время к югу от Аkitканского хребта, в бассейн р. Ошекон, а осадконакопление осуществлялось в резко расчлененной тектонической обстановке. В Аkitканском хребте в среднем рифее после перерыва, сопровождавшегося образованием физической коры выветривания по домугдинским порфиритам, в континентальных или прибрежно-морских условиях накапливались пестроцветные песчаники, конгломераты, алевриты, туфы кварцевых порфиров, разнообразные туффиты, кварцевые порфиры и миндалекаменные базальтовые порфириты, объединяемые в чайскую свиту и относящиеся к вулканогенно-терригенной формации мощностью около 2,5—2,7 км.

В Байкальском хребте в среднем рифее на складчатом основании накапливались образования хибеленской свиты, объединяемые в наземную терригенно-вулканогенную (липаритовую) красноцветную формацию мощностью 2,5—4,5 км. К этой же свите А. А. Бухаров [30] относит образования, выделявшиеся ранее Л. И. Салопом в самостоятельную терригенную малокосинскую свиту, имеющую, как оказалось, фациальные взаимоотношения с вулканитами хибеленской свиты.

В целом, среди вулканогенных пород в составе аkitканской серии преобладают кислые разности; терригенным отложениям свойственны внутриформационные перерывы, фациальное разнообразие, отсутствие метаморфизма, красная окраска, косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания. В основании формационных комплексов наблюдаются отчетливые несогласия и перерывы с образованиями домугдинской свиты, сарминской и чуйской серий и прорывающими их гранитоидами [30].

Складчатые деформации в образованиях вулканического пояса характеризуются преобладанием пологих линейных складок, широко распространены куполовидные, флексуобразные и коробчатые складки. В туфовых породах часто отмечаются складки высоких порядков. Продольные и поперечные разрывы расчленяют вулканический пояс на систему блоков, вдоль границ между которыми развита складчатость приазломного типа (узкие изоклинальные и другие формы). Вблизи Краевого шва отмечаются более напряженные складки, постепенно затухающие по мере удаления от него к западу. Оси многих складок запрокинуты в западном и северо-западном направлениях.

Северо-Байкальский краевой вулканический пояс имеет четкую структурную приуроченность — он развивался вдоль границы кратона с Чуйским геантиклинальным поднятием. Структур, подобных Чуйской, вдоль периферии Саяно-Байкальской системы не известно. Соот-

ветственно не известно в зонах ее сопряжения с кратоном и вулканических поясов, подобных Северо-Байкальскому.

Одайская межгорная впадина (49) расположена в бассейнах рек Одай, Ока, Ингаши и Ия на площади Урик-Тагульского грабен-синклинального прогиба Присаянской зоны. Она выполнена образованиями нижнерифейской одайской свиты, выделяемыми в пестроцветную вулканогенно-терригенную формацию мощностью около 2,0 км. В строении этой формации участвуют филлитовидные, глинистые и кремнистые сланцы, красноцветные песчаники, туфы, туфобрекчии, лавобрекчии, диабазы вишневого и зеленого цвета и другие породы [103]. Для терригенных красноцветных пород характерны знаки ряби, трещины усыхания, косослоистые текстуры, свидетельствующие о мелководных субаэральных условиях их накопления. Разрезы одайской свиты характеризуются ритмичным строением. Обломочный материал в ее составе указывает на местные источники сноса.

Складчатые структуры орогенных образований Одайской впадины характеризуются сочетанием широких антиклинальных и синклинальных складок с округлыми замыканиями и углами падения слоев в крыльях 40—50° [103].

Бодайбинский межгорный прогиб (47) развился на площади Чуйско-Тонодско-Нечерской геантиклинальной и Муйской шовной зон. Одними исследователями (К. А. Клитин и др.) он рассматривается в качестве синклинория внутренней зоны рифейской геосинклинальной области, другие (В. П. Арсентьев) сравнивают его с миогеосинклиналями, наконец, третьи (Е. Н. Алтухов, А. Н. Булгатов, Б. Н. Красильников) относят к орогенным. Подробная характеристика Бодайбинского прогиба содержится в работах Л. И. Салопа [135], К. А. Клитина и др. [77] и других исследователей. Синтез этих сведений представляется в следующем виде.

В непрерывном разрезе патомской серии, выполняющей Бодайбинский прогиб, снизу вверх выделяются балаганахская (делюн-уранская), кадаликанская и бодайбинская подсерии средне-позднерифейского возраста. В различных частях прогиба разрезы этой серии характеризуются не одинаковым строением.

На площади Чуйской подзоны среди образований патомской серии выделяются терригенная ритмичнослоистая аркозавая формация мощностью 4,0 км (балаганахская подсерия) и терригенно-карбонатная формация мощностью 2,0—3,0 км (кадаликанская подсерия).

В составе терригенной формации преобладают кварц-полевошпатовые песчаники, гравелиты и сланцы, находящиеся в ритмичном чередовании друг с другом; отмечаются тиллитоподобные конгломераты.

В терригенно-карбонатной формации значительная роль принадлежит известнякам (бодайбокская, гохтачинская, имняхская свиты), наряду с которыми широко распространены биотит-кварцевые, слюдястые и углистые сланцы (конкудерская и гохтачинская свиты).

Приведенная характеристика свойственна образованиям этих же подсерий на площади Тонодско-Нечерской подзоны, но их разрез наращивается здесь образованиями терригенной углисто-граувакковой формации мощностью 2,0—4,5 км в объеме бодайбинской подсерии. Она состоит из кварцевых песчаников, кварц-серицитовых сланцев, углистых сланцев, алевролитов, граувакков, гравелитов, конгломератов, доломитов и других пород.

Вдоль южного борта Бодайбинского прогиба, в зоне его наложения на Муйскую структуру (Мамский синклинорий) формационный об-

лик патомской серии существенно меняется. В ее нижней части здесь выделяется вулканогенно-терригенная формация мощностью 2,5—3,0 км в объеме делюн-уранской подсерии. В составе этой формации широко распространены песчаники, кварциты, конгломераты и туфоконогломераты, эффузивы основного, среднего и кислого состава. Вулканиды локализованы при этом в узкой полосе вдоль Тья-Мамского разлома. Кадаликанская подсерия представлена здесь темными известняками и известковистыми сланцами с графитом, объединяемыми в терригенно-карбонатную формацию мощностью около 2,5 км. Состав обломочного материала терригенных образований Бодайбинского прогиба указывает на местные источники сноса.

Образования Бодайбинского прогиба метаморфизованы в мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации [77], но у контактов с прорывающими их гранитоидами отмечается усиление метаморфизма и появление мигматитов.

Складчатые структуры Бодайбинского прогиба представлены крупными открытыми брахиформными и сундучными складками, а также более сложно построенными приразломными складками. В целом такая складчатость может быть охарактеризована штамповой, чрезвычайно напоминающей дислокации Минусинской впадины и других орогенных структур.

О принадлежности Бодайбинского прогиба к структурам орогенного типа свидетельствуют его резкая наложенность на разнотипные и разновозрастные структуры геосинклинального складчатого основания, общий германотипный стиль складчатости, формационные особенности выполняющих его образований (погрубление осадков вверх по разрезу, свойственное молассам, и другие признаки). Отсутствие мощных карбонатных толщ в Бодайбинском прогибе и его загруженность преимущественно терригенными отложениями объясняются обильным сносом в него обломочного материала с активно формировавшихся поднятий, подчас с крутыми склонами, на что указывают тиллитоподобные конгломераты и другие признаки [77].

Ермасохинские межгорные приразломные прогибы (49) заложены в среднем рифее на площади Урик-Тагульского грабен-синклинального прогиба Присяянской зоны. Цепочка этих кулисообразно расположенных впадин прослеживается в хр. Ермасохин от р. Большой Ермы на север до р. Белой, а также от хр. Башкан до левобережья р. Оки (Башканско-Окинская впадина). Все впадины оборваны с одной или нескольких сторон разломами и представляют собой по существу грабен-синклинальные структуры с брахиформными внутренними дислокациями. Углы падения в крыльях складок достигают 30—40°. Впадины заполнены образованиями ермасохинской свиты — конгломератами, гравелитами, красными и серыми песчаниками, кварцитами и филлитовидными сланцами с редкими прослоями эффузивов среднего состава суммарной мощностью 0,6—1,6 км. Эти образования объединяются в сероцветно-красноцветную терригенную формацию (терригенная грубообломочная моласса). Ее накопление происходило в аэральных и субаэральных условиях, о чем свидетельствуют красноцветная окраска пород, трещины усыхания, знаки ряби, косая слоистость и другие признаки. Важно отметить, что в составе конгломератов содержатся гальки гранитов саянского комплекса, их легматитов и разнообразных метаморфических пород складчатого основания, что указывает на завершение эльсонского тектономагматического цикла к ермасохинскому времени.

Ингашинский межгорный прогиб (49) приурочен к северо-восточной части Урик-Тагульского грабен-синклинального прогиба и выполнен образованиями ингашинской верхнерифейской свиты мощностью около 3,0 км. Свита состоит из светло-серых кварцитовидных и кварц-полевошпатовых песчаников, темно-серых и зеленовато-серых филлитовидных сланцев с прослоями алевролитов и вулканитов основного состава. В основании свиты местами отмечаются конгломераты. Эти образования объединяются в терригенную сероцветную формацию. По данным В. Д. Маца и А. П. Таскина [103], в долине р. Зунтейка (правый приток р. Гуник) наблюдается параллельное налегание ингашинской свиты на ермасохинскую, в других же местах ингашинская свита залегает на различных свитах сублукской серии (реки Ингаши, Ярма и др.).

Преобладание тонкообломочных терригенных компонентов в составе ингашинской свиты позволяет предполагать, что во время ее накопления тектоническая активность заметно снизилась. В то же время налегание ингашинской свиты на разновозрастные более древние образования свидетельствует о предшествовавшей ее накоплению эпохе тектонической активности.

Синхронно с Ингашинским прогибом в зоне Главного разлома Восточного Саяна происходило формирование систем Джуктырских приразломных межгорных впадин (52), характеризующихся общностью структурного положения. Все они выполнены литологически сходными образованиями, выделяемыми А. И. Сезько в джуктырскую свиту (киченьская свита других исследователей). В составе свиты преобладают конгломераты и песчаники с линзами туфов и вулканитов основного, среднего и кислого состава общей мощностью около 1,5—1,0 км. Характерна сероцветная окраска пород и плохая сортировка обломочного материала, что наряду с составом галек и валунов указывает на местные источники сноса. Образования джуктырской свиты выделяются в сероцветную грубообломочную терригенную формацию (сероцветная грубообломочная моласса).

Ципа-Витимканский межгорный прогиб (38) расположен на восточной окраине Баргузино-Витимского срединного массива, в междуречье Талоя, Ципикана, Малого Амалата, Чины, Горбылка и Витимкана. Прогиб выполнен образованиями ороченской и точерской верхнерифейских свит (усойская серия), выделенных и подробно описанных А. Н. Булгатовым [26], сопоставившим их с трехчленным байкальским комплексом.

Образования ороченской свиты мощностью 1,5 км выделяются в карбонатную формацию, состоящую в основном из доломитов. Согласно залегающие выше образования точерской свиты мощностью около 2,0 км выделяются в пестроцветную карбонатно-терригенную формацию. В ее строении участвуют известняки, песчаники и алевролиты (в том числе известковистые), сероцветные гравелиты, конгломераты, брекчии, а также редкие прослои вулканитов среднего и кислого состава.

Соотношение образований Ципа-Витимканского прогиба и сингео-синклинального чехла Баргузино-Витимского срединного массива в структурном плане согласное, что привело некоторых исследователей к выводу о «спайке» этих образований и постепенном перерождении доорогенных структур в орогенные. Однако несомненен значительный стратиграфический перерыв (ранний — средний рифей) между ними. Впечатление о «спайке» объясняется особенностями структурных пла-



нов слабо деформированного чехла массива и орогенных образований прогиба, а также сходством литологического состава пограничных толщ (карбонатные породы тилимско-икатской свиты чехла массива, с одной стороны, и ороченской — прогиба, с другой).

Складчатые дислокации орогенных образований Ципа-Витимканского прогиба достаточно простые — на большом протяжении они лежат субгоризонтально и лишь у разломов можно наблюдать их некоторое задиране.

Олокитский приразломный прогиб (47) расположен в пределах Байкало-Витимской зоны. Он выполнен образованиями противодаванской и авгольской свит, сопоставляемых с трехчленным байкальским комплексом, от которого они отличаются более грубым составом терригенных компонентов [111]. Судя по фрагментам подобных образований, наблюдавшихся нами в бассейне р. Тыи, Олокитский прогиб представляется в виде узкой и протяженной структуры общего северо-восточного простирания, развившейся в зоне сопряжения древних структур Чуйского эпигеоантиклинального поднятия и Муйского шовного эпигеосинклинального прогиба. Как и большинству приразломных орогенных структур, Олокитскому прогибу в современной структуре соответствует односторонний грабен (с оборванным северо-западным крылом), в строении которого еще много неясного. По данным А. Н. Булгатова и др. [111], мощность противодаванской свиты около 0,7 км, авгольской до 2,7 км. Образования этих свит условно объединяются нами в карбонатно-терригенную сероцветную формацию.

Жуинско-Патомский краевой прогиб (50) расположен в северной части Патомского нагорья, в среднем и нижнем течении рек Большой Патом и Жуя. Прогиб отличается ярко выраженной линейной складчатостью выполняющих его рифейских образований и характерной дугообразной формой в плане, известной в литературе под названием Патомской дуги складок. Обычно он рассматривается совместно с Прибайкальским прогибом и именуется Байкало-Патомским. При определении тектонической природы этих структур представляется целесообразным совместное их рассмотрение, но при характеристике строения и истории развития необходимо различать Прибайкальскую и Жуинско-Патомскую его части (фланги), характеризующиеся не одинаковым структурным положением, периодом развития, структурным планом и другими признаками.

Несмотря на хорошую изученность, тектоническая природа Байкало-Патомской структуры трактуется по-разному. Одни исследователи (Ч. Б. Борукаев, К. А. Клитин и др.) рассматривают ее в качестве внешней зоны Байкальской геосинклинальной области или миогеосинклинали, другие относят к структурам негеосинклинального типа. Так, Н. П. Херасков именуется Байкало-Патомский прогиб окраинным, С. М. Замараев — краевым опусканием, Ю. А. Косыгин и др. — перикратонным опусканием, Л. И. Салоп, А. Н. Булгатов, Б. Н. Красильников — краевым прогибом, Ю. М. Шувалов полагает, что накопление верхнепротерозойского трехчленного байкальского комплекса происходило в платформенных условиях.

Для определения тектонической природы Байкало-Патомской структуры, помимо формационного анализа образований, участвующих в ее строении, необходимо выяснить соотношение этой структуры со смежными и время ее образования.

В геотектоническом аспекте Байкало-Патомский прогиб представляет собой структуру, развившуюся вдоль внешней периферии геосинклинальных структур Байкальской области, в зоне их сочленения с Сибирским кратоном. Заложение прогиба происходило неодновременно в различных его частях — раньше (в среднем рифее) в Жуинско-Патомской части и позже (в позднем рифее) в Прибайкальской части, где ему предшествовало зарождение, развитие и отмирание Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Однако, несмотря на асинхронность заложения различных частей Байкало-Патомского прогиба, важно то, что оно происходило уже после отмирания геосинклинального режима в смежных зонах Саяно-Байкальской системы, т. е. в орогенном этапе развития структур юго-восточного обрамления Сибирской платформы, что позволяет рассматривать этот прогиб краевым. Не противоречат этому формационная характеристика выполняющих его образований и их внутренний структурный план.

Жуинско-Патомский прогиб выполнен образованиями патомской серии мощностью около 10,0—12,0 км [77]. Несогласное наложение базальных слоев этой серии на складчатые структуры Чуйско-Тонодско-Нечерской зоны и прорывающие их гранитоиды, а также на образования тепторгинской серии (Нечерское поднятие, юго-восточный борт Чуйского поднятия и другие участки) описано А. Е. Шалек, Л. И. Садопом, К. А. Клитиным и другими геологами.

Непрерывный разрез отложений патомской серии расчленяется на четыре формации.

Нижняя, терригенная аркозовая ритмично-слоистая формация мощностью от 3,0 до 6,0 км состоит из кварц-полевошпатовых олигомиктовых и аркозовых песчаников с прослоями гравелитов, конгломератов, кварцитов, филлитовидных графитсодержащих сланцев черного цвета и карбонатных пород. В низах и верхах формации отмечаются тиллитоподобные конгломераты, пространственно приуроченные к бортовым частям Чуйского и Тонодского геантиклинальных поднятий. К. А. Клитин и др. [77] отмечают, что накопление аркозовой формации отражает новый этап в развитии Байкальской горной области, сопровождавшийся интенсивным разрушением ранее сформированных структур. Состав обломочного материала в базальной терригенной формации указывает на местные источники сноса. Диапазон ее накопления соответствует части среднего рифея в объеме балаганахской подсерии.

Выше расположена карбонатно-терригенная черносланцевая формация мощностью около 6,0 км. Ей соответствует кадаликанская подсерия. Она состоит из переслаивающихся кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов и карбонатных пород хемогенного и органогенного происхождения. В качестве подчиненных компонентов присутствуют пачки черных филлитовидных сланцев и известковистых песчаников (маринская и валухтинская свиты), а также тиллитоподобные конгломераты (джемкуканская свита). Последние образовались, по мнению Н. М. Чумакова [176], в результате оползней вдоль крутых подводных склонов. По данным К. А. Клитина и др. [77], в составе карбонатно-терригенной формации при ее прослеживании в сторону геантиклинальных поднятий все более существенную роль играют аркозовые компоненты с повышенной карбонатностью цемента; в северном направлении тоже отмечается изменение литологического состава формации — в районе Уринского поднятия она почти целиком сложена тиллитоподобными конгломератами.

Выше расположены образования терригенно-карбонатной формации мощностью около 1,0 км в объеме каланчевской и жуинской (никольской) свит верхнего рифея. Каланчевская свита выделена В. В. Хоментовским и др. [116] из состава верхов валухтинской. Она состоит из однообразных темно-серых, серых и зеленовато-серых глинистых сланцев, алевролитов и песчаников с прослоями доломитов и известняков. Последние преобладают в приплатформенной (внешней) части прогиба. В верхней части формации (жуинская свита) помимо песчаников и алевролитов появляются мощные пачки мергелей, а в приплатформенной части прогиба снова преобладают карбонатные породы. Иначе говоря, с позднего рифея в Жуинско-Патомском прогибе произошло обособление периферийной и внутренней (центральной) фациальных зон [116]. Причем отмечается увеличение мощности терригенно-карбонатной формации в направлении к внутренней зоне. Важно отметить, что образования терригенно-карбонатной формации залегают в большинстве участков Жуинско-Патомского прогиба согласно на ниже-

лежащих образованиях, но в юго-западном его фланге (р. Чая) в их основании В.В. Хоментовский и др. [116] отмечают разрыв и налегание на древние интрузивы, что указывает на расширение прогиба в начале каланчевского времени. Тонкообломочный состав базальных слоев терригенной-карбонатной формации указывает на то, что трансгрессия каланчевского моря происходила на окраину кратона, пребывавшего до этого в стадии пенепленизации. Как уже упоминалось, именно к этому времени произошло отмирание Северо-Байкальского вулканического пояса.

Формационный ряд завершает карбонатная регрессивная формация мощностью 0,6 км. В разрезе патомской серии ей соответствует верхнерифейская ченчинская свита, состоящая из афанитовых известняков и доломитов зеленоватого, красноватого, светло-серого и кремового цвета с тонкими прослоями мергелей.

На образованиях карбонатной формации местами с разрывом, но с видимым согласием, а местами с постепенным переходом залегают терригенно-карбонатные отложения венда [77]. Их накопление знаменует новый этап развития Сибирского кратона. В это время его обширные окраины были вовлечены в плавное погружение.

Таким образом, в плане формационной характеристики Жуинско-Патомский прогиб отличается от эталонных миогеосинклиналей тем, что в его формационном ряду отсутствует аспидная формация, накоплением которой обычно начинается развитие миогеосинклиналей. В то же время по направлению к складчатой области в строении конкретных формаций прогиба отмечается увеличение обломочного материала и его погребение, сопровождаемое увеличением мощностей и напряженностью дислокаций. Примечательно также, что с течением времени происходило расширение зоны прогибания за счет последовательного накатывания прогиба на кратон. Эти признаки, как известно, свойственны краевым прогибам, отличие от которых состоит лишь в иной, не типичной для этой группы структур последовательности накопления формаций. Последнее свойство Жуинско-Патомского (как и Присяянского, см. далее) прогиба представляется, однако, второстепенным и может быть объяснено необратимостью развития структур земной коры или специфичностью палеотектонических условий формирования рифейских краевых прогибов. В частности, накопление мощной базальной аркозовой формации объясняется предшествующим длительным денудационным периодом развития структур Чуйско-Тонодско-Нечерской зоны, во время которого происходила их глубокая эрозия и формирование мощных кор выветривания. Широкое площадное распространение базальной аркозовой формации связано, вероятно, с быстро развивавшейся трансгрессией на пенепленизированную окраину Сибирского кратона, что, впрочем, по мнению В. Д. Маца, объясняет налегание все более молодых рифейских отложений на прогибавшийся архейский фундамент.

Примечательно, что Жуинско-Патомский краевой прогиб по простиранию сливается с Северо-Байкальским краевым вулканическим поясом. Обе эти структуры развивались синхронно на протяжении среднего рифея. В этой связи важно отметить, что в северной части Жуинско-Патомского прогиба, в районе Уринского антиклинория в разрезе патомской серии широко развиты согласные со складчатостью субвулканические тела основного состава — силлы долеритов и габбро-диабазов, отличающиеся по составу от палеозойских траппов и имеющие возраст  $1000 \pm 50$  млн. лет [77].

Прибайкальский краевой прогиб (48) вытянут более чем на 600 км вдоль Ангаро-Ленской окраины Сибирской платформы почти от истоков Ангары в бассейне р. Чаи. Юго-западный фланг прогиба, в отличие от северо-восточного, более развит, что выражается в большей его ширине и большей мощности рифейских отложений.

Осадочные образования, выполняющие Прибайкальский прогиб, выделены Е. В. Павловским (1960 г.) в байкальский комплекс, обычно именуемый трехчленным, т. е. состоящим из трех свит, снизу: голоуспенской, улунтуйской и качергатской. Этот комплекс датируется поздним рифеем и сопоставляется в полном объеме с каланчевской, жуинской и ченчинской свитами Жуинско-Патомского прогиба. Отложения ушаковской свиты, залегающей на байкальском комплексе, целиком отнесены к венду.

В непрерывном разрезе отложений юго-западного фланга прогиба выделяются три формации, соответствующие трем свитам байкальского комплекса. Подробная характеристика этих отложений приведена в сводке В. В. Хоментовского и др. [116].

Нижняя, терригенно-карбонатная (аркозавая) формация мощностью 0,9 км состоит из кремневых и светло-серых афанитовых доломитов, зеленых алевролитов, филлитовидных сланцев и пестрых известняков. Ее накопление происходило на пенепленизированной, прогнутой окраине Сибирского кратона, сопряженного со структурой, переживавшей в позднем рифее орогенное развитие. Источники сноса обломочного материала были удалены в это время на значительное расстояние от области седиментации. Об этом свидетельствуют отсутствие в большей юго-западной части Прибайкальского прогиба базальных обломочных отложений и налегание на древний фундамент непосредственно доломитов. Лишь в Северо-Байкальском нагорье в основании терригенной формации иногда наблюдаются грубообломочные отложения. Ю. А. Синчук [146] указывает на присутствие в составе низов этой формации (голоуспенская свита) туфов среднего и кислого состава, источник которых предполагается на расстоянии до 300 км от места их седиментации. По данным И. К. Королюк [82], источники сноса обломочного материала при накоплении кварцевых песчаников основания голоуспенской свиты могли находиться северо-западнее прогиба, т. е. на Сибирской платформе. По простиранию прогиба с юго-запада на северо-восток и еще более резко вкост его простиранию, в сторону платформы, отмечается сокращение мощности голоуспенской свиты [82, 116].

В средней части разреза байкальского комплекса в юго-западном Прибайкалье выделяется вторая терригенно-карбонатная формация мощностью около 1,0 км в объеме улунтуйской свиты. От одноименной нижней формации она отличается углито-кварцито-доломитовым составом и характерной черной окраской пород, свойственной, как известно, вачской свите Бодайбинского прогиба (бодайбинская подсерия). Отложения улунтуйской свиты, по данным В. В. Хоментовского и др. [116], испытывают фациальные изменения подобно голоуспенской свите.

В верхней части разреза байкальского комплекса выделяется терригенная формация мощностью около 1,0 км в объеме качергатской свиты. Она состоит из песчаников (часто полимиктовых), алевролитов и филлитовидных сланцев с прослоями и линзами глинистых и алевролитовых доломитов и мелкогалечных конгломератов. В северо-восточной части Прибайкальского прогиба в составе терригенной формации существенную роль играют карбонатные компоненты. Для терригенных отложений характерна косая слоистость. Разрезы качергатской свиты часто имеют ритмичное строение, напоминающее флишoidное, на основании чего некоторые исследователи эти отложения относят к флишoidным.

В Северо-Байкальском нагорье все три свиты байкальского комплекса объединяются в единую терригенную песчано-глинистую сероцветную формацию мощностью около 0,5 км.

Примечательной особенностью Прибайкальского прогиба является то, что отложения всех трех свит байкальского комплекса испытывают фациальные изменения в пределах одних и тех же зон, что свидетельствует об устойчивом конседиментационном их развитии. На фоне единого прогиба обособляются достаточно крупные ячеи, разделенные относительными поднятиями, что отражает блоковое строение фундамента. Первые признаки блоковой тектоники в фундаменте проявились уже в акитканское время, когда заложилась система поперечных разломов, контролировавших размещение «фаций» (градаций) акитканской серии [30]. Более четко тектоническая расчлененность

фундамента проявилась в позднем рифее, во время развития Прибайкальского краевого прогиба.

Для Прибайкальского прогиба, как и для Жуинско-Патомского, характерно последовательное расширение площади во времени за счет «накатывания» на окраину платформы, что следует из факта налегания на фундамент древней платформы различных свит трехчленного байкальского комплекса. В сторону платформы отмечается сокращение мощностей всех свит байкальского комплекса, а также упорщение дислокаций их слоев. В. В. Хоментовский и др. [116] отмечают, что полное выпадение из разреза комплекса двух нижних свит происходит на расстоянии 60—100 км от оз. Байкал.

Присаянский краевой прогиб (51) заложился в среднем рифее вдоль северо-восточного склона Протеросаяна на отрезке от р. Туманшет до р. Ии протяженностью около 300 км. Зона распространения отложений, выполняющих этот прогиб, обычно именуется Бирусинским Присаяньем. Внутреннее крыло прогиба наложено на доорогенные складчатые комплексы Присаянской зоны, внешнее — на юго-западную окраину Сибирского кратона. В северо-западном направлении прогиб погружается под образования герцинского комплекса Рыбинской впадины, в юго-восточном направлении он постепенно выклинивается, подчеркивая Китойское конседиментационное поднятие. На юго-восточном склоне последнего в Иркутском Присаянье тоже развивался краевой прогиб (Иркутский), но относительно небольшой и мелкий. В северо-восточном направлении, по мере движения внутрь Иркутского амфитеатра, Присаянский прогиб быстро выклинивается, а выполняющие его средне-верхнерифейские образования карагасской (шангулежская, изанская, илситская свиты) и оселковой (марнинская, удинская, айсинская свиты) серий сокращаются в мощности и испытывают фашиальные изменения. Общая структура Присаянского прогиба достаточно сложная, состоящая из отдельных ячеек, подобных ячейкам Прибайкальского прогиба. Как известно, ячеистое внутреннее строение является характерной чертой краевых прогибов.

В отличие от Прибайкальского и особенно Жуинско-Патомского прогибов, в Присаянском прогибе складчатые дислокации носят платформенный характер — здесь преобладают широкие, открытые складки с пологими падениями слоев в крыльях; на больших пространствах наблюдается субгоризонтальное залегание слоев.

Образования карагасской и оселковой серий выделяются соответственно в карбонатно-терригенную ритмичнослоистую красноцветную формацию мощностью 1,5—2,0 км и терригенную ритмичнослоистую пестроцветную формацию мощностью 1,5—2,5 км. В Иркутском Присаянье выделяется лишь карбонатно-терригенная сероцветная формация мощностью 0,35—0,4 км в объеме верхнерифейской олхинской свиты. У склона Китойского поднятия карбонатные компоненты этой формации замещаются терригенными и выделяемая там тыретская свита мощностью 0,052 км (сопоставляемая с олхинской свитой) относится к терригенной тонкообломочной красноцветной формации. Подробная характеристика состава выделяемых формаций содержится в работах К. А. Клитина и Е. С. Постельникова [76], Ч. Б. Борукаева [22], В. В. Хоментовского и др. [116] и других исследователей.

Карбонатно-терригенная формация состоит в основном из красноцветных песчаников и алевролитов, чередующихся с доломитами. В качестве подчиненных компонентов необходимо отметить гравелиты и конгломераты, часто крупногалечные и валунные, приуроченные главным образом к основанию формации. Характерны трещины

усыхания, знаки ряби, косая слоистость. В последние годы из различных частей ее разреза В. Г. Домышев [52] описал туфогенные породы, а также амфиболизированные диабазы, диабазовые порфириды, миндалекаменные и сферолитовые диабазы в форме согласных и пологосекущих тел, относимых ранее к силлам нерсинского комплекса. В основании карбонатно-терригенной формации фиксируется отчетливое несогласие, с которым связана коренная перестройка структурного плана в смежных зонах Саяно-Байкальской системы. Верхняя граница формации совпадает с поверхностью предоселкового поднятия и размыта, о глубине и интенсивности которого свидетельствует налегание толщ оселковой серии на различные горизонты верхней (ипситской) свиты карагасской серии. На р. Бирюсе предоселковое поднятие продолжалось и в начале оселкового времени, в результате чего марнинская свита ее низов представлена здесь лишь самой верхней пачкой. С предоселковой эпохой тектонической активности связано внедрение диабазов нерсинского комплекса, имеющих абсолютный возраст по амфиболу (К-Аг-метод) 1124 млн. лет [103], т. е. синхронных габбро-диабазам и долеритам северной части Жуинско-Патомского прогиба. Иначе говоря, на рубеже среднего и позднего рифея в пределах краевой системы регионально проявились процессы раскалывания фундамента и формирования силлов и даек пород основного состава.

В составе терригенной формации преобладают алевролиты, аргиллиты, песчаники и гравелиты. В нижней части разреза местами выделяется пачка карбонатных пород, а в основании — базальные конгломераты и брекчии. В начале айсинского времени произошло расширение площади прогибания за счет накатывания прогиба на платформу и удлинения его по простиранию на юго-восток, на территорию Китойского поднятия [116].

В конце рифея произошла новая перестройка структурного плана, выразившаяся в отмирании краевых прогибов, размыве рифейских осадочных комплексов и последующей трансгрессии на обширные пространства Сибирской платформы. С вендского времени перестало существовать Китойское поднятие, разделявшее до этого Присаянский и Иркутский (Тыретский) прогибы (рис. 24).

Тектоническая природа Присаянского прогиба трактуется различными исследователями по-разному. Ю. А. Косыгин, Н. С. Зайцев и другие исследователи рассматривают карагасско-оселковый комплекс в качестве нижнего члена платформенного чехла. Т. Н. Спизарский, Б. Н. Красильников, К. А. Клитин, Е. С. Постельников, М. А. Жарков, С. М. Замараев и А. И. Анатольева относят его к типу краевых прогибов. Распространено представление о геосинклинальной природе Присаянского прогиба, причем одни исследователи (Ч. Б. Борукаев, М. А. Семихатов и др.) относят его целиком к миогеосинклинальному, другие — геосинклинальными рассматривают лишь карагасские отложения, в то время как отложения оселковой серии относят к платформенным (В. Д. Мац) или орогенным (А. П. Таскин). Н. А. Берзин считает возможным рассматривать Присаянский прогиб в качестве авлакогена на основании отсутствия в его формационном ряду верхнемолассовой формации, что указывает, по его мнению, на незавершенность развития прогиба — характерный признак авлакогенных структур.

Сравнительный анализ тектоники Саяно-Байкальской и краевой систем приводит к выводу об орогенной природе Присаянского прогиба, а его структурное положение позволяет рассматривать этот прогиб, вслед за другими исследователями, краевым, несмотря на несвойственную этой категории структур последовательность формации в разрезе. В данном случае последняя находит объяснение и с позиций специфичности структурного положения прогиба, наложенного на еще свежее геосинклинальное складчатое основание, сохранявшее относительную подвижность и в орогенном этапе развития. Среди формационных особенностей Присаянского прогиба следует отметить и факт наличия вулканитов в карагасской серии (как впрочем и в патомской серии

Жуинско-Патомского прогиба, а также в голоуспенской свите Прибайкальского прогиба). Однако эта особенность не является исключением. Так, в краевых прогибах Альпийского пояса Евразии известны проявления орогенного вулканизма, приуроченные к зонам крупных поперечных разломов [104].

Геосинклиальная природа Присяянского прогиба исключается по ряду причин, среди которых главными являются: 1) отсутствие сопря-

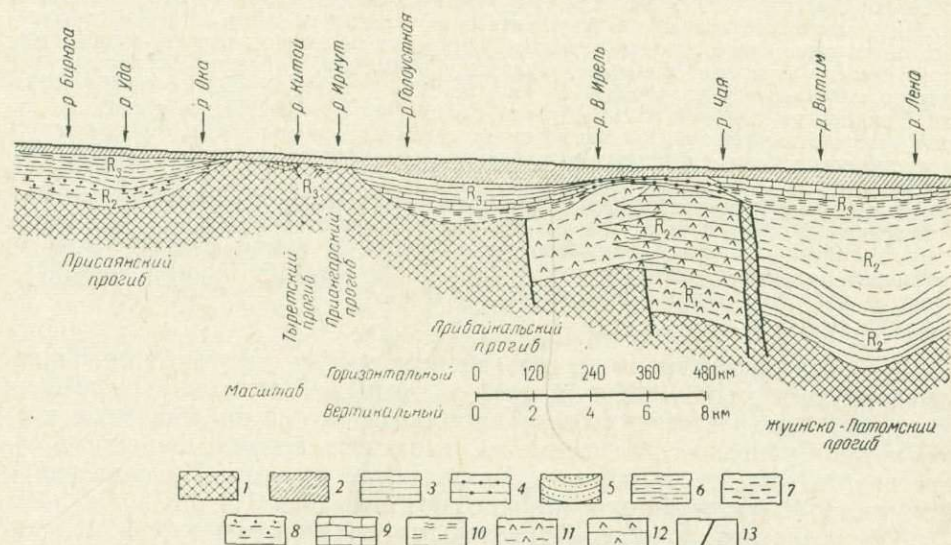


Рис. 24. Формационный профиль краевых прогибов южного обрамления Сибирской платформы. 1 — дорифейский фундамент; 2 — отложения венда; 3—12 — формации рифея (3 — терригенная песчано-сланцевая, 4 — терригенная сероцветная, 5 — терригенная красноцветная, 6 — терригенная пестроцветная, 7 — карбонатно-терригенная (карбонатно-сланцевая), 8 — карбонатно-терригенная красноцветная, 9 — карбонатная, 10 — терригенно-карбонатная, 11 — терригенно-вулканогенные с преобладанием вулканитов кислого состава; 12 — вулканогенно-терригенные с преобладанием вулканитов кислого состава); 13 — разломы

женной развивавшейся геосинклиальной области; 2) формирование на окраине структурной зоны, переживавшей орогенный этап развития; 3) отсутствие фронта складчатости; 4) отсутствие моласс, в том числе краевого прогиба, которые завершали бы развитие предполагаемой геосинклинали; 5) формационный ряд прогиба характеризуется явно не геосинклиальными признаками (молассоидные толщи основания карагасской серии, красноцветный тип осадков и т. д.).

Одной из черт, отличающих Присяянский краевой прогиб от чехла платформенных отложений (например, Прибайкальского предгорного прогиба в ушаковское время) является особенность распределения мощностей осадков, увеличивающихся, в общем, в сторону Краевого шва; в Прибайкальском предгорном прогибе мощности отложений растут в сторону платформы. Некоторые исследователи интерпретируют платформенными лишь образования айсинской свиты. В этом случае следовало бы ожидать локализацию «катаплатформенных моласс» в тафрогенных структурах, в то время как в действительности имело место резкое расширение бассейна седиментации, отражающее продолжение общей тенденции развития краевого прогиба.

Глушихинский внутренний вулканический пояс (41) Енисейского кряжа приурочен к меридиональной зоне разломов, секущих Заангарское геантиклинальное поднятие. С. Г. Пет-

ров и С. М. Решетов в состав пояса включают лейкократовые биотитовые средне-крупнозернистые граниты глушихинского комплекса и ассоциирующие с ними вулканиты кислого состава.

\* \*  
\*

В размещении орогенных структур на площади Саяно-Байкальской и краевой систем выявляются временные, пространственные и структурные закономерности.

Временные, или историко-хронологические, закономерности формирования орогенных структур (и парагенетически связанного с ними орогенного магматизма) выражаются в их асинхронном заложении, длительном развитии и асинхронном отмирании в различных структурных зонах. Наиболее отчетливо эта закономерность проявлена для образований остаточных прогибов и впадин. Однако, несмотря на огромную длительность орогенного развития байкалид, формационное разнообразие докембрийских орогенных структур не столь велико, и принципиального изменения во времени в характере выполняющих их формаций не устанавливается.

Пространственные закономерности в размещении орогенных структур заключаются в их распространении преимущественно на геантиклиналях байкалид и в краевой системе. Это свидетельствует о неравномерном вовлечении геосинклинальных структур в орогенное развитие, подчеркиваемое неравномерным размещением орогенного гранитоидного магматизма. На этом основании выделяются структуры, вовлекавшиеся в активный орогенез и гранитообразование, и структуры, вовлекавшиеся в пассивный орогенез и гранитообразование (рис. 25). Последние, как правило, испытали незавершенное развитие в доорогенном этапе. Учитывая парагенетическую связь между гранитообразованием и орогенезом, ряд структур Саяно-Байкальской системы, где по тем или иным причинам не установлены орогенные образования, но устанавливается широкое распространение орогенных гранитоидов, отнесены к типу структур, вовлекавшихся в активное гранитообразование и орогенез.

Остаточные прогибы и впадины размещаются в различных зонах Саяно-Байкальской системы. Наложенные прогибы и впадины пространственно тяготеют к ее периферическим зонам, а в краевой системе они получили наибольшее распространение и разнообразие.

Структурные закономерности размещения орогенных образований выражаются во взаимозависимости между типами орогенных структур, их формационными особенностями и типами структур основания. Остаточные прогибы и впадины приурочены чаще всего к центральным частям геантиклинальных поднятий и к прибортовым частям геосинклинальных прогибов, что подчеркивает инверсионный характер соотношения между доскладчатыми и складчатыми структурами байкалид. Краевой вулканический пояс приурочен к зоне Краевого шва Сибирской платформы на том отрезке, который разграничивал Сибирский кратон и Чуйское геантиклинальное поднятие. Краевые Присаянский, Прибайкальский и Жуинско-Патомский прогибы развивались на окраинах перикратонных зон. Межгорные впадины и прогибы преимущественно приурочены к геантиклинальным структурам байкалид, а также к краевым швам и зонам региональных разломов. Характерным свойством разнотипных орогенных структур является их амагматичность, за исключением вулканических поясов.



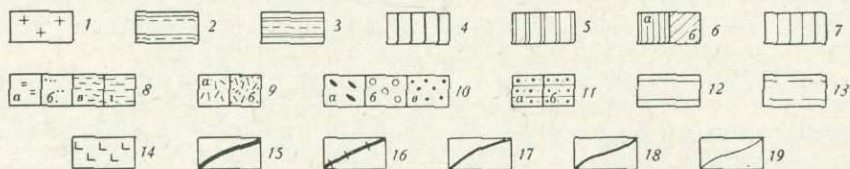
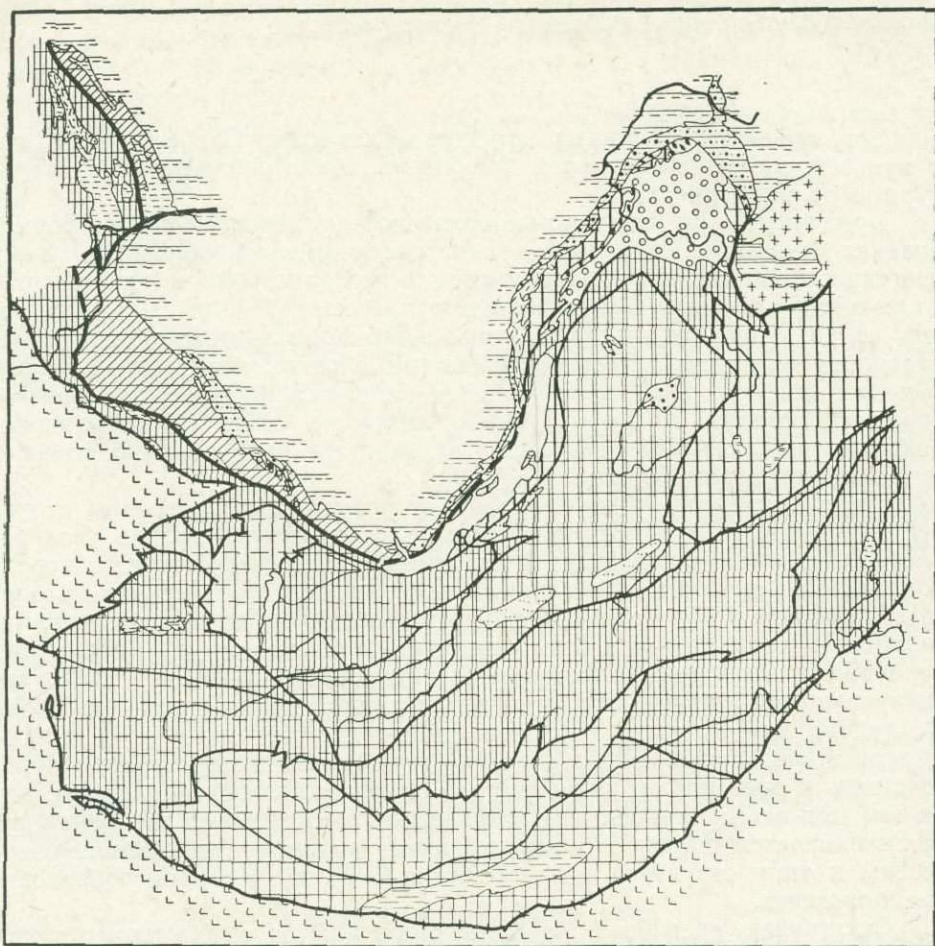


Рис. 25. Схема тектонического районирования доорнекаледонских структур с учетом характера их развития в орогенном этапе.

Сибирская платформа: 1 — фундамент; 2 — чехол; 3 — перикратонное опускание. Саяно-Байкальская и краевая системы. Доорнекаледонские структуры: 4 — зоны раннепротерозойской складчатости; 5 — зоны среднепротерозойской складчатости; 6 — зоны раннерифейской складчатости (а — в Саяно-Байкальской системе, б — в краевой системе); 7 — зоны среднерифейской складчатости. Орогенные структуры: 8 — остаточные прогибы и впадины (обособившиеся: а — в среднем протерозое, б — в раннем рифее, в — в среднем рифее, г — в позднем рифее); 9 — вулканические пояса (а — краевой, б — внутренний); 10 — межгорные впадины и прогибы (заложившиеся: а — в раннем рифее, б — в среднем рифее, в — в позднем рифее); 11 — краевые прогибы (заложившиеся: а — в раннем рифее, б — в позднем рифее). Характер орогенного развития: 12 — активное; 13 — пассивное; 14 — структуры палеозой без расчленения. Разломы: 15 — 16 — краевые швы (ограничивающие: 15 — дорифейскую Сибирскую платформу, 16 — эпирифейский континент); 17 — между зонами разновозрастной консолидации; 18 — региональные; 19 — прочие.

## ПЛАТФОРМЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

На складчатых сооружениях Енисейского края, Присяня и Байкальской горной области широко распространены однотипные, в основном терригенные образования, тектоническая природа которых трактуется по-разному: орогенной эпигеосинклинальной [77], платформенной [75, 57, 132], геосинклинальной [13, 16, 29, 135]. К этим образованиям относятся осянская, чингасанская, тасеевская и вороговская серии Енисейского Края, ангульская свита Манского прогиба, холоднинская, сидельтинская, турикская, падринская свиты и их аналоги Байкальской горной области (рис. 26). Несмотря на известную разновозрастность, эти образования характеризуются сходством формационных признаков, тектонической позиции, структурного положения, пространственных закономерностей размещения и других черт.

Общность тектонической позиции рассматриваемых образований заключается в том, что их накопление началось после отмирания тектоно-магматической активности и, что наиболее существенно, после завершения процессов становления гранитоидных комплексов. Сходство структурного положения заключается в их формировании лишь на площади тех структур, которые пережили активный орогенез, т. е. на наиболее консолидированном основании. Накопление этих образований начиналось, как правило, во внутренних частях складчатых структур, в зонах тектонических швов и последовательно разрастаясь во времени, распространялась в периферические их части [129]. Причем накоплению предшествовал длительный денудационный период, во время которого происходило существенное выравнивание палеорельефа и формирование кор выветривания. Почти повсеместно накопление рассматриваемых отложений началось в континентальных условиях. В формационном плане большая их часть принадлежит к терригенной, часто грубообломочной красноцветной молассовой формации. Для нее характерны локальное площадное распространение, резкая фациальная изменчивость, быстрые изменения мощностей, что свидетельствует о накоплении этих отложений в изолированных структурах. Заложение этих структур происходило в эпоху общего высокого стояния консолидированных континентальных блоков и, вероятно, было связано с их раскалыванием и вовлечением в погружение.

В формационных рядах частных структурных зон рассматриваемые молассы занимают базальное положение и выше по разрезу постепенно сменяются однородными карбонатными или существенно карбонатными формациями типичного платформенного чехла (рис. 27). Иначе говоря, они всюду залегают в основании трансгрессивных серий, процесс формирования которых характеризовался практически полной амагматичностью, а его завершение не сопровождалось складчатостью и орогенезом, хотя местами и накапливались молассоиды.

Наконец, сходство пространственных закономерностей в размещении образований терригенных комплексов выражается в их удалении от активно развивавшихся раннекаледонских эвгеосинклиналей, отделявшихся системой горных краев.

Многие исследователи отмечают, что к началу накопления рассматриваемых образований завершилась принципиальная перестройка структурного плана или смена режима тектонического развития рассматриваемых структур байкалид — вместо преобладавших до этого восходящих движений стали развиваться качественно новые, слабо дифференцированные нисходящие движения, в результате которых

распространились трансгрессии эпиконтинентального моря и сформировался чехол платформенных отложений на обширных пространствах Сибирской платформы и некоторых зон ее складчатого обрамления. Все это позволяет рассматривать образования базальной терригенной формации орогенными катаплатформенными, по Н. П. Хераскову [173],

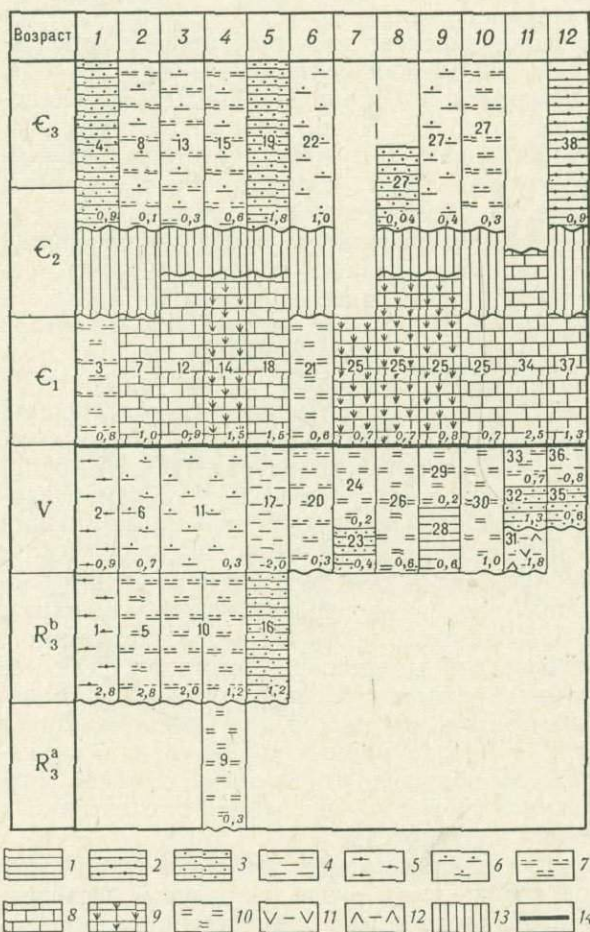


Рис. 26. Схема формационного расчленения образований чехла эпибайкальской платформы Сибири.

Структурные зоны: 1—4 — Енисейский край (1 — северо-восточная часть, 2 — центральная часть, 3 — южная часть, 4 — восточная часть); 5—8 — Присяянье (5 — бассейн р. Маны, 6 — бассейн р. Бирюсы, 7 — бассейн р. Китой, 8 — бассейн р. Иркут); 9—10 — Прибайкалье (9 — западная часть, 10 — северо-западная часть); 11—12 — Забайкалье (11 — Баргузино-Витимская, 12 — Байкало-Витимская).

Формации: 1—3 — терригенные (1 — терригенная вообще, 2 — сероцветная, 3 — красноцветная); 4—7 — карбонатно-терригенные (4 — карбонатно-терригенная вообще, 5 — сероцветная, 6 — красноцветная, 7 — пестроцветная); 8 — карбонатная; 9 — эвалоритовая; 10 — терригенно-карбонатная; 11 — 12 — терригенно-вулканогенные (среди вулканитов преобладают разности: 11 — среднего, 12 — кислого состава); 13 — перерывы в осадконакоплении; 14 — граница между ката- и ортоплатформенной стадиями развития.

Свиты, толщи, серии и средние мощности формаций: 1 — вороговская серия; 2 — островная свита; 3 — ярцевская, красноутесная свиты; 4 — эвенкийская свита; 5 — чингасанская серия; 6 — островная свита; 7 — лебяжинская свита; 8 — эвенкийская и турамская свиты; 9 — ослянская серия; 10 — тасеевская свита; 11 — островная свита; 12 — иркиневская, клименская, агалевская и желедевская свиты; 13 — эвенкийская и турамская свиты; 14 — усольская, белская, булайская и желедевская свиты; 15 — эвенкийская и турамская свиты; 16 — ангульская свита; 17 — анастасьинская свита и нижне-

жержульская подсвита; 18 — торгашинская свита (верхнежержульская подсвита, колбинская, выезжего лога, синерская, нововасильевская свиты); 19 — нарвская и баджеевская свиты; 20 — усть-тагульская свита; 21 — усольская, белская, булайская и ангарская свиты; 22 — верхоленская свита; 23 — хужирская свита; 24 — мотская и иркутская свиты; 25 — усольская, белская, булайская, ангарская свиты; 26 — хужирская, мотская и иркутская свиты; 27 — верхоленская свита; 28 — ушаковская и куртунская (мотская) свиты; 29 — аянканская свита; 30 — жербинская, тинковская и нохтуйская (юсеевская, пестроцветная) свиты; 31 — падринская (сыннирская) свита; 32 — падроканская (холоднинская) свита; 33 — туколамийская и сидельтинская свиты; 34 — кооктинская, янгудская, огневская свиты; 35 — нижняя часть туриковской (богларинской) свиты; 36 — верхняя часть туриковской свиты; 37 — бирамынская (юктоконская) свита; 38 — ирландинская, чулгеминская, нижне- и верхнесанские свиты

т. е. относить к чехлу эпибайкальской платформы. Диапазон накопления этой формации не одинаков в различных зонах за счет «скольжения» возраста ее границ. Наиболее древние, позднерифейские базальные комплексы платформенного чехла известны на Енисейском Крае (ослянская серия), наиболее молодые, вендские — в Байкальской горной области (холоднинская свита и ее аналоги). Верхняя граница этой

формации датируется верхами рифея на Енисейском Кряже и в При-  
саянье и верхами венда в Байкальской горной области.

Вышележащая карбонатно-терригенная трансгрессивная красно-  
цветно-пестроцветная формация тоже характеризуется гетерохрон-  
ностью верхней и нижней границ — на Енисейском Кряже и в При-

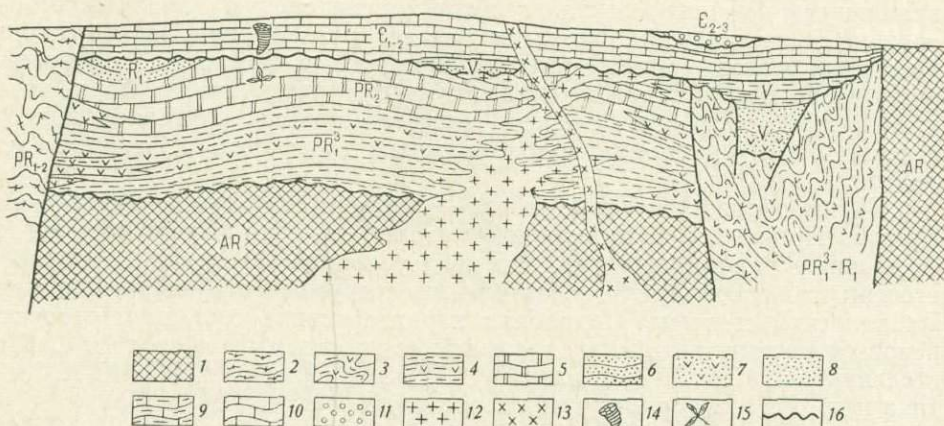


Рис. 27. Принципиальная схема соотношения байкальских и раннекаледонских структур Байкальской горной области.

1 — архейские образования Баргузино-Витимского и Муйского срединных массивов; 2 — ранне-среднепротерозойские образования Байкальского поднятия байкалид; 3 — афебий — раннерифейские образования Муйского шовного прогиба байкалид; 4—6 — образования чехла Баргузино-Витимского срединного массива (4 — вулканогенно-терригенная формация, 5 — карбонатная формация, 6 — терригенная формация); 7—11 — образования чехла эпибайкальской платформы (7 — терригенно-вулканогенная формация, 8 — терригенная красноцветная формация, 9 — карбонатно-терригенная пестроцветная формация, 10 — карбонатная формация, 11 — терригенная формация); 12 — гранитоиды баргузинского комплекса; 13 — гранитоиды витимканского комплекса; 14 — места находок археоциат; 15 — места находок строматолитов, онколитов, катаграфий; 16 — структурные несогласия

саянье ее нижняя граница датируется началом венда (островная, анастасьинская свита, нижежерзульская подсвита), а верхняя — началом кембрия. В Байкальской горной области карбонатно-терригенная формация датируется верхней половиной венда (турикская, туколамийская, сидельтинская и другие свиты).

Третьим членом формационного ряда образований платформенного чехла является нижнекембрийская карбонатная, или эвапоритово-карбонатная, формация (лебяжинская, торгашинская, миричунская, бирамьинская и другие свиты), имеющая всюду изохронную нижнюю границу, датируемую основанием кембрия. Верхняя граница этой формации в некоторых районах датируется средним кембрием. Эти районы, как правило, наиболее приближены к Сибирской платформе.

В некоторых зонах формационный ряд образований чехла завершают молассоидные толщи средне-позднекембрийского возраста (иркандинская свита и ее аналоги Байкальской горной области, баджейская и нарвская свиты Манского прогиба и др.).

Структуры чехла эпибайкальской платформы в значительной степени наследуют план структур складчатого основания (см. рис. 28). Это выражается в том, что на месте подвижных шовных зон фундамента в чехле развивались более крупные, хорошо выраженные, линейно вытянутые синклинали прогибы, сложенные более мощными толщами отложений. Они простираются вдоль главных структурных направлений фундамента. На стабильных блоках фундамента форми-

вались более мелкие, иногда изометричные впадины, сложенные значительно менее мощными отложениями. В целом, дислокации в образованиях чехла простые: открытые синклинали с полого падающими крыльями, пологие моноклинали и др. Все эти признаки, как известно, свойственны чехлам молодых платформ [84, 85, 160, 190]. Они обусловлены свежестью геосинклинального складчатого основания, еще сохранявшего на платформенном этапе относительную подвижность, в отличие от застаревших фундаментов древних платформ. Иначе говоря, древние и молодые платформы различаются, в частности, величиной разрыва во времени между складчатостью фундамента и формированием чехла, что, в свою очередь, является важным критерием для отнесения рассматриваемой эпибайкальской платформы к группе молодых.

Таким образом, в конце рифея — кембрии структуры Енисейского Кряжа, Присаянья и Байкальской горной области пережили платформенный режим развития, что свидетельствует о наиболее высокой степени их консолидации по сравнению с другими структурами Саяно-Байкальской системы. Подробная характеристика состава и строения разрезов рассматриваемых отложений содержится в работах Е. С. Постельникова [129], Л. И. Салопа [135], М. М. Язмира [187], К. А. Кли-тина и др. [77], автора и других исследователей.

## Глава 4.

# ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ФАНЕРОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИКИ

Учитывая, что подробное описание раннекаледонской, герцинской и мезозойской тектоники складчатых областей Центральной Азии содержится в монографиях М. С. Нагибиной [110], Л. П. Зоненшайна [62], Е. Н. Алтухова и др. [8], В. А. Амантова [10], а также в [36, 161] и многочисленных статьях, фанерозойскую тектонику рассмотрим лишь в сравнительном плане.

### СТРУКТУРЫ РАННЕКАЛЕДОНСКОГО ЦИКЛА

В раннекаледонскую эру на эпибайкальском континенте формировались регенерированные геосинклинали, внешние геосинклинальные прогибы, дейтероорогенные впадины (по К. В. Боголепову), развитие которых сопровождалось становлением специфических интрузивных комплексов (рис. 28, см. вкладку, и рис. 29).

**Регенерированные геосинклинали.** Структуры этой генерации распространены в западной части Саяно-Байкальской системы. К ним относятся Джидинский и Уда-Витимский геосинклинальные прогибы, а также шовные их разновидности — Баянхонгорский, Ундуршилинский, Северо-Керуленский и Северо-Гобийский.

Джидинский геосинклинальный прогиб (34) развился на южном борту Слюдянского прогиба байкалид. В его формационном ряду, по данным Н. Б. Бардаханова и В. М. Афанасьева [1972 г.], выделяются, снизу (в составе хохюртовской свиты): карбонатно-терригенная формация верхнего рифея — венда мощностью 2,5—3,0 км и терригенно-карбонатная формация венда — нижнего — среднего кембрия мощностью 1,5—2,0 км.

В монгольской части прогиб выполнен вулканогенными и граувакковыми толщами [36]. Последние, однако, более свойственны внутренней шовной зоне этого прогиба, где выделяется лишь одна терригенно-вулканогенная формация мощностью 5,0—7,0 км (см. рис. 29).

Толщи геосинклинальных комплексов собраны в напряженные складки северо-западного и северо-восточного простирания и разбиты многочисленными разломами. Простирания складчатых структур подчинены направлениям разломов, ограничивающих Джидинский прогиб; по отношению к плану складчатых дислокаций фундамента выявляется четкое структурное несогласие.

На геосинклинальном комплексе Джидинского прогиба залегает средне-верхнекембрийский орогенный эпигеосинклинальный комплекс, образования которого объединяются в терригенную грубообломочную формацию мощностью 1,6—2,0 км (джидинская, уленгинская, хурлигская и другие свиты). Складчатые дислокации орогенного комплекса простые — слои собраны в открытые мультислойные складки с пологими углами падения крыльев (15—20°).

Уда-Витимский прогиб развился вдоль юго-восточной окраины Баргузино-Витимского срединного массива. В осевой части этого

прогиба выделяется Еравнинская существенно вулканогенная шовная (приразломная) зона, приуроченная к Селенгино-Витимскому разлому. В периферических частях прогиба выделяются амагматичные или почти амагматичные зоны, наиболее изученная из которых расположена на окраине срединного массива и именуется Курбино-Туркинской. Сведения о строении Уда-Витимского прогиба содержатся в работах

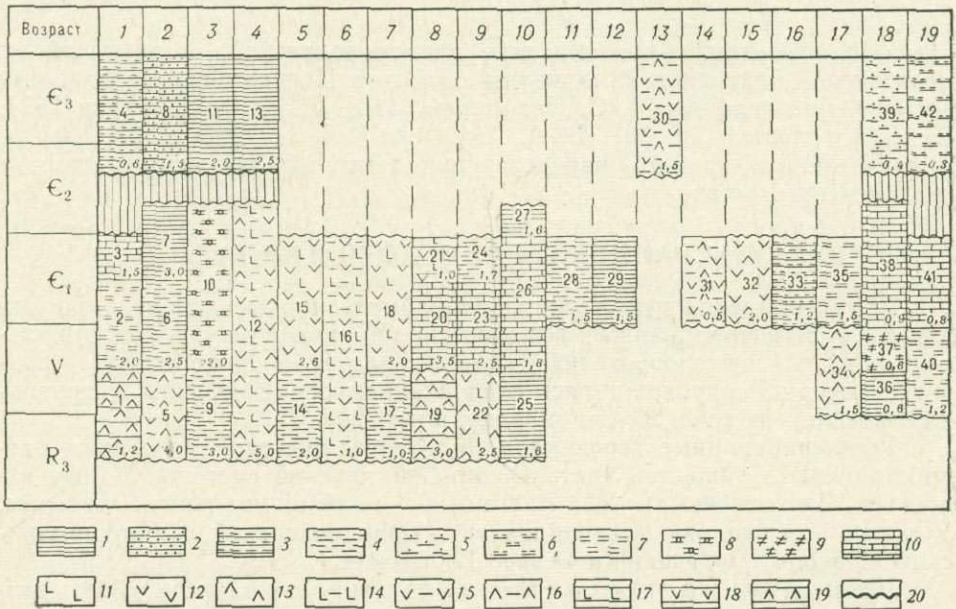


Рис. 29. Схема формационного расчленения раннекаледонских образований Саяно-Байкальской системы (номера структур см. на рис. 28).

Формации: 1—3 — терригенные (1 — песчано-сланцевая, 2 — красноцветная, 3 — пестроцветная); 4—6 — карбонатно-терригенные (4 — карбонатно-песчано-сланцевая, 5 — красноцветная, 6 — пестроцветная); 7—9 — терригенно-карбонатные (7 — песчано-сланцево-карбонатная, 8 — сероцветная, 9 — пестроцветная); 10 — карбонатная (местами эвапорито-карбонатная); 11—13 — вулканогенные (среди вулканитов преобладают разности: 11 — основного, 12 — среднего, 13 — кислого состава); 14—16 — терригенно-вулканогенные (среди вулканитов преобладают разности: 14 — основного, 15 — среднего, 16 — кислого состава); 17—19 — вулканогенно-терригенные (среди вулканитов преобладают разности: 17 — основного, 18 — среднего, 19 — кислого состава). 20 — нижняя граница моласового комплекса регенерированных ранних каледонид.

Серии, свиты, подсвиты, толщи и средние мощности формаций, км: 1 — нижнемилдыгская под-свита, татаровская свита; 2 — верхнемилдыгская подсвита; 3 — курбинская свита; 4 — ямбуйская свита; 5—6 — олдындинская свита (5 — нижняя подсвита, 6 — верхняя подсвита); 7 — химгильдинская свита; 8 — истагинская свита; 9—10 — хохюртовская свита (9 — нижняя подсвита, 10 — верхняя подсвита); 11 — джидинская свита; 12 — хохюртовская свита нерасчлененная; 13 — джидинская, уленгинская и хурлигская свиты; 14 — карбонатно-терригенная толща; 15 — вулканогенная толща; 16 — шарацзэгская свита; 17 — карбонатно-терригенная толща; 18 — вулканогенная толща; 19 — дархатская (сархойская) серия; 20—21 — хубсугульская (боксонская) серия (20 — до-однурская, харманнская, бокхатская и хоридулинская свиты, 21 — яматуингольская свита); 22 — дзабханская свита; 23 — цаганоломская свита; 24 — баянгольская свита; 25 — уровская свита; 26 — быстринская свита; 27 — алтачинская свита; 28 — тапсинская свита; 29 — пучукская свита; 30 — кукемская и акемская свиты; 31 — хусуингольская свита; 32 — вулканогенная толща; 33 — терригенная толща; 34 — вулканогенно-терригенно-карбонатная толща; 35 — терригенно-карбонатная толща; 36 — куртунская (ушаковская) свита; 37 — аянканская свита; 38 — усольская (усатовская), бельская, булайская и ангарская свиты; 39 — верхоленская свита; 40 — жербинская, тинновская и нохтуйская свиты; 41 — мачинская, бельская и булайская свиты; 42 — верхоленская свита.

В. П. Арсентьева [13], М. М. Язмира и др. [188] и других геологов.

Формационный ряд геосинклиналиального комплекса Уда-Витимского прогиба трехчленный, что отличает прогиб по этому признаку от Джидинского прогиба (см. рис. 29). В непрерывном разрезе отложений Еравнинской зоны снизу вверх выделяются: терригенно-вулканогенная формация мощностью 4,0 км, карбонатно-терригенная формация мощ-

ностью 2,0—3,0 км и терригенная (флишоидная) формация мощностью 3,0 км.

Две нижние формации объединяются в составе ольдинской свиты верхнего рифея — нижнего кембрия; верхней формации соответствует химгильдинская свита нижнего — среднего кембрия. Важной особенностью формаций является отсутствие вулканитов основного состава и наличие лишь средних и кислых (андезит-дацит-липаритового состава).

В Курбино-Туркинской зоне в основании формационного ряда выделяется вулканогенно-терригенная формация мощностью 1,2 км в объеме нижнемыдылгенской подсвиты верхнего рифея — венда. Ее сменяет терригенно-карбонатная формация мощностью 1,5—2,5 км, соответствующая верхнемыдылгенской подсвите венда — нижнего кембрия. Формационный ряд геосинклинального комплекса завершает карбонатная формация мощностью 1,5 км в объеме курбинской свиты нижнего кембрия. В основании нижней, вулканогенно-терригенной формации залегает грубообломочная (конгломератовая) татауровская толща.

В отличие от Еравнинской, в Курбино-Туркинской зоне вулканиты только липаритового состава, а возрастной интервал их накопления, по данным М. М. Язмира и др. [188], довендский (в Еравнинской зоне вулканиты распространены до низов санаштыкгольского горизонта). Кроме того, в Курбино-Туркинской зоне широко распространены карбонатные отложения. Возрастной интервал формационного ряда этой зоны в целом меньше; здесь не известно образований среднекембрийского возраста. Наконец, мощность всего разреза и его элементов в Курбино-Туркинской зоне меньше, чем в Еравнинской.

В позднем кембрии вдоль некоторых крупнейших зон разломов сформировались цепочки приразломных впадин (Ямбульская, Исташинская, Джилиндинская, Аталангинская и др.), выполненных пестроцветными и красноцветными терригенными грубообломочными молассаами мощностью около 1,0 км. Их подробную характеристику привели А. Н. Булгатов и Б. Н. Красильников [28] и др.

Из приведенного описания очевидна структурная автономность Джилиндинской и Уда-Витимской геосинклинальных ячеек, исходя прежде всего из специфичности их формационных рядов и характера вулканизма. Эта автономность подчеркивается и выклиниванием базальных слоев Курбино-Туркинской зоны в юго-западном направлении, где появляются мощные базальные конгломераты [137]. Подобное фаціальное выклинивание испытывает Уда-Витимский прогиб по простиранию на северо-восток, где в составе выполняющих его отложений все большую роль играют карбонатные породы за счет вулканогенных. Структурная обособленность салаирских прогибов не исключает возможность существования палеогеографических связей между ними.

Шовные геосинклинали, в отличие от охарактеризованных геосинклинальных прогибов, развивались вдоль крупнейших региональных разломов. Почти все шовные геосинклинали расположены в монгольской части Саяно-Байкальской системы. Их подробная характеристика приведена в [36]. Отметим лишь, что для них характерно широкое распространение вулканитов (в том числе основного состава), присутствие гипербазитов и габброидов, интенсивные дислокации (часто изоклинального типа), кливаж, сланцеватость, общее чешуйчатое строение и, по-видимому, досреднекембрийский возраст верхней границы геосинклинального комплекса, т. е. относительно более раннее время замыкания, чем геосинклинальных прогибов, на что обратили внимание В. А. Амантов и П. С. Матросов [11].

**Внешние геосинклинальные прогибы.** Особую категорию структур образуют внешние геосинклинальные прогибы [159], к которым отне-



сены Сархойско-Хубсугульский, Дзабханский (Цаганоломский), Георгиевский и, вероятно, Восточно-Тувинский.

Сархойско-Хубсугульский прогиб «вложен» в геосинклинальные прогибы байкалид — Окинский и Ильчирский. Он отличается мощным разрезом выполняющих его отложений и напряженностью дислокаций. Детальное изучение прогиба проведено Н. С. Зайцевым и А. В. Ильным [58].

В основании формационного ряда его отложений выделяется вулканогенно-терригенная формация мощностью до 3,0 км в объеме дархатской (сархойской) серии позднерифейско-вендского возраста. В базальных конгломератах этой формации содержатся гальки разнообразных метаморфических и интрузивных пород фундамента. Для отложений формации в целом характерна фациальная изменчивость и красноватая окраска пород (не повсеместная). Среди вулканитов преобладают разновидности кислого состава.

Структурно согласно, местами с постепенным переходом, местами с размывом, выше залегают образования вендско-нижнекембрийской хубсугульской (боксонской) серии. Большая нижняя ее часть мощностью 3,0—3,5 км отнесена к карбонатной формации, заключающей известные залежи фосфоритов (доднурская, харманская, босхатская, хоридулинская свиты); в верхах серии местами обособляется вулканогенно-терригенная формация мощностью 0,6—1,5 км (яматуингольская свита). В составе последней преобладают глинисто-кремнистые сланцы и туфогенные песчаники серовато-зеленого цвета с прослоями эффузивов и туфов андезитового (иногда основного) состава и линзами известняков.

Восточно-Тувинский прогиб близок по строению и истории развития Сархойско-Хубсугульскому, но обычно трактуется орогенным. Представляется более правильным рассматривать его в качестве внешнего геосинклинального, что подчеркивается общностью динамики его развития с Сархойско-Хубсугульским прогибом, не свойственной структурам орогенного класса (последним свойственна автономность развития и соответственно специфичность разрезов отложений).

Дзабханский прогиб сформировался на площади Дзабханского геантиклинального блока байкалид. Прогиб выполнен (снизу) пестроцветной вулканогенной (2,0—3,0 км), карбонатной (1,7—2,9 км) и карбонатно-терригенной (1,7 км) формациями, которым соответствуют дзабханская, цаганоломская и баингольская свиты верхнего рифея — нижнего кембрия [36]. Вулканогенные образования относятся к субазральным липарит-дацитового и андезит-дацитового состава.

Дзабханский прогиб структурно обособлен от Сархойско-Хубсугульского и Джидинского, так как между ними на одном и том же складчатом основании расположена система впадин Идерской зоны, выполненных только нижнекембрийскими вулканогенно-карбонатными отложениями. В прогибах же этим отложениям соответствуют по возрасту существенно карбонатные толщи. Это указывает на одновременное заложение и самостоятельное развитие Идерских впадин, с одной стороны, и геосинклинальных прогибов, — с другой.

Георгиевский прогиб развился на площади Приаргунского геантиклинального блока байкалид. От подобных ему других структур он отличается почти полной амагматичностью. Маломощные линзы вулканитов кислого состава известны лишь в уровской свите. В непрерывном разрезе прогиба выделяются (снизу): терригенная (1,6 км) карбонатная (1,8 км) и терригенная (1,6 км) формации в объеме уровской, быстринской и алтачинской свит верхнего рифея — среднего кембрия. Строение прогиба описано Е. Н. Алтуховым и др. [8]. Отметим лишь, что в основании раннекаледонского комплекса местами залегает пачка грубообломочных отложений, в том числе конгломератов,

в обломках которых содержатся все метаморфизованные породы фундамента и гранитоиды.

Таким образом, внешние геосинклинальные прогибы от регенерированных геосинклиналей отличаются строением формационных рядов, в составе которых значительно большая роль принадлежит карбонатным компонентам; характерно ограниченное распространение вулканитов, причем преимущественно субаэральных, кислого состава. Резко проявлено блоково-мозаичное их строение. Характерно также отсутствие или слабое развитие эпигеосинклинальных моласс. Иначе говоря, для них характерна двойственность структурных и формационных признаков. С одной стороны, они сходны с собственно геосинклинальными структурами ранних каледонид (большие мощности отложений, иногда напряженная складчатость), с другой,— с орогенными структурами (структурная обособленность, глыбовое строение, широкое распространение брахиформной складчатости, наличие субаэральных вулканитов, красноцветных пород и другие признаки). Наиболее важной чертой раннекаледонских внешних геосинклинальных прогибов является их генетическое родство с материнскими геосинклиналями, что выражается в согласованности развития тех и других.

Важно отметить, что все наложенные раннекаледонские геосинклинали Саяно-Байкальской системы подчинены структурному плану фундамента, простираясь в соответствии с направлением ограничивающих их блоков. Пространственно они тяготеют к Кузнецко-Тувинской и Уланульской системам. Последняя ныне находится в аллохтонном залегании [40]. По мере движения на север и восток, в глубь эпифейского континента, наложенные раннекаледонские геосинклинали вырождаются. Важно и то, что раннекаледонский тектогенез на эпифейском континенте носил локализованный характер, так как и после этого цикла сохранились участки слабо консолидированной континентальной коры (зеленосланцевые прогибы байкалид), расположенные по соседству с раннекаледонскими эв- и моногеосинклиналями (см. рис. 29). Локализованное размещение регенерированных геосинклиналей подчеркивается формированием в раннекаледонском этапе дейтероорогенных структур, часто развивавшихся по соседству с регенерированными геосинклиналями, что не позволяет предполагать распространение всех этих структур далеко за современные контуры.

Интересно отметить, что геосинклинальный процесс в раннекаледонских эв- и моногеосинклиналях характеризовался незавершенностью. Действительно, в формационных рядах этих структур не известно ярко выраженных образований зрелой стадии (флишевых и других формаций). Слабо проявилась и раннекаледонская складчатость, характеризующаяся в основном идиоморфным типом, за исключением некоторых зон повышенной подвижности и проницаемости, в том числе шовных зон (в последних складчатость носит приразломный и, видимо, постурный характер). Ниже будет показано, что ряды магматических формаций геосинклинальных зон ранних каледонид тоже характеризуются незавершенностью. Следует также напомнить, что процесс формирования платформенного чехла на структурах байкалид оказался прерванным в конце раннекаледонского цикла, а на Сибирской платформе на это же время приходится регионально проявленная континентальная пауза. Это указывает на согласованность и однотипность проявления позднекаледонских орогенических процессов на всем эпираннекаледонском континенте Центральной Азии. Примечательно и то, что эпоха проявления этого орогенеза совпала во времени с рас-

крытием палеоокеана герцинского Тетиса. В этой связи естественно предположение об общей причине этих синхронно развивавшихся, но по-разному проявившихся тектоно-магматических процессов позднего кембрия — ордовика. Может быть предположено двоякое объяснение этого явления — крупномасштабным раздвигам коры противопоставлен синхронный орогенический процесс на эпирифейском континенте и обрамлявших его раннекаледонских геосинклиналях, либо орогеническому процессу противопоставлен спрединг. Более вероятным кажется первое решение, подкрепляемое палеотектоническими реконструкциями на основе мобилистических построений. Согласно этим реконструкциям Уланульская зона раннекаледонских структур Монголии, во многом сходная с Каа-Хемской зоной Тувы, в настоящее время находится в аллохтонном залегании, будучи отделенной Зайсано-Гобийской эвгеосинклиналью герцинид от своей апофизы в лице Георгиевского внешнего геосинклинального прогиба Приаргунья [8]. Спредингу же более вероятно противопоставление дейтероорогенеза на континенте.

Сделанные выводы имеют важное значение при определении роли раннекаледонского тектоногенеза в формировании геологической структуры Центральной Азии, выяснении тектонической природы орогенических процессов и при решении других проблем геотектоники.

**Дейтероорогенные структуры.** Заложение дейтероорогенных раннекаледонских структур произошло, вероятно, в начале венда, но наиболее активно они формировались в раннем кембрии.

К вендско-кембрийскому орогенному комплексу отнесены образования, выполняющие Тарято-Селенгинский прогиб. Многие черты его строения не выяснены; нет уверенности и в принадлежности зеленосланцевых толщ нижней части его разреза к венду (или верхнему рифею — венду). Тем не менее представляется возможным считать эту структуру орогенной, исходя из той характеристики, которая для нее на сегодня имеется [36].

Более уверенно к орогенным отнесены образования, выполняющие Каа-Хемскую, Пучукскую, Нарынскую, Хусуингольскую, Идерскую впадины и Южно-Керуленский прогиб. Все они (кроме Нарынской) заложены в раннем кембрии, т. е. много позже геосинклинальных структур, и к среднему кембрию прекратили свое существование. О раннекембрийском времени заложения этих впадин свидетельствуют находки археоциат почти из основания их разрезов, причем всюду кембрийские образования залегают на докембрийских со структурным несогласием.

Все впадины, кроме Идерской, небольшого размера и в современном структурном плане большей частью представляют собой грабены (в том числе односторонние). Они выполнены относительно маломощными комплексами морских и субконтинентальных карбонатно-терригенных, терригенных, вулканогенных и терригенно-вулканогенных моласс (от 0,5 до 2,5 км мощностью); среди вулканитов преобладают субаэральные кислые и средние (андезит-дацитовые и липарит-дацитовые) разности (см. рис. 29), а среди терригенных компонентов преобладают грубообломочные. Характерно чередование туфов, туфолов и эффузивов липаритового, дацитового и андезитового состава. Отмечаются единичные прослои туфопесчаников, туфоконгломератов, известняков, лав базальтовых порфиритов. При этом все разности пород быстро выклиниваются и замещают друг друга по простиранию.

Дислокации во впадинах представлены преимущественно брахиформными складками и моноклиналями с пологими углами наклона

слоев. Лишь в центральной части Идерской зоны отмечаются линейные складки; к этой же зоне приурочены небольшие тела гипербазитов в ассоциации с кремнисто-терригенными толщами [62]. Предполагается, что в осевой части Идерской зоны расположен небольшой шовный прогиб типа Северо-Керуленского.

В среднем-позднем кембрии, вероятно, оформилась Нарынская впадина, выполненная образованиями терригенно-вулканогенной (порфиритовой) формации мощностью 1,0—1,5 км.

Подробное описание раннекембрийских структур приведено в работах Л. П. Зоненшайна, В. П. Арсентьева, А. Н. Булгатова, В. А. Благонравова, Н. С. Зайцева, Ж. Бямба, А. Д. Смирнова, Е. Н. Алтухова и других геологов.

На примере раннекаледонского тектогенеза выпукло проявлены основные закономерности в размещении разнотипных структурных новообразований; на месте сквозных прогибов байкалид и по границам крупных региональных структур развивались регенерированные геосинклинали и троговые (шовные) геосинклинали; на геоантиклинальных поднятиях байкалид развивались дейтероорогенные впадины, а внешние геосинклинали прогибы формировались независимо от типа структур складчатого основания. Отсюда понятно значение геосинклинали регенераций и их структурная приуроченность — в итоге повторного геосинклинали процесса происходило наращивание яруса новой континентальной коры в некоторых зонах незавершенных складчатостей байкалид, характеризовавшихся до этого слабо консолидированной (не зрелой) корой континентального типа. Этим, по-видимому, объясняется амагматичность Георгиевского внешнего геосинклинали прогиба, наложенного на ранее консолидированную Приаргунскую структуру.

Таким образом, к концу раннекаледонского цикла блоково-мозаичная структура Саяно-Байкальской системы подчеркнулась более резко. Произошло наращивание мощности континентальной коры в пределах некоторых зон незавершенных докембрийских складчатостей. Дзагинско-Керуленская и другие зоны незавершенных складчатостей байкалид не вовлекались в раннекаледонскую регенерацию и, соответственно в их пределах континентальная кора к концу раннекаледонского цикла осталась слабо консолидированной, не зрелой. Блоки ранее консолидированной коры были вовлечены в повторный орогенез. Иначе говоря, к концу этого цикла в Центральной Азии сформировалась еще более гетерогенная и гетерохронная структура.

## СТРУКТУРЫ ГЕРЦИНСКОГО ЦИКЛА

В герцинскую эру формировались те же типы структур, что и в салаирскую (рис. 30\*, 31).

**Регенерированные геосинклинали.** К регенерированным герцинским геосинклиналям (именуемым в последние годы моногеосинклиналями) в Саяно-Байкальской системе относятся Хангай-Даурская, Борзинская и Прикеруленская. Подобно раннекаледонским они характеризуются первичной структурной разобщенностью и независимостью развития. Подробное описание этих структур приведено в работах Л. П. Зоненшайна, И. Б. Филипповой, А. Б. Дергунова, А. А. Моссаковского, Н. С. Зайцева, В. А. Амантова, Е. Н. Алтухова и других исследователей.

\* Рис. 30, см. вкладку.

Все герцинские моногеосинклинали заложились в девоне (возможно, в силуре) на складчатом основании зеленосланцевых прогибов байкал. Для каждой из них свойствен специфический формационный ряд, а также стратиграфический объем геосинклинальных комплексов (см. рис. 31).

Хангай-Даурская моногеосинклиналь наиболее крупная, состоит из трех зон — Хангайской, Западно-Хантейской и Хантей-

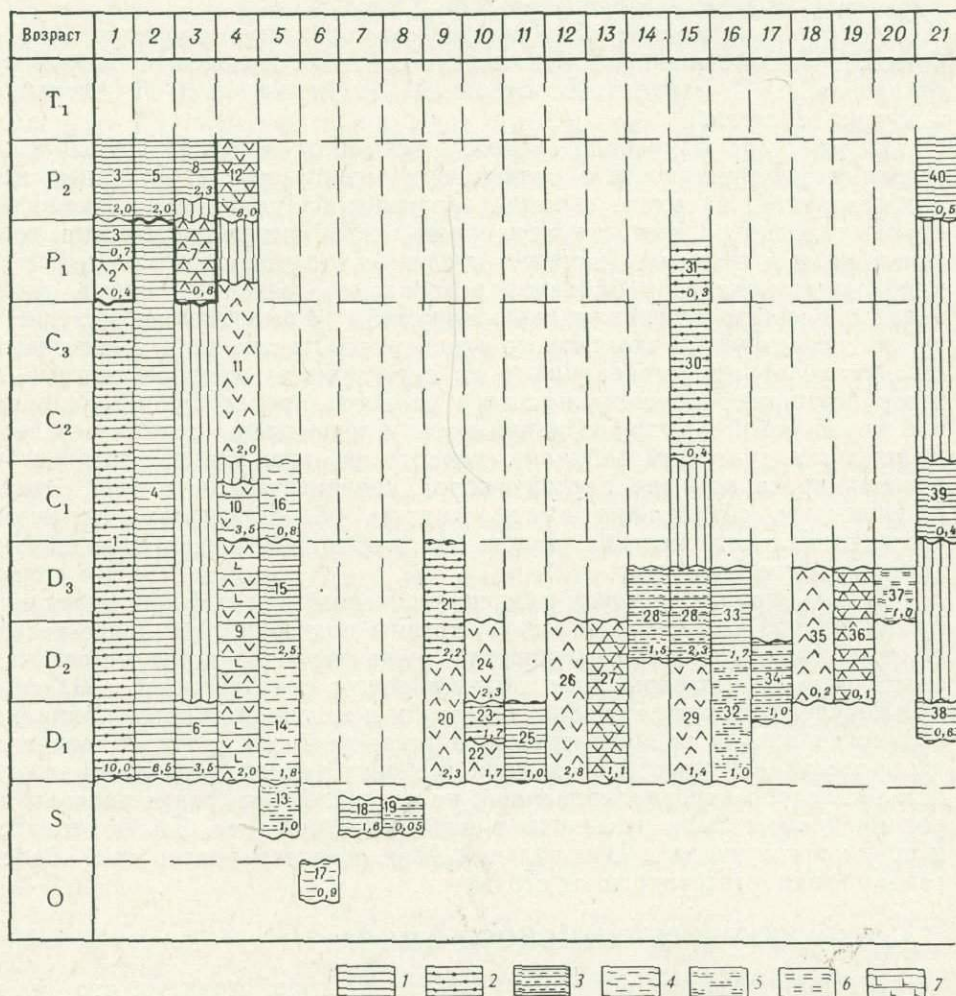
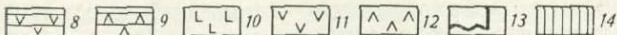
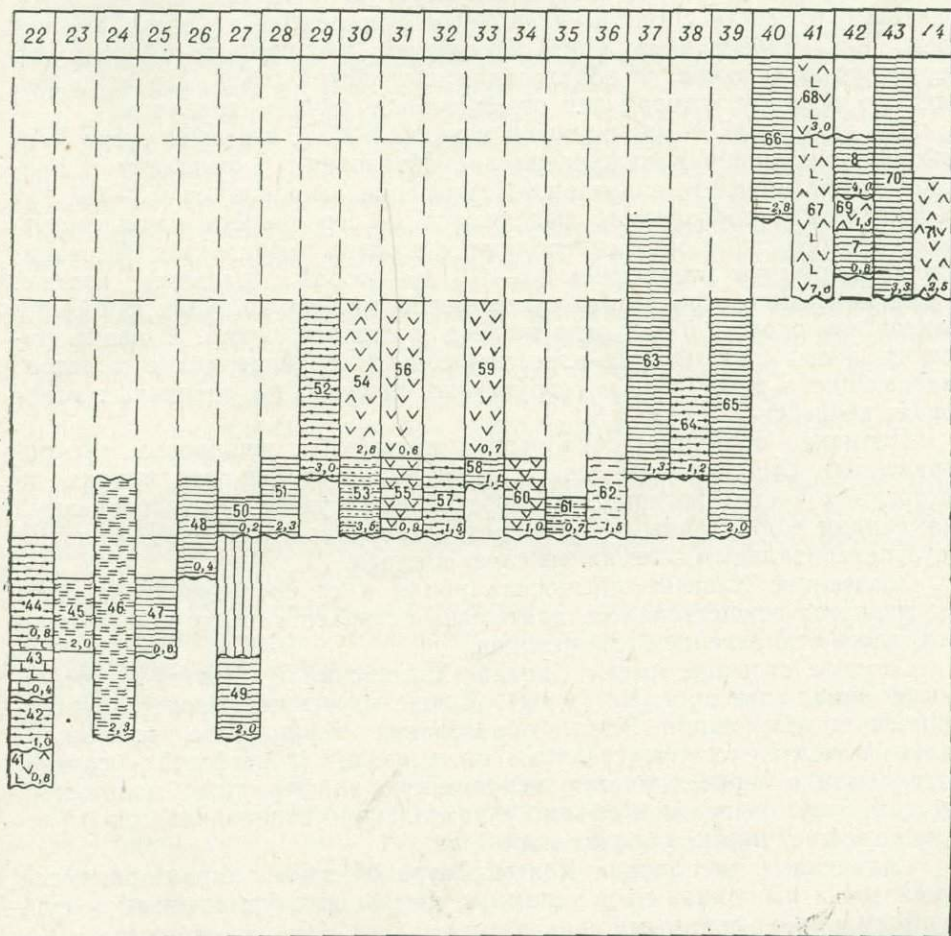


Рис. 31. Схема формационного расчленения герцинских образований Саяно-Байкальской системы (номера структур см. на рис. 30).

Формации: 1—3 — терригенные (1 — песчано-сланцевая, 2 — сероцветная, 3 — пестроцветная); 4—5 — карбонатно-терригенные (4 — карбонатно-песчано-сланцевая, 5 — пестроцветная); 6 — терригенно-карбонатная пестроцветная; 7—9 — вулканогенно-терригенные (среди вулканитов преобладают различия: 7 — основного, 8 — среднего, 9 — кислого состава); 10—12 — вулканогенные (среди вулканитов преобладают различия: 10 — основного, 11 — среднего, 12 — кислого состава); 13 — нижняя граница молассового комплекса регенерированных герцинид; 14 — перерывы в осадконакоплении. Толщи, свиты, серии и средние мощности формаций: 1 — эрдэньцотгинская, цэцэрлэгская, джаргалантинская и байдарагинская свиты; 2 — вулканогенная толща; 3 — тамиргольская серия; 4 — хэнтэйская (ингодинская) серия; 5 — балджинская свита; 6 — керуденская серия; 7 — ундурханская свита; 8 — ульдзинская свита; 9 — усть-борзинская свита; 10 — уртуйская свита; 11 — вулканогенная толща; 12 — вулканогенно-терригенная толща; 13 — терригенно-карбонатная и карбонатная толщи; 14 — ниже-среднедевонская толща; 15 — средне-верхнедевонская толща; 16—17 — карбонатно-терригенные толщи; 18 — базальная терригенная и песчано-алевролитовая толщи; 19 — пестроцветная терригенная толща; 20 — боронурская свита; 21 — харанурская свита; 22 — наришская свита; 23 — тарятская свита; 24 — хунэйская свита; 25 — хурэнтологская свита; 26 — эффу-

Даурской. В формационном ряду Хангайской зоны выделяется терригенная надформация мощностью около 10,0 км в объеме хангайской серии девонско-каменноугольного возраста. Нижняя часть надформации обычно выделяется в кремнисто-терригенную формацию в объеме девона и нижнего карбона, верхняя часть — в песчаниковую.

В складчатой структуре Хангайскому прогибу соответствует симметричный концентрический синклиниорий с очень сложной внутрен-



8 — зивно-пирокластическая толща; 9 — терригенно-карбонатная толща; 10 — терригенная толща; 11 — вулканогенно-осадочная толща; 12 — вулканогенная толща; 13 — хангайская серия; 14 — хангайская серия; 15 — хангайская серия; 16 — хангайская серия; 17 — хангайская серия; 18 — хангайская серия; 19 — хангайская серия; 20 — хангайская серия; 21 — хангайская серия; 22 — хангайская серия; 23 — хангайская серия; 24 — хангайская серия; 25 — хангайская серия; 26 — хангайская серия; 27 — вулканогенно-осадочная толща; 28 — хардзанынская серия; 29 — вулканогенная толща; 30 — салхитская свита; 31 — харачалунская свита; 32 — карбонатно-терригенная толща; 33 — кремнисто-терригенная толща; 34 — песчано-алевролитовая толща; 35 — вулканогенная толща; 36 — вулканогенно-осадочная толща; 37 — терригенно-карбонатная толща; 38 — благодатская свита; 39 — толща песчаников и конгломератов; 40 — терригенная толща; 41 — вулканогенная толща; 42 — оклерская и пеновская свиты; 43 — хуторская свита; 44 — анжинская, кунгусская, чаргинская, амонашская свиты; 45 — терригенно-карбонатная толща; 46 — тайнинская, ильдыканская, яковлевская и газимурская свиты; 47 — макаровская свита; 48 — терригенная толща; 49 — песчано-алевролитовая толща; 50 — терригенная толща; 51 — конгломератовая, алевролитовая и песчанниковая толща; 52 — алевролитовая и песчанниковая толща; 53 — трехчленная терригенная толща; 54 — вулканогенная толща; 55 — толща песчаников и порфиров; 56 — толща андезитовых порфиров; 57 — толща песчаников и алевролитов; 58 — терригенная толща; 59 — толща андезитовых порфиров; 60 — хараайракская свита; 61 — аргалейская свита; 62 — газимурская свита; 63 — чирнская серия; 64 — гутайская свита; 65 — ортинская свита; 66 — акшинско-илдинская серия; 67 — хануйгольская серия; 68 — джда-хилокская серия; 69 — гадзаровская свита; 70 — терригенная толща; 71 — вулканогенная толща

ней структурой. Преобладают неправильные «амебообразные» в плане складки с крутыми падениями слоев в крыльях. Л. П. Зоненшайн [62] подчеркивает соответствие складчатой структуры Хангайского синклинория конседиментационной.

К орогенному эпигеосинклинальному комплексу в Хангайском синклинории относят образования перми. Однако их соотношение с геосинклинальным комплексом трактуется по-разному. Л. П. Зоненшайн [62] указывает на тесную структурную и вероятную стратиграфическую их связь с геосинклинальным комплексом в осевой части ячеи, Н. С. Зайцев и др. (1969 г.) считают, что орогенный комплекс перми резко наложен на образования хангайской серии, верхнюю возрастную границу которой они ограничивают ранним карбоном.

По данным И. Б. Филипповой и др. (1973 г.), в осевой части Хангайского синклинория нижнепермские образования относятся к вулканогенной (андезит-липаритовой) формации мощностью 0,2—0,7 км. Вышележащие образования выделяются в сероцветную молассовую надформацию, в которой обособляются нижняя терригенная (песчаниковая) формация мощностью 0,5—0,9 км второй половины нижней перми и верхняя терригенная существенно грубообломочная формация мощностью около 2,0 км, относящаяся к верхней перми. В периферических частях синклинория известны только верхнепермские молассы, залегающие с разрывом, но структурно согласно на различных горизонтах хангайской серии.

Пермские орогенные образования пользуются нешироким распространением. Они локализованы в грабенах и грабен-синклиналях, во внутренних частях которых распространены узкие корытообразные синклинали с оборванными крыльями, а также асимметричные складки с субгоризонтальным залеганием слоев в ядрах.

Замыкание Хангайской геосинклинали и ее последующее орогенное развитие осуществлялось длительно, от краев к центру и сопровождалось становлением гранитоидов.

Сходное строение имеют Западно-Хэнтэйский и Хэнтэй-Даурский геосинклинальные прогибы (зоны). Лучше изученным является Даурский фланг последнего. Здесь образования герцинского геосинклинального комплекса представлены ингодинской (хэнтэйской) серией, выделяемой в черносланцевую терригенную надформацию мощностью около 6,0 км. Возрастной объем ее накопления устанавливается от девона до ранней перми включительно.

Складчатые дислокации Хэнтэй-Даурской зоны характеризуются линейным и изоклинальным типами в сочетании с удлиненными сундучными и брахиформными складками.

Орогенные пермо-триасовые образования (акшинско-илинская серия и ее аналоги) выделяются в прибрежно-морскую терригенную сероцветную молассовую формацию мощностью около 2,5—3,0 км. Они выполняют крупный Средне-Ононский прогиб, наложенный на юго-восточную окраину Агинского срединного массива, а также Хапчерангинский и Бальджинский прогибы, развитые в пределах зоны герцинид. Средне-Ононский прогиб характеризуется мульдообразным строением; выделяются осевой антиклинорией и сопряженные с ним синклинории. Крупный синклинорий вырисовывается и в Хапчерангинском прогибе [8]. Внутреннее строение Бальджинского прогиба изучено недостаточно.

Замыкание Хэнтэй-Даурской моногеосинклинали и ее орогенное развитие сопровождалось становлением гранитоидных комплексов.

К Хангай-Даурской системе регенерированных герцинид пространственно тяготеют Прикеруленская и Борзинская моногеосинклинали.

Прикеруленская моногеосинклиналь отличается коротким периодом развития (ответающим интервалу девонского времени) и небольшими размерами. По данным А. Б. Дергунова и др. [40], она выполнена образованиями, объединяемыми в терригенную тонкообломочную формацию мощностью около 3,5 км. Дислокации в Прикеруленском прогибе характеризуются напряженностью, отличаясь дисгармонией складок и сильным квиважом.

Борзинская моногеосинклиналь характеризуется наиболее длительным и прерывистым развитием, с четким смещением оси прогиба во времени с запада на восток. В строении прогиба принимает участие вулканогенно-терригенная формация мощностью 2,0 км. Ей соответствует усть-борзинская свита девонского возраста. В составе этой свиты существенную роль играют вулканиты основного, среднего и кислого состава. Структурно согласно, но возможно с размывом выше залегает вулканогенно-терригенная формация мощностью около 3,5 км. Ей соответствует уртуйская свита раннекаменноугольного возраста. Каменноугольные вулканиты характеризуются преимущественно основным и средним составом. С перерывом, отвечающим намюрскому времени, выше залегает вулканогенная формация среднего карбона — ранней перми, состоящая из вулканитов среднего и кислого состава, заключающих прослойки терригенных пород и линзы рифогенных известняков.

Девонские и каменноугольные существенно вулканогенные отложения приурочены к зоне Восточно-Агинского долгоживущего глубинного разлома и достаточно четко обособляются в своеобразную приразломную зону типа шовной.

Разрез геосинклинального комплекса Борзинского прогиба завершают верхнепермские отложения, выделяемые в вулканогенно-терригенную формацию мощностью до 6,0 км.

Структура Борзинской моногеосинклинали в целом асимметричная. Восточное ее крыло наложено на геосинклинальные структуры байкалид; оно более крутое и глубокопогруженное. Западное крыло структуры наложено на юго-восточную окраину Агинского срединного массива; оно отличается более простым строением и более пологое. Различными свойствами гетерогенного докембрийского фундамента объясняются, по-видимому, изометричные очертания девонского частного прогиба и линейные — пермского.

В орогенный этап развития Борзинской моногеосинклинали на площади древних Газимуро-Шилкинской и Приаргунской структур байкалид сформировался ареал позднепалеозойско-раннемезозойских окологеосинклинальных гранитоидов.

Таким образом, процесс замыкания герцинских моногеосинклиналей протекал асинхронно. В астурийскую фазу (конец карбона) замкнулась (в основном) Хангайская структура. Хэнтэй-Даурская моногеосинклиналь замкнулась в заальскую фазу (ранняя пермь). Замыкание Борзинской моногеосинклинали произошло в пфальцкую фазу герцинского цикла (между пермью и триасом). Тем самым устанавливается омоложение возраста герцинских геосинклинальных комплексов по мере движения с запада на восток и северо-восток, все более удаляясь от Зайсано-Гобийской эвгеосинклинали. Кстати, последняя замкнулась ранее всего — в судетскую фазу (между визе и намюром).



К эпигерцинским орогенным структурам относятся Предхэнтэйский терригенно-вулканогенный прогиб, Селенгинский вулканический пояс и ряд небольших межгорных впадин, выполненных образованиями позднего палеозоя — раннего мезозоя [36, 161, 8].

Предхэнтэйским, или Южно-Хэнтэйским, прогибом именуется совокупность разновеликих межгорных впадин и грабен-синклиналей, широко распространенных в Центрально-Монгольской складчатой области. Среди них наиболее крупными являются Северо-Гобийская и Ульдзинская впадины. Важным элементом структуры прогиба является Салхитская, Ценхиргольская мульды и другие [161]. В структурном отношении Предхэнтэйский орогенный прогиб приурочен к Дзагинскому зеленосланцевому прогибу байкалид.

Предхэнтэйскому прогибу свойственна сложность строения и асинхронность формирования частных структур. Его заложение произошло еще в среднем — позднем карбоне, когда накапливались морские молассы песчано-алевролитового состава. Основным периодом формирования прогиба была ранняя пермь, когда происходило массовое формирование вулканитов и вулканогенно-молассового комплекса. В составе вулканитов выделяются базальты, андезиты, дациты и липариты, но преобладают средние и кислые разности, относящиеся по петрохимическим особенностям к типу высокоглиноземистых щелочноземельных серий, а по составу пород и их парагенезам — к орогенной андезит-липаритовой формации.

Структурное оформление прогиба произошло в поздней перми — раннем триасе. В это время преимущественно в его осевой части происходило накопление терригенных образований — моласс, в основном континентального происхождения, хотя на северо-востоке Центральной Монголии в это время формировались морские молассы.

Выделяется несколько возрастных генераций конседиментационных впадин и мульд с неодинаковым периодом развития и разных размеров. Примечательна миграция оси в процессе развития наиболее крупной Северо-Гобийской впадины.

Образования прогиба характеризуются сложным рисунком складчато-глыбовых деформаций, проявившихся между поздним триасом и средней юрой. Крупные ступенчато-глыбовые зоны прогиба осложнены мелкоблоковыми структурами. Характерны различно ориентированные куполовидные, брахиантиклинальные и брахисинклинальные штамповые складки. Известны также субширотные линейные узкие зоны сжатых складок, указывающие на проявление не только вертикальных движений, но и горизонтального стресса, ориентированного по меридиану. Эпоха проявления этого стресса (между триасом и юрой) совпала с началом яньшаньских деформаций.

Селенгинский вулканический пояс развивался в перми — ранней юре на территории Орхонско-Малханской зоны карелид. Южным бортом он наложен на ранне сформировавшийся Орхонский ниже-среднекаменноугольный орогенный прогиб. Поэтому часто орогенные образования бассейна Орхона и Селенги выделяются под наименованием Орхоно-Селенгинского прогиба [161].

В строении Орхоно-Селенгинского прогиба принимают участие три комплекса отложений — ранне-среднекаменноугольный терригенный (прибрежно-морская сероцветная песчано-алевролитовая моласса), пермско-раннетриасовый вулканогенно-осадочный (вулканогенная моласса) и средне-позднетриасово-раннеюрский терригенно-вулканоген-

ный (континентальная грубообломочная терригенно-вулканогенная моласса).

Каменноугольный Орхонский прогиб имел палеогеографические связи с Хангай-Хэнтейской моногеосинклиналью, хотя структурно они были разобщены пологим орогенным поднятием, существовавшим на месте Куналейского прогиба байкалид [8, 161]. Уже в каменноугольном прогибе четко проявлена асимметрия строения вкост его простираения, что выражается в сокращении мощностей и формационном преобразовании толщ по мере их прослеживания с юга на север. Более тонкообломочные и более мощные (до 2000 м) отложения свойственны при этом зонам, приближенным к герцинским моногеосинклиналям.

Во вторую половину карбона на большей части Орхонского прогиба господствовала континентальная пауза, не сопровождавшаяся, однако, тектоническими деформациями и существенным размывом ранее накопившихся отложений.

В перми (или пермо-карбоне) и раннем триасе обширные пространства Орхонско-Малханской зоны были охвачены мощным процессом наземного вулканизма, в результате чего обозначились контуры собственно Селенгинского вулканического пояса.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования перми А. А. Моссаковский и О. Томур-Тогоо (1972 г.) выделили в хануйскую серию, подразделив ее на четыре толщи: 1) основных и средних эффузивов; 2) кислых эффузивов, 3) осадочно-вулканогенную, 4) основных эффузивов. Их максимальная суммарная мощность 10 000—12 000 м (в центральной части Селенгинского пояса). Выделяются две наземно-вулканогенные формации — базальт-трахибазальтовая и трахилипаритовая игнимбритовая. В центральной части пояса базальт-трахибазальтовая формация выделяется в нижней и верхней частях разреза.

Подробная характеристика состава и строения этих формаций приведена А. А. Моссаковским [107]. Отметим лишь, что по петрохимическим особенностям вулканыты Селенгинского пояса резко отличаются от одновозрастных формаций Центрально-Монгольской складчатой области общим субщелочным характером, присутствием щелочных пород (трахибазальтов, калиевых щелочных базальтов, трахидацитов, трахилипаритов) и общей калиевой специализацией родоначальных магм.

Триасовые и раннеюрские образования Селенгинского пояса в формационном отношении мало чем отличаются от пермско-раннетриасовых. Они объединяются, по данным А. А. Моссаковского [107] и других геологов, в континентальные молассовую и вулканогенную формации. Широкое распространение они получили в Забайкальской части пояса [8]. Среди мезозойских вулканических поясов преобладают субщелочные основные и кислые разности. Мощность этих вулканогенно-молассовых образований от 2000 до 7000 м.

Таким образом, Селенгинский пояс принадлежит к структурам унаследованного типа развития, в отличие от большинства наложенных орогенных структур герцинского цикла. В то же время Орхонский прогиб резко наложен на структуры докембрийского фундамента.

О принадлежности Селенгинской и Предхэнтейской структур к орогенным эпигеосинклинальным герцинского цикла свидетельствуют, в частности, особенности их конседиментационного развития — закономерная миграция их осей в стороны от разраставшегося Хангай-Хэнтейского орогенного поднятия.

Уже давно установлено омоложение возраста вулканогенных образований пояса по мере его прослеживания с запада на восток. Подобное омоложение возраста проявлено и при прослеживании позднегерцинских вулканитов с юга на север складчатых областей Центральной Азии, сопровождаемое также нарастанием роли щелочей (в особенности калия) и глинозема в их составе [107, 161]. Считается, что изменение состава и возраста верхнепалеозойских вулканических пород с юга на север причинно связано с развитием позднепалеозойской — раннемезозойской Внутренне-Монгольской эвгеосинклинальной зоны. Возможно и иное объяснение зональности петрохимического состава вулканитов и их интрузивных аналогов. Эта зональность обусловлена, вероятно, особенностями строения коры структурных зон, на площади которых происходило формирование орогенных магматических пород, синхронных по времени становления эпохе активного развития Внутренне-Монгольской эвгеосинклинали. В этом случае находят объяснение «отклонения» от общей схемы нарастания щелочности в северном направлении (раннепермские вулканиты андезит-липаритового состава Хангайского прогиба герцинид и т. д.).

**Внешние геосинклинальные прогибы.** Параллельно с моногеосинклиналями развивался Сухэбаторский внешний геосинклинальный прогиб, наложившийся на окраины Средне-Гобийского и Керуленского блоков Сангилен-Приаргунской геосинклинальной зоны байкалид. Этот прогиб был выделен О. Д. Суетенко в качестве миогеосинклинального.

Сухэбаторский прогиб выполнен силурийско-нижекаменноугольным комплексом отложений, резко несогласно залегающим на подстилающих складчатых комплексах докембрия и нижнего кембрия. В его основании выделяется терригенно-карбонатная пестроцветная формация силура (венлок — лудлоу) мощностью 1,0—1,2 км. С разрывом, местами без него, выше залегают терригенно-карбонатная (рифогенная) формация нижнего — среднего девона мощностью 1,2—2,5 км, которую согласно перекрывает терригенная песчано-сланцевая (местами флишoidная) формация среднего — верхнего девона мощностью 2,0—3,0 км. Формационный ряд завершает локально распространенная карбонатно-терригенная формация нижнего карбона мощностью 0,5—1,0 км. По мере приближения к Зайсано-Гобийской эвгеосинклинальной зоне герцинид карбонатные толщи прогиба постепенно замещаются тонкообломочными терригенными, а среди девонских отложений появляются флишoidные толщи. Это указывает, вероятно, на генетическую связь Сухэбаторского прогиба с эвгеосинклиной, от которой он отделен крупным разломом. Об этом же свидетельствует и формирование каменноугольных орогенных гранитоидов, возрастные аналоги которых не известны на остальной площади Саяно-Байкальской системы. В то же время орогенные каменноугольные габбро-монцит-граносиенитовые и гранит-гранодиоритовые комплексы широко распространены в структурных зонах Южного геоблока Монголии [36].

Не ясна роль ордовикских зеленокаменных толщ, развитых на юге Сухэбаторской зоны. Нами они условно исключены из нее и рассматриваются в составе Зайсано-Гобийской системы. В таком понимании формационный ряд образований Сухэбаторской зоны практически амагматичен.

Складчатые дислокации образований Сухэбаторского прогиба носят преимущественно глыбовый характер. Они подробно описаны О. Д. Суетенко [155] и Л. П. Зоненшайном [62].

**Дейтероорогенные структуры.** В герцинскую эру на площади различных зон Саяно-Байкальской и краевой систем, но за пределами зон геосинклинальных регенераций, развивались процессы дейтероорогенеза и сопряженного с ним щелочного и щелочно-гранитоидного магматизма. Наиболее активно орогенное структурообразование происходило в обрамлении герцинских геосинклиналей. Строение средне-верхнепалеозойских орогенных структур подробно описано Л. П. Зоненшайном, А. Б. Дергуновым, А. А. Моссаковским, Н. С. Зайцевым, Е. Н. Алтуховым, В. А. Амантовым и другими исследователями.

Зарождение процессов герцинского дейтероорогенеза произошло, вероятно, в ордовике, синхронно с заложением Зайсано-Гобийской эвгеосинклинальной системы. Об этом свидетельствует наличие ордовикских карбонатно-терригенных пород в Баян-Хонгорской шовой зоне. Эти отложения заключены в протяженные тектонические клинья (объединяемые в Джаргалантуйский прогиб) и отличаются напряженностью дислокаций. Структурная позиция их не ясна. Нами они условно отнесены к дейтероорогенным образованиям герцинского цикла. Образования силурийского, девонского, каменноугольного и каменноугольно-пермского возраста также отнесены к орогенным, исходя из их формационных и структурных признаков (по одному из признаков принадлежность некоторых образований к орогенным решается не однозначно).

Силурийские (венлок-лудловские) орогенные структуры известны в Северо-Восточной Монголии и в Приаргунье (Шэрийнусский, Баилзитский, Зерентуйский прогибы). Расцвет орогенного структурообразования происходил в девонское и каменноугольное время, в эпоху заложения и интенсивного развития герцинских моногеосинклиналей.

В основании герцинских дейтероорогенных структур отчетливо устанавливается крупнейшее несогласие широкого регионального значения. Орогенные образования представлены морскими и континентальными молассами (терригенными, карбонатно-терригенными, вулканогенными и другими), причем морские и прибрежно-морские накапливались преимущественно в среднепалеозойское время; в позднепалеозойское время наряду с морскими получили распространение и континентальные молассы. Все эти образования локализованы во впадинах и прогибах, характеризующихся, как правило, простым внутренним строением. Преобладают брахиформные (мульдообразные) складки, но в приразломных участках прогибов или в приразломных грабенах или грабен-синклинальных прогибах отмечаются линейные складки, иногда пораженные квиважом (например, Шэрийнусский силурийский прогиб). Накопление орогенных образований на различных участках начиналось и заканчивалось в разное время, причем орогенные структуры подчас располагались поблизости друг от друга. Период их развития, как правило, короткий. Иначе говоря, наблюдается необычайное разнообразие орогенных структур, главные из которых показаны на рис. 31. Важной особенностью этих структур является их «миграция» по площади, выражающаяся в смещении разновозрастных прогибов по отношению друг к другу, и в перемещении контуров прогибов, развивавшихся наиболее длительное время (например, девонско-нижнекаменноугольный Павловский прогиб Восточного Забайкалья). Л. П. Зоненшайн [62] назвал эти прогибы «блуждающими». В том же смысле аналогичные прогибы Забайкалья выделялись под наименованием мигрирующих [2]. В размещении дейтероорогенных структур обнаруживаются пространственные, историко-хронологические и структурные закономерности.

Пространственные закономерности в размещении прогибов ордовикского и силурийского возраста выражаются в их тяготении к наиболее подвижным зонам складчатого основания, приближенным к Хангай-Даурской моногеосинклинали. Исключение составляет Зерентуйский силурийский прогиб, не подчиняющийся этой закономерности. Девонские прогибы пространственно тяготеют как к Зайсано-Гобийской эвгеосинклинали, так и к Хангай-Даурской и Борзинской моногеосинклиналям. Каменноугольные и каменноугольно-пермские прогибы явно тяготеют к регенерированным геосинклиналям. В целом ареал активного герцинского дейтероорогенного структурообразования ограничивался континентальными блоками, смежными с герцинскими геосинклиналями. Естественно, наиболее активно молассообразование происходило в структурных зонах Центральной Монголии.

Особое положение занимает Рыбинская впадина, развившаяся вдали от герцинских геосинклиналей, на окраине Сибирской платформы. Однако это «удаленное» ее положение не окажется аномальным, если учесть, что в герцинском этапе почти весь эпикаледонский континент Центральной Азии был вовлечен в орогенез, сопровождавшийся становлением щелочно-гранитоидных и щелочно-габброидных интрузивных комплексов вдоль оживших зон глубинных разломов. В створе Главного разлома Восточного Саяна и крупнейших разломов его оперения и развилась Рыбинская впадина.

Для отдельных блоков Сангилен-Приаргунской зоны устанавливаются частные закономерности. Так, В. А. Благонравов и др. [154] отмечают омоложение возраста морских среднепалеозойских прогибов при движении по территории Северо-Восточной Монголии с запада на восток. Однако это омоложение не подчеркивается особенностями силурийского осадконакопления, ибо в северных участках силурийского седиментационного бассейна (Баилзятская грабен-синклиналь) накапливались грубообломочные осадки, а в южных (Шэрийнусский прогиб) — более мористые карбонатно-песчаные отложения.

Историко-хронологические закономерности в размещении орогенных структур герцинского цикла проявлены в последовательной смене сфер влияния (индуцирующей активности) развивавшихся герцинских геосинклиналей на расположенные между ними континентальные блоки. Несмотря на большую активность и более раннее заложение эвгеосинклинальной системы герцинид, ордовикские и силурийские прогибы оказались приближенными к моногеосинклиналям. Большинство девонских орогенных структур сформировалось на площади южных, юго-восточных и восточных частей Сангилен-Приаргунской зоны. Каменноугольные прогибы, подобно ордовикским и силурийским, вновь «предпочли соседство» с моногеосинклиналями.

Структурные закономерности в распространении орогенных образований проявлены в двух аспектах — в морфологии складчатых дислокаций (структурно-морфологический аспект) и соотношении орогенных структур со структурами фундамента (структурно-исторический аспект).

Структурно-морфологический аспект выражается в зависимости между характером дислокаций в орогенных прогибах и структурным положением последних. Так, в приразломных прогибах обычны более напряженные линейные дислокации (Шэрийнусский и другие прогибы), на стабильных блоках фундамента орогенные образования собраны в простые, глыбовые складки (Зерентуйский, Павловский и другие прогибы).

Структурно-исторический аспект размещения орогенных образований выражается в том, что сгущение орогенных структур наблюдается на блоках фундамента байкалид Центрально-Монгольской системы, которые характеризовались слабо выраженными геоантиклинальными тенденциями развития в байкальском цикле. В связи с этим представляется возможным усматривать причину формационных особенностей герцинских орогенных структур не столько в различной степени переработки консолидированного субстрата [154], сколько в их конкретном структурном положении, в различной степени предшествующей консолидации тех или иных блоков этого субстрата.

Таким образом, в процессе герцинского тектогенеза активное наращивание континентальной коры происходило на месте зеленосланцевых прогибов байкалид — Куналейского, Мензинского, Дзагинского и отчасти Газимуро-Шилкинского. При этом важно подчеркнуть, что единой геосинклинальной области в герцинском этапе (как и в раннекаледонском) на территории Саяно-Байкальской системы не было. Другие структуры древнего фундамента подвергались в герцинском цикле в основном процессам переработки. Наиболее отчетливо последние проявились в северной части Саяно-Байкальской системы и в краевой системе. Они выражались в заложении межгорных и предгорных впадин, оживлении и заложении систем разломов, становлении магматических пород глубинного происхождения (сыннырский, сайженский и другие интрузивные комплексы). В совокупности процессы герцинской тектоно-магматической деятельности привели к усложнению структуры Саяно-Байкальской системы в разнообразных планах; она стала еще более гетерохронной по времени консолидации отдельных блоков, более сложно построенной и многоярусной.

## СТРУКТУРЫ МЕЗОЗОЙСКОГО ЦИКЛА

Вопрос о начале мезозойского тектогенеза не решается однозначно. Это обусловлено тем, что некоторые орогенные эпигерцинские структуры прекратили свое существование в раннем мезозое. По данным Л. П. Зоненшайна [62], в Джаргалантуингольском прогибе Монголии верхняя пермь структурно связана с нижним и верхним триасом. В позднем же триасе, как известно, началось бурное структурообразование в Забайкалье и вообще на востоке Азии. Поэтому условно за начало процессов мезозойского тектогенеза принимается рубеж среднего—позднего триаса.

Сведения о мезозойской тектонике Востока Азии содержатся в многочисленных публикациях. Их обобщающая характеристика приведена М. С. Нагибиной, Ю. В. Комаровым, П. М. Хреновым, Е. Н. Алтуховым, А. Д. Смирновым, Л. П. Зоненшайном, К. В. Боголеповым, В. Д. Ермиковым и другими исследователями.

В Саяно-Байкальской системе в мезозое сформировались структуры, принципиально сходные с раннекаледонскими и герцинскими.

В верхнем триасе в зоне Монголо-Охотского шва сформировался крупный Ингодино-Шилкинский прогиб, выполненный граувакковой и вулканогенно-граувакковой формациями суммарной мощностью от 2,0 до 6,0 км. По отношению к материнской эвгеосинклинальной систем Сихотэ-Алиня этот прогиб является внешним, по отношению к континенту — внутриконтинентальным, по структурно-тектонической приуроченности — шовным, а по формационным признакам — геосинклиналь-

ным, несмотря на свою эфемерность. Замыкание Ингодино-Шилкинско-го прогиба не сопровождалось формированием эпигеосинклинальных моласс, что свойственно внешним геосинклинальным прогибам раннекаледонской и герцинской эпох. Однако в отличие от последних рассматриваемый прогиб существенно вулканогенный, что объясняется его приразломным структурным положением.

К типу регенерированных геосинклинальных прогибов относится Восточно-Забайкальский раннеюрский флишоидный прогиб, испытавший складчатость и эпигеосинклинальный орогенез (среднеюрские молассы верхнегазимуурской свиты). Несмотря на кратковременность развития в прогибе накопилось до 4,0 км мощности осадочных пород. Особенностью структурного положения прогиба является то, что восточным своим бортом он наложен на Приаргунское геодантиклинальное поднятие. Это нашло, естественно, отражение в формационных особенностях нижнеюрских отложений западных и восточных частей прогиба [8].

Все остальные верхнетриасовые, юрские и меловые структуры Саяно-Байкальской системы относятся к дейтероорогенным. Они разнообразны по формационной характеристике и подразделяются на межгорные впадины и прогибы, протяженные рифтоподобные грабенсинклинали, вулканогенные и терригенные покровы [8]. Мезозойский дейтероорогенез сопровождался становлением разнообразных гранитоидов.

На крайнем юге системы, в Центрально-Монгольской зоне, в позднем мелу (и палеогене) накапливались красноцветные отложения платформенного чехла, более широко распространенные в структурных зонах Южной Монголии [63].

Важно подчеркнуть, что мезозойские дейтероорогенные структуры развивались не только синхронно с наложенными геосинклиналями, но и после отмирания последних; причем почти все они в структурно-историческом плане никак не связаны с замыканием мезозойских геосинклиналей. Развитие дейтероорогенных структур осуществлялось на фоне формирования крупных линейных сводовых поднятий и становления сети разломов, значительная часть которых заложила в более ранние геологические эпохи.

Анализируя соотношение мезозойских структур с домезозойскими, нетрудно видеть все ту же закономерность, проявленную в раннекаледонском и герцинском этапах развития. Так, мезозойские геосинклинальные регенерации происходили на месте зеленосланцевых прогибов байкалид (Газимуро-Шилкинский и Шилкинский прогибы). На площади консолидированных домезозойских структур формировались дейтероорогенные структуры, а также происходило становление щелочных и субщелочных гранитоидов.

## **О РОЛИ РАЗЛОМОВ В ФОРМИРОВАНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ**

В общей структуре Саяно-Байкальской системы важнейшее значение принадлежит разломам. Большинство их является долгоживущими, глубинными. Описание разломов содержится в работах А. Д. Смирнова и др. [132], Л. И. Салопа [135], Л. М. Парфенова [124], Н. А. Берзина [18], С. М. Замараева [61], А. О. Вотеха [35], Е. С. Постельникова [129], Е. Н. Алтухова и др. [8] и многих других исследователей. В большинстве этих работ подчеркивается определяющая роль разло-

мов в становлении блоково-мозаичной структуры рассматриваемых регионов.

По своей значимости все разломы Саяно-Байкальской системы могут быть подразделены на краевые швы, региональные и прочие (рис. 32). По глубине заложения среди них выделяются глубинные (пресекающие кору насквозь) и коровые.

Многие региональные разломы трудно отличить от глубинных, так как те и другие контролируют размещение разновозрастных гранитоидов и вулканитов, а также орогенных структур и лишь мантийные породы являются непосредственными свидетелями их глубинности. Необходимо отметить, что часто глубинными называют протяженные разломы, к которым не приурочены проявления глубинного магматизма. Такие разломы нами рассматриваются как региональные, затухающие, по-видимому, в коре (коровые).

К краевым швам относятся разломы, ограничивающие Саяно-Байкальскую складчатую систему. Среди них выделяются разломы, отделяющие Сибирский кратон от эпикратонной геосинклинальной складчатой системы — Главный Восточно-Саянский, Татарский, Прибайкальский (Приморский), Становой и др., а также разломы, отделяющие Саяно-Байкальскую систему от межкратонных геосинклиналей палеозойской — Восточно-Саянский, Агардагский, Дзабханский, Ихэбогдинский, Ундуршилдинский и др. К ним приурочены проявления глубинного магматизма.

С течением времени структурное значение краевых швов менялось. В качестве примера укажем на Главный разлом Восточного Саяна (по Н. С. Зайцеву), заложившийся в начале протерозоя и сохранявший краевое значение до раннего рифея. В раннем рифее роль краевого приобрел разлом, ограничивавший «сублукский» геосинклинальный бассейн Присаянья и проходящий примерно от истоков Ангары к Восточному разлому Енисейского Кряжа. В последующую историю Главный разлом Восточного Саяна вновь приобрел краевое значение, разделяя структуры Саяно-Байкальской и краевой систем на орогенном этапе их развития. В венде и кембрие он контролировал ареал распространения платформенного чехла. В раннекаледонскую и герцинскую эры Главный разлом Восточного Саяна и оперяющие его разломы контролировали становление массивов щелочных и субщелочных гранитоидов, а также щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов.

В связи с временной утратой Главным разломом Восточного Саяна краевого значения возникают трудности в определении юго-западной границы Сибирской платформы, на что, в частности, обращали внимание М. А. Семихатов и Ю. А. Трапезников [143]. Одним из вариантов решения этого вопроса является выделение структур краевой системы, с внутренним ограничением которых совпадает зона Главного разлома Восточного Саяна.

Сходную тектоническую историю имеют и другие краевые швы. На важное их значение указывали Ю. А. Косыгин и И. В. Лучицкий, Н. С. Зайцев, С. М. Замараев, П. М. Хренов и другие исследователи.

Краевые швы во многом предопределили тектоническую судьбу Саяно-Байкальской системы и ее обрамления. Именно они способствовали формированию главнейших структурных направлений — северо-восточного и северо-западного, резко сочленяющихся на меридиане южной оконечности оз. Байкал и плавно сопрягающихся на том же меридиане в центральных и южных частях системы, в Монголии [11].

Помимо краевых швов, глубинные и региональные разломы широко распространены во внутренних частях Саяно-Байкальской и краевой



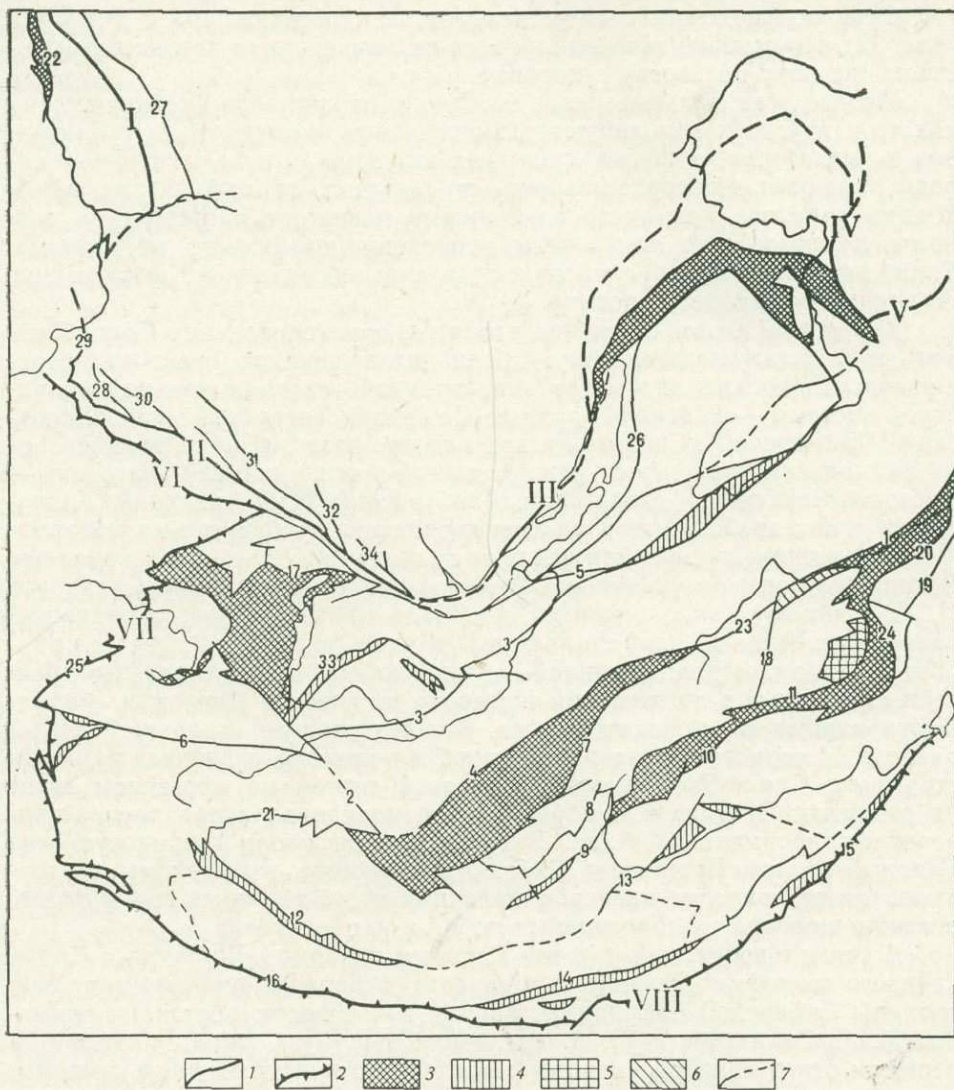


Рис. 32. Схема главнейших разломов Саяно-Байкальской системы.

Крайевые швы: 1 — ограничивающие дорифейскую Сибирскую платформу (I — Татарский, II — Главный Восточно-Саянский, III — Прибайкальский, IV — Ничатский, V — Становой); 2 — ограничивающие эпифрейский континент (VI — Восточно-Саянский, VII — Восточно-Тувинский, VIII — Главный Монгольский лимнемент); 3–6 — рифтоподобные зоны (3 — протерозойско-рифейские, 4 — рифейско-кембрийские, 5 — средне-позднепалеозойские, 6 — раннемезозойские); 7 — главнейшие региональные разломы: 1 — Шилкинский, 2 — Орхонский, 3 — Желтуринский, 4 — Баинголский (Чикойский), 5 — Уда-Витимский (Селенгино-Каларский), 6 — Хангайский, 7 — Иуругольский (Куналейский), 8 — Южно-Хэнтэйский, 9 — Северо-Гобийский, 10 — Ононский, 11 — Ульдзинский, 12 — Баян-Хонгорский, 13 — Керуленский, 14 — Дзэлгирский, 15 — Ундурилинский, 16 — Ихэбогдинский, 17 — Жомболоский, 18 — Ононо-Туринский, 19 — Газимуро-Борзинский, 20 — Борщевочный, 21 — Ундуруланский, 22 — Енисейский, 23 — Чикое-Ингодинский, 24 — Восточно-Агинский (Ононо-Борзинский), 25 — Агардагский, 26 — реки Большой Сухой, 27 — Восточный, 28 — Манский, 29 — Холбинский, 30 — Канский, 31 — Бирюсинский, 32 — Точерский, 33 — Аргынгольский, 34 — Савинский

систем. Вдоль крупнейших из них сформировались пояса гипербазитов, а также зоны повышенной проницаемости (шовные геосинклинали), в связи с чем они могут интерпретироваться, вероятно, как зоны Заварицкого — Бенюффа геологического прошлого.

Вдоль глубинных разломов иногда устанавливаются горизонтальные смещения блоков коры. Так, в зоне Главного разлома Восточного Саяна отмечаются левосторонние сдвиги и надвиги [18, 147]; надвиговые перемещения установлены вдоль Керуленского и других глубинных разломов.

Примечательной особенностью глубинных и региональных разломов является их преимущественно продольное простирание, согласное с простиранием региональных складчатых структур. Это указывает, очевидно, на то, что заложение основной сети разломов произошло в глубоком докембрии, синхронно с заложением протерозойско-рифейских геосинклиналей.

Помимо продольных, выделяются региональные поперечные разломы, часто именуемые тектоническими порогами. Это скрытые разломы фундамента, периодически проявлявшие свою активность в различные этапы тектонического развития Саяно-Байкальской системы, что нашло отражение в размещении фаций, формационных особенностях осадочно-вулканогенных образований, структурных и других признаках [8]. Одним из главнейших порогов является Косогольский, активность которого прослеживается с протерозоя до настоящего времени. Витимо-Бонинский поперечный разлом докембрийского заложения «рассекает» Саяно-Байкальскую систему насквозь, уходя своими флангами в тело Сибирской и Китайской платформ [128]. Поперечные разломы имеют чаще всего субмеридиональную ориентировку, согласную с генеральными простираниями архейских структур. Это отражает, вероятно, унаследованность в развитии инфраструктур, несмотря на их переработку в байкальском и последующих этапах развития, и не позволяет предполагать полную переработку и переплавление архейского субстрата в эпиархейскую историю.

Основные глубинные и региональные разломы показаны на схеме разломов (см. рис. 32). Все остальные многочисленные разломы Саяно-Байкальской системы отличаются более коротким периодом развития, малой глубиной заложения и осложняют в основном складчатые дислокации.

## Глава 5.

# ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СТАНОВЛЕНИЯ ФОРМАЦИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СТАНОВЛЕНИЯ ФОРМАЦИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Тектоническое районирование складчатых областей Центральной Азии по типу и характеру развития структур создало благоприятные предпосылки для выявления генетических связей между тектоникой и магматизмом в ракурсе современных представлений о закономерностях формирования континентальной коры. Ниже мы попытаемся показать, что характер этих связей менялся как на протяжении одного тектонического цикла, так и по мере смены этих циклов, но они всегда оставались устойчивыми. Одной из форм выражения этих связей является проявление структурно-магматической зональности.

### ТИПИЗАЦИЯ ФОРМАЦИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД НА ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ

Магматические породы являются индикаторами строения и состава земной коры. Многие исследователи справедливо отмечают, что эволюция магматизма в истории развития тектонических структур является вещественным выражением процессов эволюции коры во времени. В этой связи типизация магматических формаций наиболее рациональна в их соответствии с систематикой структур и с основными этапами их развития. При таком подходе к анализу формаций магматических пород становятся учтенными не только основные стадии или этапы их становления (магматизм инициальный — ранний синорогенный — поздний синорогенный — квазикратонный — устойчивых областей), на что нацелена в основном классификация Ю. А. Кузнецова [91], но и их структурное положение. Тем самым схемы классификации формаций Н. П. Хераскова и Ю. А. Кузнецова оказываются взаимосвязанными, что способствует выявлению наиболее общего и важного фактора — тектонических условий становления конкретных магматических формаций в процессе развития структур земной коры. Очевидно, что независимо от петрохимического состава формации магматических пород могут принадлежать различным классам, если их формирование происходило в период развития тектонических структур соответствующих классов. Следовательно, становление однотипных по составу формаций магматических пород в пределах гетерогенных структур на различных стадиях их развития, свидетельствует об асинхронном достижении сходного состояния коры в их пределах. Или иначе, образование различных по составу формаций магматических пород в пределах различных типов тектонических структур в одно и то же время указывает на различное

состояние коры в их пределах в данное время, по крайней мере на уровне магмообразования. Факт сходства состава магматических пород в пределах однотипных тектонических структур открывает пути поисков эндогенных месторождений, связанных с определенными формационными типами пород, на что обращали внимание многие исследователи.

Из изложенного следует, что понятие об инициальном, синорогенном, субсеквентном и финальном магматизме Г. Штилле, как о представителях различных стадий развития структур, становится неправомерным. Действительно, в настоящее время известно немало примеров тесного переплетения субсеквентного (кислого по составу, корового) и финального (основного по составу, глубинного) магматизма Г. Штилле с образованиями орогенного этапа развития. Поэтому многие исследователи стали воздерживаться от употребления терминов Г. Штилле применительно к магматизму, полагая, что они обозначают лишь формы его проявления, но не отражают смену стадий развития. Наглядные примеры такого переплетения приводят А. А. Моссаковский [107] из областей палеозойд Евразии, Е. Е. Милановский и Н. В. Коронковский [104] из областей Альпийского пояса Евразии и другие исследователи. Подобная «смесь» гетерогенных интрузивных образований имеет место и в Центральной Азии.

Учитывая сказанное, под магматическими формациями понимаются парагенетически связанные ассоциации магматических пород, объединяемые сходством состава и металлогенической специализации, что отражает сходство в строении коры на уровне магмообразования независимо от условий становления магматических пород и этапов развития тектонических структур. Представление о соответствии тех или иных формаций магматических пород строго определенным фациальным условиям их становления и этапам развития структур затушевывает эти условия и этапы, ибо они заранее постулируются в зависимости от состава магм и принятой концепции. Действительно, сходные условия формирования магматических пород могут возникать в различных этапах развития разнородных структур (конвергенция), но это не должно являться решающим аргументом в пользу отнесения ультраосновных пород, например рвущих молассы, к доорогенному, инициальному магматизму.

Расчленение всего многообразия магматических пород, широко распространенных в складчатых областях Центральной Азии, на конкретные формации принято в настоящей работе по О. М. Глазунову (основные — ультраосновные породы), В. В. Булдакову, А. И. Лучицкой, С. П. Гавриловой (гранитоидные породы), Л. С. Бородину (щелочные породы). Обоснование этого расчленения и сведения о составе и строении конкретных формаций содержатся в публикациях упомянутых исследователей, а также в работах И. М. Волохова, Г. В. Пинуса, А. С. Павленко, Р. А. Хасина, Р. М. Яшиной, В. С. Дворкина-Самарского, А. А. Бухарова, И. Н. Тихомирова, Л. А. Козубовой, Т. Я. Корнева, В. А. Амантова, Ю. В. Комарова, В. И. Коваленко, Ю. А. Борзаковского, В. А. Благодирова, Э. Г. Конникова, В. В. Велинского и других исследователей. Датировка возраста докембрийских интрузивных комплексов произведена в соответствии с принятой схемой стратиграфии докембрия.

Рассмотрение вулканогенных образований в данном разделе не производится, так как основные сведения о них были приведены при характеристике тектонических структур.

## МАГМАТИЗМ БАЙКАЛЬСКОГО ЦИКЛА

Основу магматической зональности байкальского цикла образуют зоны распространения гранитоидов — гранитоидные пояса (рис. 33). Им резко подчинены зоны распространения основных — ультраосновных пород, пояса которых пересекают, прерывают или разобщают обширные поля распространения докембрийских гранитоидов.

**Тектонические условия становления основных — ультраосновных пород и закономерности их размещения.** Основные — ультраосновные породы Центральной Азии подразделяются по петрографическому составу, минералого-геохимическим особенностям и металлогенической специализации на гипербазитовую и габбро-анортозитовую формации. Соответствующие им комплексы обозначены на рис. 34. Гипербазитовая формация иногда подразделяется на самостоятельные габбро-пироксенитовую и перидотит-троктолитовую.

К основным — ультраосновным породам относятся и породы габбро-диоритовой формации, развитые на площади Баргузино-Витимского срединного массива (икатский комплекс). Формирование большей части этих пород происходило в геосинклинальном этапе развития и лишь некоторых — в орогенном эпигеосинклинальном этапе, на основании чего они подразделяются на доорогенные и орогенные. Породы габбро-анортозитовой и габбро-пироксенитовой формаций характеризуют в основном геосинклинальный этап развития байкалид (сурнихинский, ранние фазы муйского комплекса), а перидотит-троктолитовой и габбро-диоритовой — орогенный этап их развития (довыренский, икатский и другие комплексы).

Более распространенными являются породы габбро-пироксенитовой формации. Они приурочены, как правило, к зонам шовных геосинклинальных прогибов и характеризуются одновременным становлением в пределах различных шовных зон. Однако большая часть основных — ультраосновных пород сформировалась в раннем рифее. Среди всего многообразия пород габбро-пироксенитовой формации наиболее распространенными и в то же время более поздними являются габброиды, которым свойственны безоливиновые разновидности (муйский и другие комплексы). Для пород формации характерна титановая металлогеническая специализация. По своему химизму они соответствуют толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов [80]. Важной особенностью геосинклинальных габброидов является их интенсивное контактово-метасоматическое взаимодействие с вмещающими породами.

Подчиненная роль собственно ультраосновных пород в составе габбро-пироксенитовой формации позволяет предполагать относительно неглубокое заложение разломов, контролирующих их размещение. Об этом же свидетельствует и факт парагенетической ассоциации вулканитов основного, среднего и кислого состава в разрезах геосинклинальных комплексов шовных зон.

Породы габбро-анортозитовой формации выделяются в зоне Станового краевого шва и являются, по-видимому, древнейшими в Центральной Азии.

Породы перидотит-троктолитовой формации, в которую иногда выделяют ранние фазы довыренского комплекса, приурочены главным образом к зонам глубинных разломов в пределах орогенных структур севера Бурятии. Для них характерны одноактность внедрения по механизму протрузий и соответственно слабо проявленные процессы кон-

тактового взаимодействия с вмещающими породами. Формации свойствен широкий спектр петрографических разностей пород — от дунитов до кварцевых габбро и диоритов, а отдельно взятым массивам — внутренняя расслоенность или кристаллизационная дифференцированность. Орогенные габброиды, в отличие от доорогенных, генетически,



Рис. 33. Схема размещения доорнекаледонских магматических образований Саяно-Байкальской системы. Составлена А. И. Лучицкой, В. В. Булдаковым и Е. Н. Алтуховым.

Формации: 1 — гипербазитовые и базитовые нерасчлененные; 2 — гранит-гранодиоритовые; 3 — гнейсо-гранитовые; 4 — гранитовые; 5 — гранит-лейкогранитовые; 6 — формации гранитов рапакиви; 7—9 — региональные разломы: 7 — краевые швы, ограничивающие Сибирскую платформу, 8 — краевые швы, ограничивающие рифейский континент, 9 — разломы, разграничивающие региональные структуры.

пространственно и во времени связаны как с ультраосновными, так и со средними по составу породами, образуя одно из звеньев единой цепи дифференциатов мантийного вещества. По своему химизму они соответствуют пикритам [80]. Среди специфических особенностей пород перидотит-троктолитовой формации примечательна их медно-никелевая металлогеническая специализация.

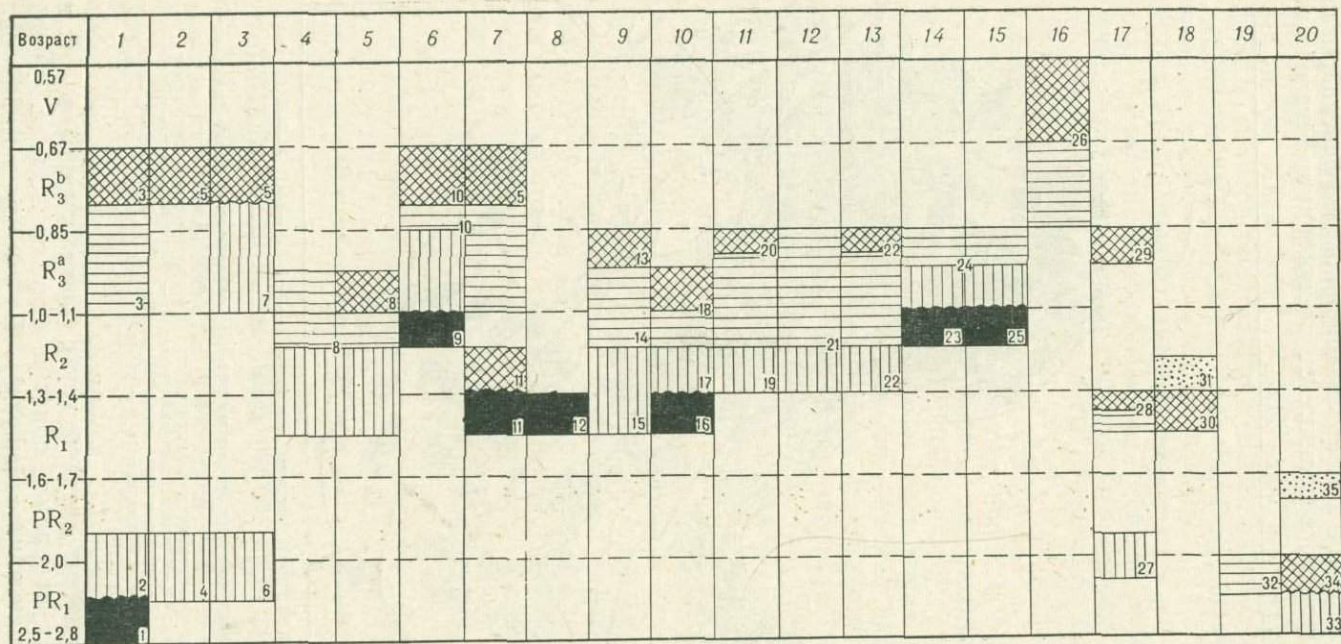


Рис. 34. Схема сопоставления дораннекаледонских интрузивных образований Саяно-Байкальской системы. Составлена А. И. Лучицкой, В. В. Булдаковым и Е. Н. Алтуховым (условные знаки см. на рис. 33).

**Саяно-Байкальская складчатая система:** 1 — структуры Становой зоны; 2 — Байкальское поднятие; 3 — Чуйско-Тонодско-Нечерское поднятие; 4 — Орхонский прогиб; 5 — Малханское поднятие; 6 — Баргузино-Витимский и Кяхтинский срединные массивы; 7 — структуры Байкало-Витимской зоны; 8 — Енисейский шовный геосинклинальный прогиб; 9 — Заангарское поднятие; 10 — Восточно-Саянская зона и Хамар-Дабанская подзона; 11 — структуры Сангиленско-Дзобханской подзоны; 12 — прогибы Центрально- и Восточно-Забайкальской зон; 13 — Приаргунское поднятие; 14 — структуры Окинско-Харальской зоны; 15 — Дзагинский прогиб; 16 — Байдаринский, Средне-Гобийский и Керуленский блоки. **Краевая система:** 17 — Присаянская зона; 18 — Прибайкальская зона; 19—20 — юго-западная окраина Алданского щита.

Интрузивные комплексы: 1 — каларский; 2 — древнестановые граниты; 3 — олекминский, олондинский (позднестановые граниты); 4 — ольхонский; 5 — тельмамский, конкудеро-мамаканский; 6 — чуйский; 7 — мамско-оронский; 8 — малханский; 9 — икатский, довыренский; 10 — баргузинский, мамско-оронский; 11 — муйский (ранние фазы); 12 — сурнихинский; 13 — глушихинский, согренский; 14 — тарарско-аяхтинский; 15 — посольненский; 16 — урда-окинский; 17 — тармар-дабанский, слюдянский; 18 — саянский; 19 — тесхемский, чжар-галантский; 20 — эрзинский, кыстарынский; 21 — газимуро-шилжинский, мензинский; 22 — урулюнгуевский; 23 — ильчирский, шишхидский; 24 — интрузивы гнейсогранитовой и гранитовой формаций Окинско-Харальской зоны и Дзагинского прогиба; 25 — интрузивы габбро-диоритовой формации Дзагинского прогиба; 26 — керуленская серия; 27 — таракский, онотский; 28 — саянский (Присаянье); 29 — бирусинский, белогорский; 30 — ирельский; 31 — приморский; 32 — субганский; 33 — куандинский; 34 — ничатский; 35 — кодарский

Некоторые исследователи перидотит-троктолитовые породы рассматривают в составе габбро-диоритовой формации, исходя из факта резкого количественного преобладания габброидов и диоритов в единой сложно построенной ассоциации основных — ультраосновных и средних по составу пород.

В габбро-диоритовую формацию объединяются породы икатского комплекса, представленного мелкими телами габброидов и диоритов, вытянутых вдоль зон глубинных разломов северо-западного простирания, пересекающих Баргузино-Витимский срединный массив. Их становление происходило после завершения процесса формирования сингеосинклинального чехла срединного массива, т. е. в условиях, сходных с эпиплатформенным орогенным режимом развития древних платформ. Не случайно поэтому по своим геохимическим и металлогеническим особенностям породы габбро-диоритовой формации сходны с траппами древних платформ.

Интересно отметить, что в строении перидотит-троктолитовой орогенной формации габброиды и диориты занимают крайнее место в ряду дифференциатов мантийного вещества. Среди орогенных же габброидов и диоритов, развитых в пределах Баргузино-Витимского срединного массива, мантийных пород не известно. Это позволяет предполагать либо меньшую глубину заложения разломов, секущих срединный массив, либо слабую эрозию габбро-диоритовых интрузивов. Более вероятным кажется первое предположение, поскольку в пределах Баргузино-Витимского срединного массива и в последующую историю тектонического развития происходило становление изверженных пород, принадлежащих магмам меньших глубин, в то время как за его пределами одновременно формировались магматические породы более глубинного происхождения.

Таким образом, докембрийские геосинклинальные и орогенные основные — ультраосновные породы Центральной Азии различаются уровнем зарождения исходных магм, временем и условиями становления, что отображается в ряде их петрохимических и металлогенических особенностей [9]. При этом более поздние по времени становления орогенные основные — ультраосновные породы являются более глубинными, косвенно указывая на разрастание мощности консолидированной коры к этому времени.

Геосинклинальные и орогенные основные — ультраосновные породы группируются в разновеликие пояса, иногда пространственно сближенные. Наглядным примером этого служат основные — ультраосновные породы Северо-Байкальского пояса, подразделяемые по ряду признаков на две ветви — Довыренскую и Чая-Нюрундуканскую [13, 45, 80]: Орогенные породы Довыренской ветви приурочены к зоне сопряжения Чуйского орогенного эпигеоантиклинального поднятия с Муйским орогенным эпигеосинклинальным прогибом и относятся к перидотит-троктолитовой формации. Геосинклинальные породы Чая-Нюрундуканской ветви приурочены к Муйскому шовному геосинклинальному прогибу и, следовательно, являются более древними, раннерифейскими. Они относятся к габбро-перидотитовой формации. На этом основании разновозрастные основные — ультраосновные породы Северного Прибайкалья рассматриваются нами в качестве самостоятельных поясов. Пространственная сближенность последних указывает, вероятно, на длительное функционирование систем глубинных разломов, незначительную трансформацию во времени их пространственных координат.



Поясам основных — ультраосновных пород Центральной Азии свойствен эшелонированный характер размещения, т. е. значительная протяженность при незначительной ширине (1,0—10,0 км × 100—500 км и более) и кулисообразное расположение массивов относительно друг друга в пределах пояса. Часто пояса этих пород приближены к границам шовных зон со срединными массивами и геоантиклиналями.

**Тектонические условия становления гранитоидных пород и закономерности их размещения.** Согласно сложившимся представлениям, докембрийские гранитоидные комплексы Центральной Азии считаются практически разновозрастными, сформированными в единый акт байкальской складчатости. Такая трактовка истории магматизма была обусловлена соответствующим представлением о развитии байкалид, хотя некоторые исследователи уже давно обращали внимание на противоречивость этой трактовки — широчайшее распространение и изохронность докембрийского магматизма при чрезвычайной длительности процесса развития протерозойско-рифейских геосинклиналей. Это противоречие становится еще более контрастным при сравнении процессов формирования докембрийских гранитоидов с фанерозойскими, ибо для последних уже давно установлен длительный процесс формирования поколений гранитоидов, несмотря на гораздо более короткий период развития фанерозойских геосинклиналей. В схемах тектонического районирования складчатых областей Центральной Азии не нашли объяснения и закономерности пространственного размещения ареалов докембрийского гранитоидного магматизма — обильное насыщение одних зон и угнетенное его распространение — в других. Установленные ранее закономерности связи между докембрийским магматизмом и тектоникой на примере байкалид Сибири носят в основном формальный характер.

Новые данные по докембрийской тектонике Центральной Азии позволили под новым углом зрения рассмотреть вопросы связей между тектоникой и гранитоидным магматизмом. Оказалось возможным расчленить докембрийские гранитоидные образования на систему разнотипных и разновозрастных орогенных формаций. Причем отчетливо распознаются синтетектонические раннеорогенные и дискордантные позднеорогенные гранитоиды. Выделяются конкретные формации: гранит-гранодиоритовая, гнейсо-гранитовая, гранитовая, гранитов рапакиви и гранит-лейкогранитовая. Соответствующие им интрузивные комплексы показаны на рис. 34.

Раннеорогенные гранитоиды не отличаются разнообразием петрографического состава и минералого-геохимических особенностей и объединяются в составе гнейсо-гранитовой формации. По химизму они относятся к калий-натровому типу.

Раннеорогенные гранитоиды распространены во всех структурных зонах Саяно-Байкальской системы, но наиболее широко в зонах балтийской и карельской складчатости (т. е. в восточном секторе), где они имеют и наиболее древний ранне-среднепротерозойский возраст. Подобным образом, становлением пород гнейсо-гранитовой формации сопровождалась эльсонская и грenvilleская фазы складчатости в структурных зонах западного сектора Саяно-Байкальской системы. Таким образом, в истории развития докембрийских структур Центральной Азии имели место четыре вспышки раннеорогенного гранитоидного магматизма, отмечавшего начало переходной стадии развития соответствующих структурных зон. Следует особо подчеркнуть, что

разновозрастные ареалы пород раннеорогенной гнейсо-гранитовой формации не пересекаются.

Важнейшим признаком пород гнейсо-гранитовой формации являются их конкордантное соотношение со складчатыми структурами и отсутствие четких контактов с вмещающими породами, с которыми они связаны «фациальными» переходами. Гнейсо-гранитам свойственны многочисленные ксенолиты и провесы кровли вмещающих пород, ориентированные, как правило, в соответствии с генеральным простиранием той или иной региональной тектонической структуры.

Породы гнейсо-гранитовой формации образуют обширные поля — ареалы, состоящие из большого числа разновеликих гранитоидных тел. Это указывает на всеобщий крупноводовый характер развития процессов раннеорогенной стадии и, следовательно, на площадное распространение фронта тепловых потоков, мигрировавших во времени с востока и севера Саяно-Байкальской системы в западном и южном направлениях. По этому признаку породы гнейсо-гранитовой формации резко отличаются от основных — ультраосновных пород, характеризующихся четкой локализацией вдоль зон разломов.

Среди формаций позднеорогенных гранитоидов широко представлены граниты нормального ряда. Они распространены в пределах разнообразных типов тектонических структур, формировались в различное время и в вертикальных рядах магматических формаций конкретных структур занимают не одинаковое место (см. рис. 34).

Примечательной особенностью позднеорогенных гранитоидов является естественная их связь с раннеорогенными гранитоидами. Наиболее отчетлива временная, пространственная и генетическая связь между ними в зонах эльсонской и гренвильской складчатости. Таковы дербинский и саянский комплексы Протеросаяна, чжаргалантский, эрзинский и кыстарысский комплексы Сангилена, посольненский, татарско-аяхтинский и глушихинский комплексы Енисейского Кряжа, керуленская серия гранитоидов Центральной Монголии и другие (см. рис. 34). В зонах карельской и особенно балтийской складчатости устанавливается значительный разрыв во времени между ранне- и позднеорогенными гранитоидами, приходящий на средний протерозой, ранний — средний рифей. Причем ряд позднеорогенных гранитоидов этих зон начинается, как правило, формированием гнейсо-гранитовых пород второй генерации, характеризующихся, однако, ограниченным распространением. Гнейсо-граниты второй генерации фиксируют начало эпохи зарождения и разрастания нового теплового потока на фоне разраставшихся контрастных тектонических движений позднеорогенной стадии развития балтийских и карельских структур. Этим, по-видимому, объясняется тот факт, что позднеорогенные гранитоиды пространственно группируются в так называемые гранитоидные пояса, приуроченные преимущественно к геоантиклинальным поднятиям. В пределах срединных массивов формировались гигантские ареал-плутоны, в строении которых существенная роль принадлежит, по-видимому, лакколлитам и межформационным гранитам.

В секторах большинства сквозных прогибов байкалид (зоны незавершенной складчатости байкалид) формирование орогенных гранитов происходило в небольшом количестве. Причем им не предшествовало формирование гнейсо-гранитов (олекминский, олондинский, газимуро-шилкинский и другие комплексы). В шовных прогибах орогенные гранитоиды относятся к гранит-гранодиоритовой формации (поздние фазы муйского комплекса и др.).

Первые граниты нормального ряда сформировались в раннем рифее в Присаянской зоне, где они пользуются относительно нешироким распространением (саянский комплекс). В среднем и позднем рифее, в эпоху эльсонского орогенеза позднеорогенное гранитообразование достигло расцвета, широко распространившись во все структурные зоны (саянский, мензинский, баргузинский и другие комплексы). Разрастание ареала позднеорогенного гранитообразования происходило в восточном направлении, т. е. в направлении, противоположном распространению раннеорогенных гранитоидов. На смещение во времени ареалов орогенного докембрийского магматизма из Присаянья в Протеросаян обратил внимание П. И. Шамес [1963 г.].

Завершающим членом вертикальных рядов докембрийских магматических формаций являются породы гранит-лейкогранитовой формации, свойственные, однако, лишь эпигеоантиклинальным структурам байкалид, а также Моклакано-Могочинскому, Баргузино-Витимскому срединным массивам и Муйскому шовному эпигеосинклинальному прогибу (поздние фазы саянского комплекса в Присаянье, кыстарынский, конкудеро-мамаканский комплексы, поздние фазы баргузинского и другие комплексы). Подобные породы известны в восточной части Становой зоны. Основным временем формирования пород гранит-лейкогранитовой формации явился поздний рифей, причем их становление иногда происходило без предшествующей стадии формирования нормальных гранитов (конкудеро-мамаканский комплекс Муйской зоны и др.).

В целом орогенные гранитоиды характеризуются наиболее дифференцированными и полными рядами формаций в пределах геоантиклинальных структур байкалид.

Дифференцированные ряды формаций орогенных гранитоидов свойственны перикратонным Присаянской и Прибайкальской зонам, причем в Прибайкальской зоне этот ряд начинается породами гранит-лейкогранитовой формации (ирельский комплекс) и заканчивается рапакивиподобными гранитами (приморский комплекс). Последние сформировались и на западной окраине Алданского щита (кодарский комплекс). Становление рапакивиподобных гранитов указывает, вероятно, на преобразование контролирующих их тектонических структур в так называемое вполне кратонное состояние.

Особым структурным положением и тектоническими условиями становления характеризуются гранитоиды онотского, таракского и куандинского комплексов, относящихся к гнейсо-гранитовой формации. Их становление происходило в стадию кратонизации Сибирской платформы и по своей сути они являются внегеосинклинальными, представляя одну из форм выражения процесса диасхизиса балтийской эпохи. От пород орогенных эпигеосинклинальных гнейсо-гранитовых формаций внегеосинклинальные гнейсовидные граниты отличаются повышенной кислотностью и щелочностью и сопровождаются пегматитовой жильной серией, специализированной на редкоземельное оруденение.

#### МАГМАТИЗМ РАННЕКАЛЕДОНСКОГО ЦИКЛА

Распространение интрузивных пород раннекаледонского цикла носит локализованный характер. В одних случаях это небольшие пояса, в других — сосредоточенные ареалы (рис. 35).

**Тектонические условия становления основных — ультраосновных, средних и генетически связанных с ними пород и закономерности их**

размещения. Основные и ультраосновные породы раннекаледонского цикла формировались, как и докембрийские, в геосинклинальном и орогенном этапах развития. Однако, в отличие от докембрийских, поч-

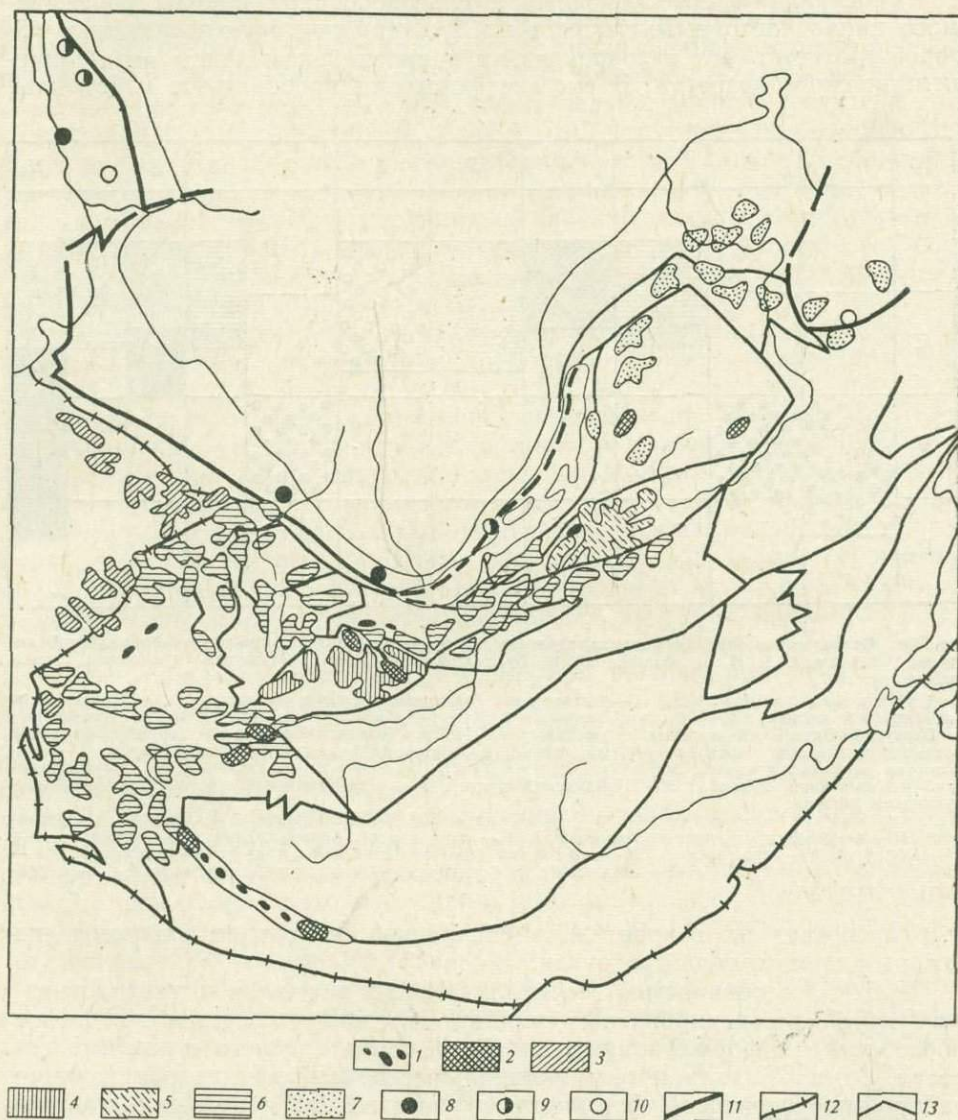


Рис. 35. Схема размещения раннекаледонских магматических образований Саяно-Байкальской системы. Составлена А. И. Лучицкой, В. В. Булдаковым и Е. Н. Алтуховым.

Формации: 1 — гипербазитовая; 2 — габбро-диоритовая; 3 — габбро-диорит-плагногранитовая; 4 — тоналит-диоритовая; 5 — габбро-монзонит-граносиенитовая; 6 — гранит-гранодиоритовая; 7 — гранит-граносиенит-щелочно-гранитовая; 8 — ультраосновных щелочных пород; 9 — щелочных габброидов; 10 — щелочных и нефелиновых сиенитов. Региональные разломы: 11 — краевые швы, организовывающие Сибирскую платформу; 12 — краевые швы, ограничивающие рифейский континент; 13 — разломы, разграничивающие региональные структуры

ти все основные и ультраосновные породы этого цикла являются протрузивными, без признаков явной расслоенности и кристаллизационной дифференцированности массивов. Для них характерны интенсивная серпентинизация, сосюртитизация, разлинзование и другие особенно-

сти, свойственные протрузиям. Почти все массивы имеют небольшие размеры и характеризуются хром-титановой металлогенической специализацией.

Геосинклинальные основные и ультраосновные породы описываемого цикла часто выделяются в габбро-перидотитовую формацию, которой соответствуют актоввракский и цакирский комплексы венд-раннекембрийского возраста. В составе формации преобладают габброиды,

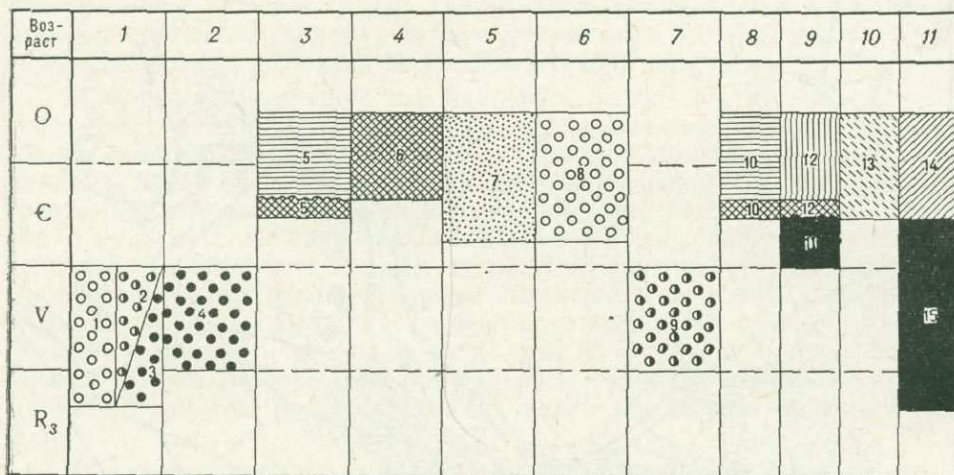


Рис. 36. Схема сопоставления раннекаледонских интрузивных образований Саяно-Байкальской системы. Составлена А. И. Лучицкой, В. В. Булдаковым и Е. Н. Алтуховым (условные знаки см. на рис. 35).

Структуры байкалид: 1 — Заангарское геоантиклинальное поднятие; 2 — Присаянская зона краевой системы; 3 — Восточно-Саянская и Хамар-Дабан-Сангиленская зоны; 4 — Кяхтинский и Баргузино-Витимский срединные массивы; 5 — Чуйско-Тонодско-Нечерское геоантиклинальное поднятие и Муйский геосинклинальный прогиб; 6 — западная окраина Алданского щита; 7 — Байкальское геоантиклинальное поднятие. Структуры ранних каледонид: 8 — Дзэбханский и Сархойский прогибы; 9 — Джидинский прогиб; 10 — Уда-Витимский прогиб; 11 — Кузнецко-Тувинская система.

Интрузивные комплексы: 1 — среднетатарский; 2 — чапинский; 3 — кийский; 4 — зиминский; 5 — тануольский внегеосинклинальный; 6 — атарханский, бирамынский; 7 — витимканский; 8 — сакунский; 9 — тажеранский; 10 — сархойский (тохтогеншилский и др.); 11 — цакирский; 12 — джидинский (ранние фазы); 13 — витимский; 14 — тануольский, маинский, ольховский; 15 — актоввракский, казырский

что указывает на относительно неглубокое заложение разломов, по которым происходила протрузия.

Важной особенностью геосинклинальных основных и ультраосновных пород регенерированных ранних каледонид является их четкое обособление в формационных рядах от пород среднего и кислого состава. Этим они, как и геосинклинальные докембрийские образования габбро-пироксенитовой формации, отличаются от основных — ультраосновных пород раннекаледонских эвгеосинклиналей Кузнецко-Тувинской системы, в пределах которых породы габбро-перидотитовой формации генетически, пространственно и во времени тесно связаны с породами габбро-диорит-плагиогранитной формации (актоввракский, тануольский комплексы и их аналоги).

Основные породы ранних фаз джидинского комплекса, датирующиеся средним кембрием, характеризуют орогенный эпигеосинклинальный этап развития ранних каледонид и выделяются в габбро-диоритовую формацию (рис. 36). Генетически, пространственно и хронологически они тесно связаны с породами тоналит-диоритовой формации, которую характеризуют образования поздних фаз джидинского комп-

лекса, датирующиеся поздним кембрием — ордовиком. Ареал образований джидинского комплекса приурочен к Слюдянскому зеленосланцевому прогибу байкалид, в пределах которого развивалась раннекаледонская Джидинская моногеосинклиналь. Это указывает на продолжение процесса формирования коры в секторе Джидинской структуры на протяжении раннекаледонского цикла. Однако сформированная в итоге вертикальная магматическая зональность здесь носит отчетливые признаки рекуррентной. Следовательно, процесс созидания и консолидации континентальной коры в этой структуре не завершился и после раннекаледонского тектоно-магматического цикла. Это позволяет предполагать, что формирование магматических очагов происходило в основном в коре, в условиях развивавшихся напряжений сжатия.

Интересно отметить, что незавершенность рядов магматических формаций свойственна также раннекаледонским эвгеосинклиналям Кузнецко-Тувинской и других систем.

Габброиды и диориты, а также связанные с ними генетически, пространственно и хронологически породы гранит-гранодиоритовой формации известны в секторах некоторых зеленосланцевых прогибов байкалид, за пределами наложенных раннекаледонских геосинклиналей (Окинский и другие прогибы), а также в Дзэбханском блоке байкалид, частично вовлекавшемся в раннекаледонском цикле в переработку в геосинклинальных условиях. Эти образования являются по существу дейтероорогенными. Они выделяются под наименованием «тануольского» и тохтогеншильского комплексов. Их «окологеосинклинальная» природа свидетельствует, с одной стороны, о слабой консолидации коры в секторах зеленосланцевых прогибов байкалид, а с другой, — о значительной активности раннекаледонского орогенеза. Последнее подчеркивается также широким распространением пород других дейтероорогенных магматических формаций этого времени на эприфейском континенте. Среди них выделяется габбро-диоритовая формация, к которой относятся мелкие приразломные тела бирамьинского и атарханского позднекембрийско-ордовикских комплексов, распространенных на территории Баргузино-Витимского срединного массива. Их становление происходило в орогенную метаплатформенную стадию развития структур эпибайкальской платформы. Не случайно, поэтому, по своим петрохимическим и металлогеническим характеристикам эти породы, как и аналогичные породы икатского комплекса, тождественны базальтоидам платформ.

К подщелочным разностям существенно средних по составу пород принадлежит образования витимского комплекса, характеризующие габбро-монзонит-граносиенитовую формацию. Становление этих пород осуществлялось в орогенный этап развития Уда-Витимской моногеосинклинали. Следовательно, образования витимского и джидинского комплексов разновозрастны и в геотектоническом отношении тождественны. Между тем различие между этими комплексами состоит не только в формационном плане, но и в их соотношении с другими магматическими образованиями. Так, в отличие от гетерогенных образований джидинского комплекса, которому предшествовали гипербазиты, образования витимского комплекса более однородны и генетически не связаны с какими-либо другими магматическими образованиями. Это указывает, вероятно, на относительно пассивное развитие Уда-Витимского прогиба в собственно геосинклинальном этапе (что подчеркивается отсутствием в его пределах основных — ультраосновных пород, а среди вулканитов — лав основного состава). Подщелоченность оро-

генных интрузивных образований витимского комплекса указывает в то же время на значительную степень консолидации коры в секторе Уда-Витимского прогиба, наложенного на окраину Баргузино-Витимского срединного массива. Иначе говоря, Уда-Витимский прогиб по ряду признаков сходен с орогенными структурами, а сопровождающий его развитие интрузивный магматизм — с дейтероорогенным.

**Тектонические условия становления щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород и закономерности их размещения.** Щелочно-основные и щелочно-ультраосновные породы раннекаледонского цикла распространены ограниченно. К ним относятся тажеранский комплекс щелочных габброидов в Западном Прибайкалье, зиминский карбонатитовый комплекс Присаянской зоны (Шарыжалгайский выступ), кийский карбонатитовый и чапинский щелочно-габброидный комплексы Заангарской части Енисейского Кряжа. Становление этих пород происходило в орогенную катаплатформенную стадию формирования чехла эпибайкальской платформы. В это время ожили крупнейшие глубинные разломы — краевые швы, а также возникли новые зоны разломов, вдоль которых формировались тафрогенные структуры. Именно эти разломы контролируют размещение всех ныне известных массивов щелочно-габброидных и щелочно-ультраосновных пород. Таковы Енисейская, Татарская, Главная Восточно-Саянская, Прибайкальская зоны глубинных разломов, побочные ветви которых осложняют Заангарское и Байкальское геосинклинальные поднятия, а также Присаянскую перикратонную геосинклинальную зону байкалид. Эпоха формирования щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород совпала во времени с эпохой спрединга в эвгеосинклиналях, обрамлявших эпирифейский континент Центральной Азии, в процессе которого происходило становление геосинклинальных ультраосновных и основных пород (актоврацкий и другие комплексы Кузнецко-Тувинской системы). Аналогичный структурный контроль осуществлялся над щелочно-основными и щелочно-ультраосновными породами южной окраины Алданского щита (Учуро-Майский район).

В геотектоническом отношении рассматриваемые породы тождественны гранитам рапакиви, формировавшимся в пределах древних платформ в авлакогенную стадию их развития. Те и другие указывают на высокую степень зрелости континентальной коры в секторах региональных тектонических структур, контролирующих их размещение. О высокой степени консолидации упоминавшихся структур эпибайкальского континента свидетельствует формирование в позднем докембрии — кембрии чехла платформенных отложений на их площади.

**Тектонические условия становления гранитоидных и щелочно-гранитоидных пород и закономерности их размещения.** Гранитоидные и щелочно-гранитоидные породы раннекаледонского цикла в геотектоническом отношении подразделяются на орогенные эпигеосинклинальные и дейтероорогенные. Все они формировались в конце кембрия — начале ордовика.

К орогенным эпигеосинклинальным относятся образования джидинского комплекса, объединяемые в тоналит-гранодиоритовую формацию. Их характеристика была приведена совместно с основными — ультраосновными породами.

К дейтероорогенным относятся образования среднетатарского и сакунского комплексов, объединяемые в формацию щелочных и нефелиновых снитов, а также витимканского комплекса, объединяемые в гранит-граносиенит-щелочно-гранитовую формацию. Структурный конт-

роль этих образований осуществлялся зонами разломов, рассекавших структуры эпирифейского континента, вследствие чего они образуют четко выраженные приразломные пояса.

Выделяется две генерации щелочных и нефелиновых сиенитов. Наиболее ранняя из них — позднерифейско-вендская — представлена образованиями среднетатарского комплекса, распространенного в Заангарской части Енисейского Кряжа. Становление этих пород происходило почти синхронно с формированием пород щелочно-ультраосновного и щелочно-габброидного состава. Однако структурный контроль над ними осуществлялся внутренними разломами, рассекавшими Заангарское геоантиклинальное поднятие, т. е. разломами рангом ниже, чем краевые швы и соответственно проникавшими на меньшую глубину.

Вторая генерация щелочных и нефелиновых сиенитов представлена образованиями сакунского комплекса позднекембрийско-ордовикского возраста. Эти породы распространены за пределами байкалид, на западной окраине Алданского щита. Период их формирования совпал с эпохой проявления эпиплатформенного орогенеза, охватившего Байкальскую горную область и прилежащие к ней районы Алданского щита.

В эпоху эпиплатформенного орогенеза сформировались и пояса пород гранит-граносиенит-щелочно-гранитовой формации (витимканский комплекс). Они распространены на площади гетерогенных структур основания — Баргузино-Витимском срединном массиве, Муйском шовном геосинклинальном прогибе и Чуйско-Тонодско-Нечерском геоантиклинальном поднятии байкалид, являясь, таким образом, сквозь-структурными. Это свидетельствует о сходстве глубинного строения коры в пределах разнотипных структур Байкальской горной области в позднекембрийско-ордовикское время. Отсюда следует, что все различия в глубинном строении коры структур Байкальской горной области, существовавшие в довендское (доплатформенное) время (что подчеркивалось специфическими рядами магматических формаций, свойственными каждой из региональных структур), были снивелированы к началу венда, о чем свидетельствует вовлечение их в венде в платформенное развитие.

### МАГМАТИЗМ ГЕРЦИНСКОГО ЦИКЛА

Тектоно-магматическая деятельность в герцинском цикле характеризовалась более широким и многообразным проявлением, чем в раннекаледонском. Примечательной особенностью герцинского магматизма является практически полное отсутствие основных — ультраосновных пород, представленных лишь маломощными базальтоидными лавами в составе среднепалеозойских комплексов регенерированных герцинских геосинклиналей, и, в то же время, чрезвычайно широкое распространение разнообразных гранитоидных, щелочных и щелочно-габброидных пород, формировавшихся в неодинаковых тектонических условиях (рис. 37).

В истории становления магматических образований герцинского цикла выделяется три фазы: в конце силура — начале девона, в конце раннего (эмс) — начале среднего девона (эйфель) и в позднем палеозое — в перми, пермо-карбоне или пермо-триасе. Эти фазы коррелируются с арденской (внутрисилурийской) или эрийской (конец силура — начало раннего девона), акадской (ранне-среднедевонской) или



бранденбургской Г. Квинринга и саальской (граница ранней и поздней перми) или пфальцской (пермо-триасовая) орогеническими фазами. Ранние фазы проявления магматизма сближены между собой во времени, заключительная же отделена длительным амагматичным периодом господства мало контрастных горообразовательных процессов, отмечающих на эпираннекаледонском континенте переходный режим развития от орогенного к платформенному или субплатформенному.

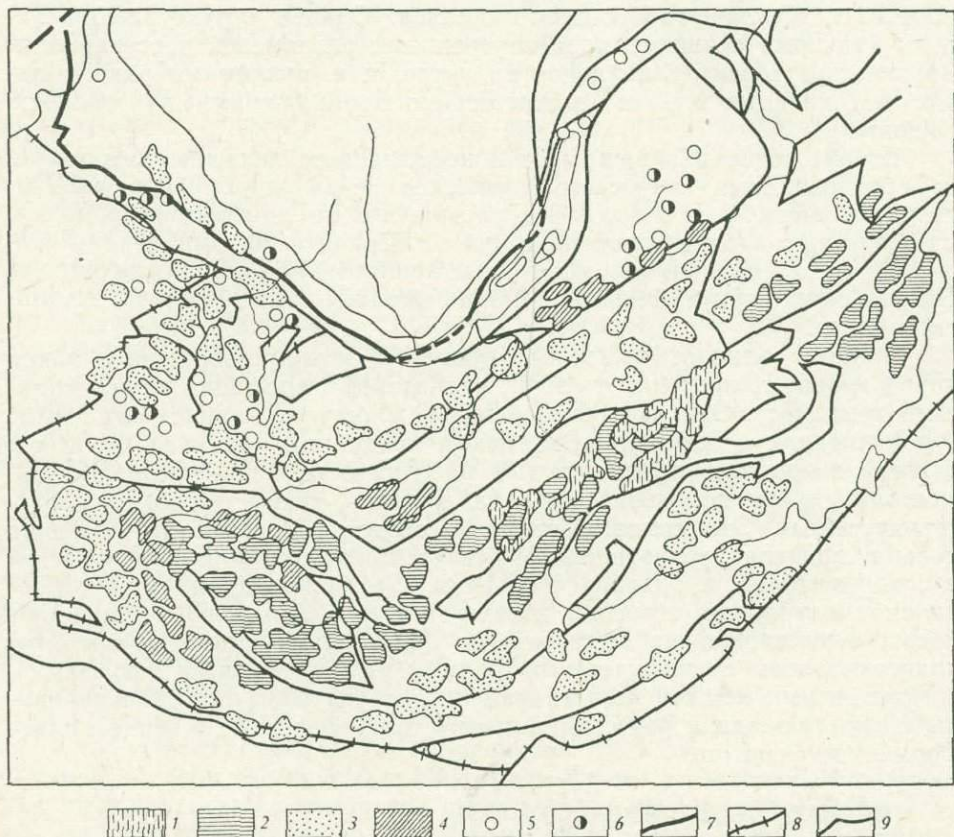


Рис. 37. Схема размещения герцинских магматических образований Саяно-Байкальской системы. Составлена А. И. Лучицкой, В. В. Булдаковым и Е. Н. Алтуховым.

Формации: 1 — гнейсо-плагригранитовая; 2 — гранит-гранодиоритовая; 3 — гранит-граносиенит-щелочно-гранитовая; 4 — гранит-алюбитовая; 5 — щелочных и нефелиновых сиенитов; 6 — щелочно-габброидная. Региональные разломы: 7 — краевые швы, ограничивающие Сибирскую платформу; 8 — краевые швы, ограничивающие рифейский континент; 9 — разломы, разграничивающие региональные структуры

Ранне-среднедевонская (акадская) фаза тектоно-магматической активности характеризуется наиболее узким диапазоном проявления, но чрезвычайно широким по существу глобальным распространением [96].

Становление интрузивных комплексов начальных фаз герцинского цикла сопровождалось интенсивным проявлением субсеквентного вулканизма.

Известно, что в конце силура — начале девона (местами с ордовика) в Центральной Азии, как и во многих других районах Земли, произошло зарождение мощного орогенического процесса, тектоническая природа которого рассматривается не в связи с геосинклиналь-

ной предысторией каледонид (как это обычно принято считать), а в качестве самостоятельного процесса, параллельного геосинклинальному герцинского цикла [8]. Формами выражения этого процесса явилось раздробление сформированной ранее коры эпираннекаледонского континента, рост поднятий, заложение межгорных впадин, излияние вулканитов щелочно-основного и субщелочного состава (базальт-андезит-липаритового, трахибазальтового, трахиандезитового и т. д.). Примечательно, что и на Сибирской платформе (Тунгусская синеклиза) примерно в это же время происходило излияние базальтов с возрастом 340 млн. лет. Все проявления внегеосинклинального магматизма герцинского цикла на эпикаледонском континенте Центральной Азии рассматриваются дейтероорогенными.

**Тектонические условия становления щелочно-габброидных, щелочных и щелочно-гранитоидных пород и закономерности их размещения.** В конце лудлова (даунтон) — начале раннего девона произошло становление щелочных габброидов дарлинского, сайженского и дахунурского комплексов, объединяемых в формацию щелочно-габброидных пород. Их размещение контролировалось зонами разломов, оживших или вновь возникших в начале герцинского цикла. Естественно, раскалывались в первую очередь наиболее консолидированные структуры байкалид — Присяянская перикратонная геоантиклинальная зона, Баргузино-Витимский срединный массив, структуры Сангиленско-Дзобханской подзоны и др. К щелочным габброидам принадлежат некоторые разновидности пород ботогольского комплекса, формировавшиеся, однако, в секторе менее консолидированной коры (Окинский зеленосланцевый прогиб байкалид). В геотектоническом и возрастном отношении щелочно-габброидные породы тождественны траппам Сибирской платформы. Тождественны они и базальтоидам орогенного комплекса, активно формировавшегося в это время на площади ранних каледонид Тувы, Хакассии и в других районах.

В акадскую орогеническую фазу тектоно-магматические процессы достигли кульминации (хотя их глубинность несколько снизилась) и уже в конце эйфеля интрузивная деятельность и вулканизм на раннекаледонском континенте Центральной Азии в основном завершились [98]. Среди магматических пород акадской фазы преобладают породы гранит-граносиенит-щелочно-гранитовой формации, в которую объединяются образования огнитского, дабанского, бугульминского, сангиленского (нерасчлененного), уругудеевского, тэсского, цаган-ундурского, нумургинского интрузивных комплексов, а также поздние фазы джидинского комплекса. Пространственно они группируются в протяженные пояса, протягивающиеся согласно с простираемостью региональных тектонических структур или же секущих эти структуры под острым углом. Главнейшие пояса пород рассматриваемой формации сосредоточены в западной части Саяно-Байкальской системы — в Восточно-Саянской, Окинско-Харальской, Хамар-Дабан-Сангиленской и Орхонско-Малханской зонах. В Орхонско-Малханской зоне происходит их «выклинивание» и замещение по простираемому пояса породами гранит-аляскит-гранитовой формации в объеме зазинского и холинского комплексов. Причем это замещение происходит в зоне перехода через границы региональных структур — из Орхонской структуры в Кяхтинскую и далее в Баргузино-Витимскую. Структурный контроль над размещением пород зазинского и холинского комплексов по-прежнему осуществлялся разломами, рассекавшими Баргузино-Витимский и Кяхтинский срединные массивы (Селенгино-Каларский и другие зоны раз-

ломов). Таким образом, докембрийские срединные массивы в герцинском цикле сыграли роль барьеров, ограничивших распространение пород гранит-граносиенит-щелочно-гранитовой формации. К тому же эти структуры расположены в тылу ареала герцинской тектоно-магматической активности, в зоне ее угасания. В целом породы гранит-граносиенит-щелочно-гранитовой формации являются сквозьеструктурными, так как размещаются в пределах разнотипных структур фундамента. Однако при переходе через границы региональных тектонических структур металлогеническая специализация конкретных интрузивов заметно меняется.

В последние годы группой ленинградских геологов (И. Н. Тихомиров, Л. А. Козубова и др.) развивается представление о синхронности формирования всех редкометаллоносных аляскитовых гранитов с повышенной щелочностью, широко распространенных в Северо-Западном Забайкалье вдоль зоны Селенгино-Каларского разлома. Эти гранитоиды объединяются ими в кыджимитский комплекс, абсолютный возраст которого по датировкам различными радиогеохронологическими методами оценивается в интервале 300—310 млн. лет (поздний карбон). При такой интерпретации заинский комплекс в предлагаемой нами схеме развития магматизма герцинского цикла должен рассматриваться в составе кыджимитского комплекса и помещаться примерно на уровне хангайского комплекса, что не меняет, однако, принципиальных выводов о тектонических условиях становления этих пород.

К гранит-граносиенит-щелочно-гранитовой формации относятся некоторые разности пород шараусольского комплекса. Формирование этих пород происходило в ранней перми, в связи с чем их удобнее рассмотреть совместно с магматическими образованиями поздних фаз герцинского цикла (рис. 38).

Еще более четко выраженным линейным размещением характеризуются пояса ниже-среднедевонских пород формации щелочных и нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов. В эту формацию объединяются образования севернинского комплекса Енисейского Кряжа, сынырского и акитского комплексов Забайкалья, ботогольского и хайламинского комплексов Восточного Саяна, танзекского и караадырского комплексов Тувы. Генетически или парагенетически они связаны, в одних случаях, с породами гранит-граносиенит-щелочно-гранитовой формации, в других, — с породами щелочно-габбронидной формации. Это подчеркивается не одинаковым структурным положением различных комплексов нефелинсодержащих пород, различным их соотношением с комплексами пород щелочно-габбронидной и гранит-граносиенит-щелочно-гранитовой формации, а также положением в вертикальных рядах магматических формаций конкретных зон. Так, породы караадырского комплекса Тувы генетически тесно связаны с породами щелочно-габбронидного дахунурского комплекса. Широкий спектр петрографических разностей пород от щелочных габбронидов до щелочных и нефелиновых сиенитов свойствен ботогольскому комплексу Восточного Саяна. Напротив, породы танзекского нефелин-сиенитового комплекса Тувы генетически тесно связаны с породами гранит-граносиенит-щелочногранитовой формации, с которыми они ранее объединялись в составе сангиленского комплекса. Очевидно, в этом случае нефелин-сиенитовые породы представляют собой крайние дифференциаты магмы существенно кислого исходного состава. Такое же происхождение имеют, видимо, рибекитовые граниты хайламинского и других комплексов Присяня и Восточного Саяна. Причем становление нефелин-сие-

нитовых пород хайламинского и танзекского комплексов осуществлялось уже в конце эйфеля — начале живета, в эпоху угасания тектономагматической активности и нивелировки тектонического рельефа, что способствовало накоплению щелочей и редких элементов. Этим, видимо, объясняется отчетливо выраженная редкометалльная металлогеническая специализация нефелин-сиенитовых пород — дифференциатов гранит-граносиенит-щелочно-гранитовой магмы, что резко отличает их

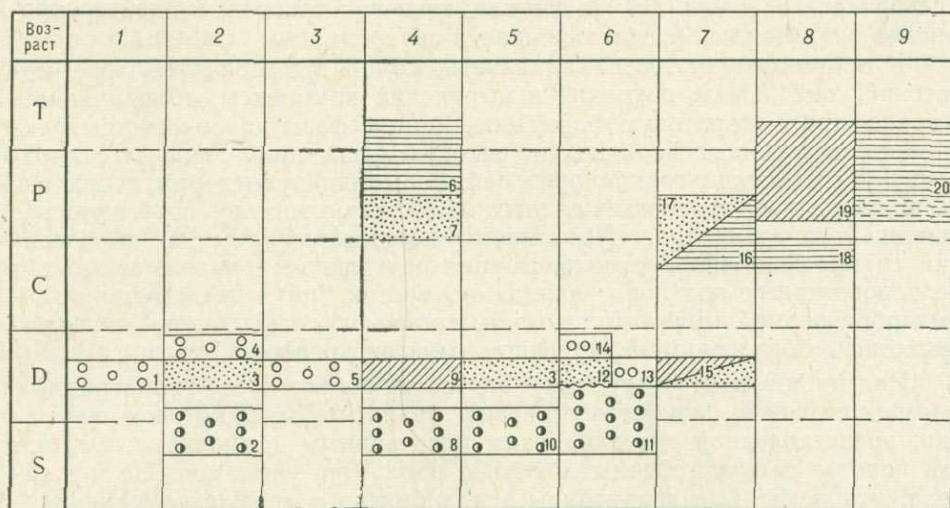


Рис. 38. Схема сопоставления герцинских интрузивных образований Саяно-Байкальской системы. Составлена А. И. Лучицкой, В. В. Булдаковым и Е. Н. Алтуховым (условные знаки см. на рис. 37).

Структуры байкалид: 1—2 — Присяянская зона; 3 — Байкало-Патомская зона; 4 — Восточно-Забайкальская, Орхонско-Малханская и Становая зоны; 5 — Восточно-Саянская и Хамар-Дабанская подзоны; 6 — Сангиленско-Дзабханская подзона; 7 — Байдаригско-Керуленская подзона. Структуры герцинид: 8 — Хангайский прогиб; 9 — Хентей-Даурский прогиб. Интрузивные комплексы: 1 — северинский; 2 — дарлингский; 3 — огнитский, бугульминский, дабанский, джидинский (поздние фазы); 4 — хайламинский; 5 — сыншурский, акитский; 6 — амананский; 7 — кударинский; 8 — сайженский; 9 — зазинский, холинский; 10 — ботогольский; 11 — дахунурский; 12 — сангиленский (без расчленения); 13 — караадырский; 14 — танзекский; 15 — тесский, нумургинский; 16 — тарбагатайский; 17 — шараусольский; 18 — хангайский; 18 — эгиндабинский; 20 — кыринский, даурский

от практически стерильных в этом отношении нефелин-сиенитовых же пород — производных щелочно-габброидной магмы. Иначе говоря, нефелин-сиенитовые породы Центральной Азии образовывались различными путями. Они образуют внешне сходные и близко одновозрастные конвергентные формации.

Количество нефелин-сиенитовые породы резко уступают породам гранит-граносиенит-щелочно-гранитовой формации. Пояса нефелинсо-держащих пород известны лишь в Восточном Саяне, Туве, Байкало-Патомском нагорье и Енисейском Кряже. Чаще всего они приурочены к зонам крупнейших разломов — краевым швам, региональным и другим, вдоль которых в герцинском цикле генерировались магмы щелочно-габброидного, а также щелочно-гранитоидного состава.

В целом, для дейтероорогенных магматических комплексов начальных фаз герцинского цикла характерно снижение глубинности уровней магмаобразования с течением времени, что согласуется с общей направленностью и последовательностью тектономагматических событий,

происходивших в среднем палеозое в Центральной Азии и других регионах земного шара [96].

**Тектонические условия становления гранитоидных пород и закономерности их размещения.** Все гранитоидные породы, кроме зазинского и холинского комплексов, сформировались в заключительные фазы герцинского цикла. Среди них выделяются орогенные эпигеосинклинальные гранитоиды, формировавшиеся в процессе орогенного развития Хангайской, Хэнтэй-Даурской, Борзинской моногеосинклиналей и Сухэбаторского внешнего геосинклинального прогиба, и дейтероорогенные гранитоиды, формировавшиеся за пределами герцинид.

К орогенным эпигеосинклинальным относятся гоби-алтайский, мататский, хангайский, даурский и кыринский комплексы, объединяемые в гранит-гранодиоритовую формацию. Ранние фазы даурского комплекса выделяются в гнейсо-гранодиоритовую формацию. Процесс становления пород гранит-гранодиоритовой формации происходил асинхронно в различных геосинклинальных ячеях герцинид, в соответствии с временем их замыкания. Поэтому в размещении орогенных образований гранит-гранодиоритовой формации отчетливо проявлена миграция разновозрастных ареалов с запада на восток (от раннекаменноугольных образований гоби-алтайского и мататского комплексов к пермотриасовым образованиям даурского и кыринского комплексов).

Ряд герцинских орогенных эпигеосинклинальных гранитоидных формаций иногда завершают породы гранит-лейкогранитовой формации, представленной эгиндабинским интрузивным комплексом. Однако эти породы распространены локально вдоль зон разломов. Не исключено, что некоторые гранитоиды эгиндабинского комплекса принадлежат мезозойскому циклу.

Дейтероорогенные гранитоиды более разнообразны в формационном плане, но формировались почти синхронно — в пермское (частично пермо-триасовое) время. Пространственно они образуют латеральную магматическую зональность относительно моногеосинклиналей герцинид. Наиболее приближенная к ним зона распространения гранитоидов представлена тарбагатайским, ундинским и амананским комплексами, характеризующими гранит-гранодиоритовую формацию, конвергентную орогенной эпигеосинклинальной гранит-гранодиоритовой формации герцинского цикла. Структурное положение дейтероорогенных гранит-гранодиоритовых пород определяется их приуроченностью к структурам байкалид, обрамляющим моногеосинклинали герцинид. Это прежде всего геосинклинальные прогибы байкалид — Дзагинский, Газимуро-Шилкинский и Амазаро-Нерчинский, а также геоантиклинальные блоки — Байдаригский, Средне-Гобийский, Керуленский и Приаргунский. Важно отметить, что несмотря на формационное сходство орогенных эпигеосинклинальных и дейтероорогенных гранит-гранодиоритовых образований, имеют место их петрохимические различия, выражающиеся, в частности, в появлении среди дейтероорогенных пород подщелоченных разновидностей (сиенитов, монционитов и других). Примечательно и то, что пермские орогенные вулканиты Предхэнтэйского прогиба близки по химическому составу гранитоидам тарбагатайского комплекса.

Следующая зона дейтероорогенных гранитоидов представлена кударинским комплексом и некоторыми разновидностями шараусгольского комплекса, объединяемых в гранит-аляскит-гранитовую формацию. Пояса этих пород размещаются преимущественно в геоантиклинальных

структурах байкалид — Малханском поднятии, Байдаригском, Средне-Гобийском и Керуленском блоках Центральной Монголии.

Зона дейтероогенных гранитоидов, наиболее удаленная от герцинских моногеосинклиналей, представлена подщелочными разностями шараусгольского комплекса, относящимися к гранит-граносиенит-щелочно-гранитовой формации. К герцинским же принадлежат, возможно, образования малокуналейского комплекса [133], тоже относящиеся к гранит-граносиенит-щелочно-гранитовой формации. Пояса этих пород приурочены к упоминавшимся геоантиклинальным блокам Центральной Монголии и к Малханскому геоантиклинальному поднятию, т. е. к структурам с наиболее развитой корой континентального типа.

Не трудно видеть, что зоны разнотипных дейтероогенных магматических формаций позднегерцинской фазы образуют в пространстве овал, оконтуривающий Монголо-Амурскую складчатую область, подчеркивая локализованный характер герцинских тектоно-магматических процессов. Следовательно, эта зональность обусловлена процессами, протекавшими в секторах моногеосинклиналей герцинид.

Возможная ее причина заключается в различиях глубинного строения коры и степени ее консолидации в зонах позднегерцинского дейтероогенеза. Очевидно, магмы более глубинного происхождения свойственны более консолидированным зонам континентальной коры, каковыми являлись, естественно, геоантиклинальные поднятия байкалид.

В связи с изложенным, представляется мало вероятной возможность интерпретации этой зональности в соответствии с геодинамическими моделями тектоники плит, так как не устанавливается никакой зависимости между этой зональностью и процессами в Зайсано-Гобийской эвгеосинклинальной системе герцинид на любых стадиях ее развития.

Таким образом, в секторах моногеосинклиналей герцинид гранитоидные образования регенерированные, вертикальная магматическая зональность рекуррентная, а ряды магматических формаций в основном незавершенные. За их пределами магматическая деятельность герцинского цикла носила эпигенетический характер. Причем магматизм ранних фаз герцинского цикла отличается от позднегерцинского магматизма большей глубиной, большим разнообразием, значительно более широким распространением и изохронностью проявления. В отличие от позднегерцинского, этот магматизм характеризуется, в том числе, и иным происхождением — он обусловлен тектоническими процессами, протекавшими одновременно на эпикаледонском континенте и в герцинском океане Палеотетиса. Следовательно, раннегерцинская магматическая зональность является формой выражения глобального механизма тектогенеза в гетерогенной среде.

## МАГМАТИЗМ МЕЗОЗОЙСКОГО ЦИКЛА

В отличие от раннекаледонского и герцинского, мезозойский цикл тектогенеза характеризуется, как известно, своеобразием, что зафиксировано и в своеобразии мезозойского интрузивного магматизма. Обращает на себя внимание разнообразие форм его проявления, преимущественно гранитоидный состав, огромный ареал распространения, независимость формирования от развития мезозойских регенерированных геосинклиналей, общая меридиональная зональность, свойственная

структурам Тихоокеанского кольца. Ареал мезозойского магматизма смещен в восточный сектор Саяно-Байкальской системы (рис. 39), ограничиваясь с запада так называемым Косоогольским порогом (Великий геораздел Азии Д. П. Резвого).

**Тектонические условия становления гранитоидных и габбро-диоритовых пород и закономерности их размещения.** Все интрузивные породы мезозойского цикла, развитые на эпигерцинском континенте

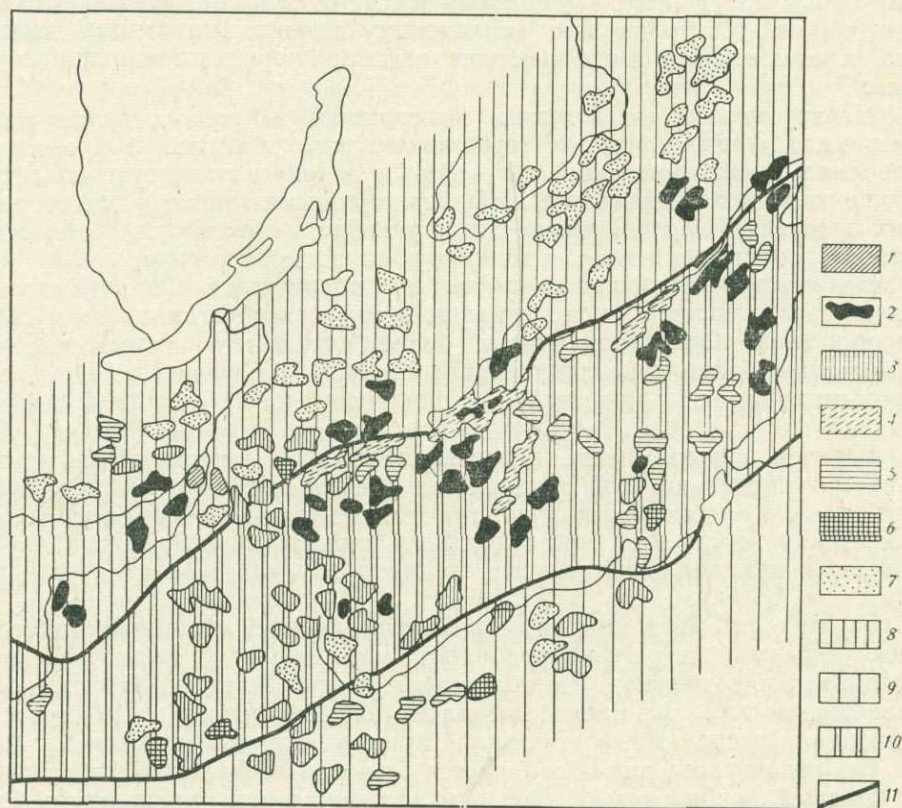


Рис. 39. Схема размещения мезозойских магматических образований Саяно-Байкальской системы. Составлена А. И. Лучицкой, В. В. Булдаковым, Е. Н. Алтуховым.

Формации: 1 — габбро-диоритовая; 2 — гранит-гранодиоритовая; 3 — гранитовая; 4 — разгневанная гранит-лейкогранитовая; 5 — гранит-алюкситовая; 6 — фтор-литиевых гранитов; 7 — гранит-граносенит-щелочно-гранитовая. Структуры домезозойского основания: 8 — Орхонско-Малханской, Становой зон и Хамар-Дабанской подзоны; 9 — Центрально-Монгольской зоны; 10 — Монгольско-Забайкальской зоны. 11 — наиболее крупные региональные разломы

Центральной Азии, относятся к дейтероорогенным, хотя породы шахтаминского гранит-гранодиоритового комплекса и кукульбейского комплекса гранитов, формировавшиеся вскоре после замыкания эфемерных поздне триасового Ингодино-Шилкинского терригенно-вулканогенного внешнего геосинклинального прогиба и раннеюрского Восточно-Забайкальского флишoidalного регенерированного геосинклинального прогиба, могут рассматриваться орогенными эпигеосинклинальными. В пользу этого, однако, свидетельствует лишь факт приуроченности их к структурам, закончившим геосинклинальное развитие, за пределы которых они далеко не распространяются.

Между тем разновозрастные и формационно сходные с ними гранитоиды широко распространены в других структурных зонах Центральной Азии. Так, с шахтаминским комплексом сходны гранитоиды джаргалантуйского комплекса Дзагинско-Керуленской зоны, сохондинского комплекса Куналейской и Мензинской зон, а также амуджикано-сретенского комплекса и его аналогов Орхонско-Малханской и Становой зон, объединяемых в единую гранит-гранодиоритовую фор-

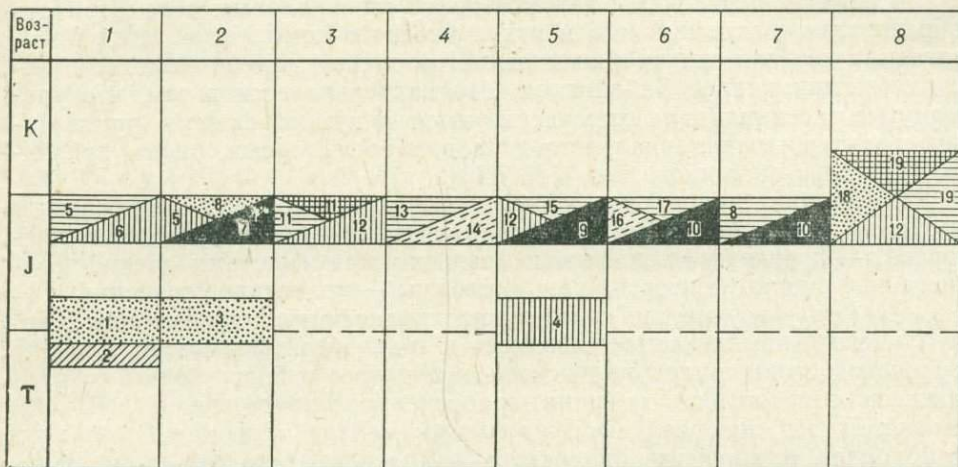


Рис. 40. Схема сопоставления мезозойских интрузивных образований Саяно-Байкальской системы. Составлена А. И. Лучицкой, В. В. Булдаковым и Е. Н. Алтуховым (условные знаки см. на рис. 39).

Структуры домезозойского фундамента: 1—2—Орхонско-Малханская и Становая зоны (1—Орхонский и Слюдянский прогибы байкалид, 2—Малханское геосинклинальное поднятие и Амазаро-Нерчинский геосинклинальный прогиб байкалид); 3—7—Монголо-Забайкальская зона (3—Хангайский прогиб герцинид, 4—Куналейский и Шилка-Ононский прогибы байкалид, 5—Хентейский прогиб герцинид, 6—Агинский срединный массив байкалид, 7—Приаргунское геосинклинальное поднятие байкалид); 8—Центрально-Монгольская зона (Байдаригский, Среднеобийский и Керуленский блоки Сангиленско-Приаргунского геосинклинального поднятия байкалид).

Интрузивные комплексы: 1—орхонская серия (селенгинский комплекс); 2—бичурский комплекс и его аналоги на территории МНР; 3—кудунский, малокуналейский; 4—жанчублинский; 5—6—гуджирский и его аналоги на территории МНР; 7—амуджикано-сретенский; 8—нерчуганский; 9—джаргалантуинский; 10—шахтаминский; 11—формация геохимического типа литий-фтористых гранитов; 12—интрузивы геохимического типа стандартных гранитов (по В. И. Коваленко); 13—асакан-шумиловский; 14—борщевочный; 15—харалгинский; 16—цаганолуевский; 17—кукульбейский; 18—хайдельгерханский; 19—шарахадинский

мацию (рис. 40). Не трудно видеть, что структурное положение перечисленных комплексов не одинаковое, не вполне одинаковыми, вероятно, были и условия их становления, что следует из характера соотношения гранитоидов этих комплексов со структурами фундамента (различная степень консолидации последнего, различие перерыва во времени между возрастом складчатости структур фундамента и эпохой становления гранитоидов и др.). Сходное проявление магматического процесса в гетерогенной обстановке указывает, вероятно, на конвергенцию магматических формаций, свидетельствующую о сходстве строения коры на уровне магмаобразования в пределах разнородных структур домезозойского фундамента.

Аналогичная конвергенция свойственна и гранитоидам кукульбейского комплекса, формационные аналоги которого выделяются под названиями гуджирского, иуругольского, шарахадинского, харалгинского, асакан-шумиловского комплексов, характеризующихся, однако, известными чертами различий в пределах различных зон домезозойского



фундамента. Это позволяет рассматривать каждую из названных групп магматических пород одной из форм выражения общего орогенического процесса в гетерогенной тектонической обстановке. В такой интерпретации гранитоиды мезозойского цикла оказываются подобными породам дейтероорогенных магматических формаций раннекаледонского и ранних фаз герцинского циклов тектогенеза с той лишь разницей, что процесс, противоположный орогеническому, происходил в позднем мезозое в эвгеосинклиналиях Сихотэ-Алиня.

В связи с изложенным кажется более справедливым рассматривать образования шахтаминского и кукульбейского комплексов дейтероорогенными, генетически не связанным с развитием наложенных мезозойских геосинклиналей Забайкалья. Это подчеркивается и тем, что упомянутые геосинклинали характеризуются редуцированными признаками структур геосинклинального типа и, в то же время, рядом признаков структур орогенного типа [86, 110].

В истории становления магматических пород мезозойского цикла в Центральной Азии фиксируются две фазы — позднетриасово-раннеюрская — древнекиммерийская и позднеюрская (местами средне-позднеюрская или позднеюрско-раннемеловая) — позднекиммерийская.

Раннюю фазу мезозойского цикла характеризуют гранитоиды жанчублинского комплекса, относящиеся к гранитовой формации, а также орхонской серии, малокуналейского, кудунского и бороундурского комплексов, относящиеся к гранит-граносиенит-щелочно-гранитовой формации. В эту же фазу сформировались мелкие штокообразные тела габброидов и диоритов бичурского комплекса и его аналогов, относящиеся к габбро-диоритовой формации. Ареал распространения последней контролируется зонами разломов, ограничивающих раннекаледонский Джидинский регенерированный геосинклинальный прогиб и древний Кяхтинский срединный массив (Желтуринская и другие зоны разломов). Габбро-диоритовые породы представляют собой, по-видимому, корневые аналоги базальтоидов, свойственных консолидированным зонам земной коры. Поскольку становление мезозойских магматических пород контролировалось зонами разломов, в дальнейшем под структурным положением формаций этих пород будет пониматься тип региональной тектонической структуры, в пределах которой они сосредоточены.

Согласно данным А. Г. Рублева и Л. А. Козубовой [133], возраст образований малокуналейского и бичурского комплексов пермский, что обосновывается, главным образом результатами определения их абсолютного возраста. При этом малокуналейский комплекс оказывается синхронным с амананским гранодиоритовым комплексом, совместно образующим протяженный пояс гранитоидных пород, приуроченный к древним структурам Орхонско-Малханской и Становой зон. Различия в составе этих комплексов, их геохимической и металлогенической специализации могут быть объяснены, вероятно, их неодинаковым структурным положением и, следовательно, не одинаковыми тектоническими условиями становления — щелочные гранитоиды малокуналейского комплекса контролируются Малханским геоантиклинальным поднятием зоны среднепротерозойской консолидации, а подщелочные гранодиориты амананского комплекса формировались в пределах Амазаро-Нерчинского геосинклинального прогиба зоны раннекарельской консолидации.

Пересмотр возраста малокуналейского и бичурского комплексов приводит к важным геологическим следствиям. Одним из них является

ся необходимость пересмотра истории развития магматизма в мезозое Забайкалья. В этом случае мезозойский магматический процесс представляется практически одноактным, протекавшим лишь в позднекеммерийскую фазу. Однако, поскольку возрастное положение малокуналейского и бичурского комплексов строго не доказано, нами они, как и большинством исследователей Забайкалья, рассматриваются ранне-мезозойскими.

Породы гранитовой формации приурочены к Дзагинско-Керуленской зоне (в основном к Хэнтею), вовлекавшейся в герцинском цикле в геосинклинальную регенерацию, т. е. к зоне с относительно свежим геосинклинально-складчатым фундаментом. Их формирование как бы продолжило процесс становления герцинских орогенных гранитоидов. Такая мысль напрашивается в связи с незавершенностью ряда магматических формаций, свойственного Хэнтей-Даурской зоне герцинид. Как уже отмечалось, этот ряд венчают породы даурского и кыринского комплексов, относящиеся к гранит-гранодиоритовой формации, в то время как в Хангайской зоне герцинид ряд орогенных гранитоидов полнее — его завершают породы эгиндабинского комплекса, относящиеся к гранит-лейкогранитовой формации. Граниты жанчублинского комплекса как бы дополняют ряд герцинских гранитоидных формаций Хэнтей-Даурской зоны. Иначе говоря, по структурному положению и месту в рядах магматических формаций образования эгиндабинского и жанчублинского комплексов сходны.

Согласно некоторым данным, в составе кыринского комплекса, в качестве его поздних фаз, выделяются аляскитовые граниты, сходные с поздними фазами жанчублинского комплекса. Если эти данные подтверждаются, то ряд гранитоидных формаций Хэнтей-Даурской зоны окажется аналогичным ряду формаций Хангайской зоны, а жанчублинский комплекс целиком или частично может занять положение, аналогичное гранитоидам эгиндабинского комплекса.

Образования гранит-граносиенит-щелочно-гранитовой формации группируются в два пояса. Южный пояс этих пород приурочен к структурам Центрально-Монгольской области (Средне-Гобийский, Керуленский и Приаргунский блоки) и частично к выступам докембрия в Хэнтей-Даурской зоне. Северный пояс подщелоченных гранитоидов контролируется древними структурами Орхонско-Малханской и Становой зон. Наиболее протяженным и сложно построенным является Северный пояс, образованный гранитоидами орхонской серии, малокуналейского и кудунского комплексов. Магматическим образованиям пояса здесь свойственна многофазность, полифациальность, нарастание во времени кислотности и щелочности, а также пространственная и генетическая связь с вулканитами Селенгинского пояса [36].

В составе орхонской интрузивной серии обычно описываются габбро-диоритовые породы, иногда подщелоченные (монцитонитоиды). Они рассматриваются нами в качестве аналогов бичурского комплекса, о структурном положении которого уже говорилось. В последние годы из орхонской серии выделили гранитоидные образования под наименованием селенгинского комплекса.

Южный пояс пород гранит-граносиенит-щелочногранитовой формации представлен бороундурским комплексом. Подобно, формационно сходным с ним, образованиям Северного пояса, породы комплекса тесно ассоциируют с одновозрастными им вулканитами Восточно-Монгольского пояса Центрально-Монгольской складчатой области. Позднетриа-

сово-раннеюрский возраст комплекса устанавливается достаточно уверенно [36].

Не трудно видеть, что структурное положение пород гранит-граносиенит-щелочно-гранитовой формации Северного и Южного поясов сходное. Сходны и многие петрологические, геохимические, структурно-петрологические и металлогенические особенности этих образований, в частности их редкометальная и редкоземельная металлогеническая специализация.

Необходимо отметить, что историко-тектоническая позиция поздне-триасово-раннеюрских гранит-граносиенит-щелочно-гранитовых образований не вполне определена. Уже отмечалось, что начало мезозойского цикла в Азии геологически строго не фиксировано. Одним из примеров этого является процесс формирования Селенгинского вулканического пояса и становления гранитоидов орхонской серии. Действительно, формирование вулканического пояса закончилось в перми — ранней юре. Тем не менее он был отнесен к орогенным образованиям герцинского цикла, несмотря на столь запоздалое, по отношению к этому циклу, время окончания его формирования. Орхонская же серия гранитоидов (и их аналоги), генетически и пространственно тесно связанная с поздне-триасово-раннеюрскими вулканитами этого пояса, по времени формирования относится к мезозойскому циклу. Это подчеркивается синхронным формированием других гранитоидов, не связанных с орхонскими, но принадлежащих мезозойскому циклу. В этой связи логичнее рассматривать образования Селенгинского пояса в рамках мезозойского цикла. Обособленное рассмотрение этих образований в составе смежных циклов продиктовано главным образом структурным соображениями. Они заключаются в том, что орхонская серия гранитоидов и продолжающие их по простиранию на восток гранитоиды малокуналейского и кудунского комплексов входят в единый ареал мезозойского дейтероорогенного магматизма в качестве его составных элементов. Образования же Селенгинского пояса своим западным флангом далеко выходят за западную границу этого ареала (фрагменты Селенгинского пояса известны в бассейне р. Тэсин-Гол у поселка Цэцэрлэг). Следовательно, формирование вулканического пояса не было причинно связанным с тектоно-магматическими процессами мезозойского цикла. «Скользкая» граница между герцинским и мезозойским циклами в данном случае проявилась наиболее отчетливо еще потому, что в общем плане размещения наложенных герцинских структур выявляется их омоложение по мере движения на восток к мезозойдам Тихоокеанского кольца. Строение Селенгинского вулканического пояса в этом отношении наиболее показательное, так как его образования именно омолаживаются от перми до юры при их прослеживании с запада на восток. В Орхонско-Малханской зоне в поздне-триасово-раннеюрское время произошло «перекрытие» тектоно-магматических процессов, сходных по происхождению (тихоокеанское влияние очевидно при формировании эпигерцинского Селенгинского орогенного вулканического пояса и при становлении древнекиммерийских интрузивных комплексов гранит-граносиенит-щелочно-гранитовой формации), но принадлежащих в историческом плане разным циклам.

Возможен вариант интерпретации поздне-триасово-раннеюрских гранитоидов в качестве орогенных завершающих фаз герцинского цикла, исходя из факта омоложения времени замыкания герцинских моногеосинклиналей по мере продвижения в восточном направлении. В этом случае, однако, рисуется более сложная картина структурной

эволюции, так как структуры герцинского и мезозойского циклов, оказываются в сложном латеральном взаимоотношении между собой.

Наиболее активно магматическая деятельность проявилась в поздней юре, когда формировались гранитоидные породы широкого петрографического и петрохимического спектра, образовавшие обширный ряд гранитоидных формаций — наиболее разнообразный за всю предшествующую историю развития гранитоидного магматизма в складчатых областях Центральной Азии. Ряд этих формаций представляется в настоящее время сформированным в достаточно узком интервале времени. Особенно это подчеркнулось после обоснования И. Н. Сребродольской и Л. А. Козубовой [153] позднеюрского или позднеюрско-мелового возраста гуджирского комплекса аляскитовых гранитов, широко распространенных в Орхоно-Малханской зоне Забайкалья.

В позднекимерийскую фазу орогенеза интрузивная магматическая деятельность несколько сместилась в основном в Монголо-Амурскую и Центрально-Монгольскую зоны. Примечательной особенностью проявления магматизма этого времени является перемежаемость ареалов и поясов разновозрастных образований, принадлежащих разнообразным формациям. Это свидетельствует об отсутствии линейной магматической зональности относительно зоны Монголо-Охотского шва, рассматриваемого в последнее время внутриконтинентальным аналогом трансформных разломов [64].

Четкая связь с региональными тектоническими структурами фундамента устанавливается для пород хайдельгерханского и нерчуганского комплексов, объединяемых в гранит-граносиенит-щелочно-гранитовую формацию. Распространение этих пород контролируется древними структурами Сангилен-Приаргунской (Байдаригский, Средне-Гобийский и Керуленский блоки) и Становой зон. Следовательно, их структурное положение и геотектонические условия становления тождественны таковым более древних комплексов той же формационной принадлежности — поздне триасово-раннеюрских и девонских. Девонские и позднеюрские гранит-граносиенит-щелочно-гранитовые породы, с одной стороны, и пермо-триасовые и позднеюрские — с другой, образуют пояса, нарастающие друг друга «по простиранию».

Отчетливо выраженной связью с зонами разломов характеризуются породы боршевичного и цаган-олуевского комплексов, условно объединяемые в гранит-лейкогранитовую формацию. Принадлежность ее к мезозойскому циклу нельзя считать достаточно обоснованной. Гнейсовидные разности этих гранитоидов образуют крупные массивы батолитового типа. Нередко и не без основания они относились к докембрийским. Действительно, их формирование необъяснимо без допущения мощного тектонического (в том числе термодинамического) процесса, который естествен в рамках докембрийского тектогенеза. В случае же мезозойского их возраста тектоническая природа этих пород становится трудно объяснимой. Орогенными эпигеосинклинальными они не могут рассматриваться не только по той причине, которая указывалась для образований шахтаминского и кукульбейского комплексов, но и потому, что расположены эти массивы в зонах обрамления Восточно-Забайкальской раннеюрской моногеосинклинали. Кроме того, мощный тектоно-магматический процесс, породивший эти гранитоиды, оказывается локально проявленным, так как мезозойские осадочно-вулканогенные толщи почти не метаморфизованы, а развитие мезозойских моногеосинклиналей завершилось более скромными результатами, нежели

становление гранитоидных комплексов типа борщёвочного. Для дейтероорогенных же мезозойских магматических образований не характерны гнейсовидные гранитоиды, к тому же столь крупных размеров. Важно отметить, что в последние годы из состава этих пород стали выделять штокообразные массивы аляскитовых гранитов, которые наиболее соответствуют образованиям гранит-лейкогранитовой формации. Возможно, что и гнейсовидные разности асакан-шумиловского комплекса представляют собой аналоги герцинского даурского комплекса. В связи с изложенным очевидно, что в вопросе о борщёвочном комплексе и его формационных аналогах еще много неясного.

Образования гранит-гранодиоритовой формации преимущественно распространены в зонах герцинских и мезозойских геосинклинально-складчатых структур. В зонах герцинских структур они характеризуются вулканоплутоническими ассоциациями (сохондинский, джаргалантуйский комплексы). В зонах мезозойских структур это преимущественно штокообразные тела (шахтаминский, амуджикано-сретенский комплексы). Причем, образования амуджикано-сретенского комплекса, распространенные в Малханской и Амазаро-Нерчинской структурах, отличаются характерной порфиоровидностью и повышенной щелочностью. Пояс их распространения маркирует, вероятно, границы поздне триасового Ингодино-Шилкинского внешнего геосинклинального прогиба, простиравшегося из Центрального Забайкалья далеко на восток, где он «сливался» с триасовыми эвгеосинклиналями мезозойского периода. В современной геологической структуре этот прогиб представлен лишь своими фрагментами в виде пространственно разобщенных грабенов.

Не трудно видеть, что в зонах распространения наложенных фанерозойских геосинклинальных структур ряды магматических формаций, как правило, незавершенные. Между тем синхронно с образованиями гранит-гранодиоритовой формации и по соседству с ними, но за пределами фанерозойских геосинклиналей (хотя и в зонах зеленосланцевых прогибов байкалид), происходило становление магматических пород гранит-аляскит-гранитовой формации, которые в сводном ряду магматических формаций можно рассматривать в качестве завершающих. Таковы породы асакан-шумиловского, харалгинского и шарахинского комплексов, приуроченные к зеленосланцевым прогибам байкалид, обрамляющих Хэнтей-Даурскую герцинскую моногеосинклиналь. Сходная позиция свойственна гранит-аляскит-гранитовым образованиям гуджирского и нуругольского комплексов, размещающихся в зоне Слюдянского зеленосланцевого прогиба байкалид. Отсутствие в пределах этого прогиба мезозойских образований гранит-гранодиоритовой формации указывает, вероятно, на то, что к началу мезозоя в его секторе кора характеризовалась большей зрелостью, нежели в зонах герцинской и мезозойской геосинклинальных регенераций. Соответственно становление гранит-аляскит-гранитовых образований происходило в секторе Слюдянской структуры шире, не только охватывая зеленосланцевый бордюр вдоль раннекаледонского Джидинского прогиба, но и проникая в пределы последнего.

В позднекеммерийскую фазу сформировались и фтор-литиевые граниты — крайние дифференциаты гранитоидных магм. Они приурочены к Агинскому срединному массиву и его вероятному продолжению на территории Монголии, а также к геоантиклинальным массивам байкалид Центральной Монголии. Формирование этих гранитов происходило, как это не трудно видеть, в наиболее спокойных тектонических

условиях, что способствовало обособлению их крайних дифференциатов, обогащенных летучими компонентами.

Таким образом, в пределах зеленосланцевых прогибов байкалид, оказавшихся в сфере мезозойской тектоно-магматической переработки (активизации), завершение формирования рядов магматических формаций или, что то же, процесса консолидации континентальной коры произошло в позднекеммерийскую орогеническую фазу.

### ОБЩИЕ ЧЕРТЫ МАГМАТИЗМА

Рассмотрение интрузивных магматических образований Центральной Азии на новой тектонической основе с учетом современных генетических представлений о процессах формирования континентальной коры позволило уточнить закономерности их эволюции в различных структурных зонах, сделать попытку объяснить природу латеральной и вертикальной магматической зональности, а также охарактеризовать общие черты эволюции магматизма.

Магматическая зональность складчатых областей Центральной Азии создавалась чрезвычайно длительно — около 2,5 млрд. лет в рамках четырех тектоно-магматических циклов — байкальского, раннекаледонского, герцинского и мезозойского (рис. 41). Однако основные черты этой зональности были созданы в процессе байкальского тектогенеза. Последующие проявления фанерозойского магматизма носили черты унаследованного в одних зонах и наложенного — в других. Унаследованное развитие магматизма свойственно зонам незавершенных складчатостей байкалид. Оно выражается в том, что на протяжении огромного отрезка геологической истории в пределах этих зон происходило становление поколений гранитоидов, формировавших незавершенные ряды магматических формаций, что определило рекурентный тип вертикальной магматической зональности, по И. В. Лучицкому. Лишь в некоторых зонах ряды формаций магматических пород были укомплектованы завершающими членами в позднекеммерийскую фазу тектогенеза. В зонах завершенной складчатости байкалид магматическая деятельность в фанерозое характеризовалась ярко выраженными чертами «наложенности» и сформировала эпигенетический тип вертикальной магматической зональности. О завершенности рядов магматических формаций свидетельствует становление в заключительные фазы тектоно-магматических циклов образований гранит-лейкогранитовой (или гранит-аляскит-гранитовой) формации. Соответственно в пределах каждой региональной тектонической структуры эта формация дважды, как правило, не формировалась, а в зонах завершенной байкальской складчатости она имеет наиболее древний возраст.

Иначе говоря, общей закономерностью развития магматизма в Саяно-Байкальской системе является формирование моноциклических рядов формаций магматических пород в зонах завершенной складчатости байкалид и полициклических рядов формаций магматических пород в зонах незавершенной складчатости байкалид.

Выделяется восемнадцать типов разновозрастных магматических формаций, в становлении которых выявляются историко-хронологические, пространственные и структурные закономерности (рис. 42).

Структурные закономерности развития и размещения магматических образований являются важнейшими в процессе формирования континентальной коры. Анализ стадийности развития докембрийских геосинклинальных структур Центральной Азии и соотношения разно-

типных структур с магматизмом отчетливо показывает, что в особенностях их геосинклинального развития находят отражение процессы формирования байкальского яруса новой континентальной коры, качества ее консолидации и вся последующая тектоно-магматическая судьба.

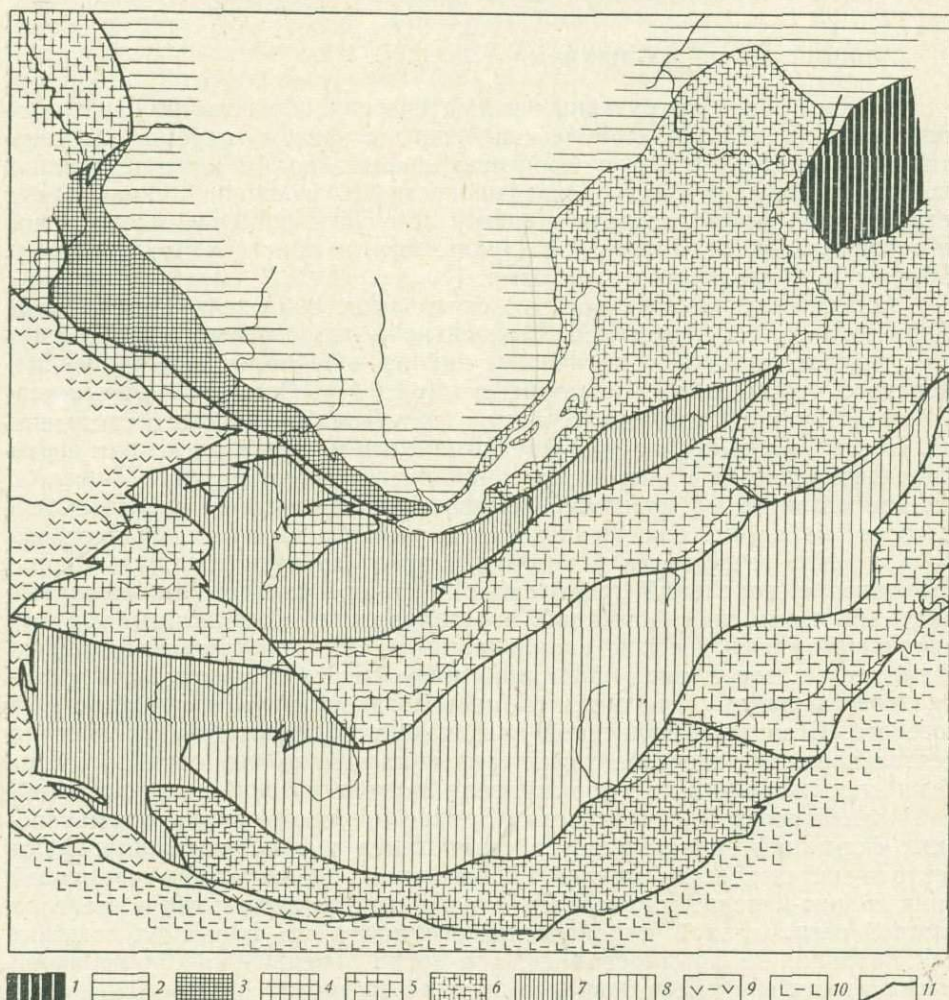


Рис. 41. Схема районирования Саяно-Байкальской системы по времени массового становления комплексов гранитоидных пород.

**Сибирская платформа:** 1 — западная окраина Алданского щита — область архейско-раннепротерозойской гранитизации; 2 — плита. **Зоны Саяно-Байкальской и краевой систем,** в которых массовое гранитообразование завершилось: 3 — в раннем рифее; 4 — в раннем — среднем рифее; 5 — в среднем — позднем рифее; 6 — в позднем рифее; 7 — в позднем кембрии — ордовике; 8 — в позднем палеозое — мезозое. **Структуры обрамления Саяно-Байкальской системы:** 9 — ранние каледониды Кузнецко-Тувинской системы; 10 — герциниды Зайсано-Гобийской системы; 11 — зоны глубинных и региональных разломов

Формации основных — ультраосновных пород, а также габбро-диоритовая свойственны только байкальскому и раннекаледонскому циклам тектогенеза. В геотектоническом отношении среди них выделяются доорогенные и орогенные. Примечательно преобладание среди

геосинклинальных формаций слабо дифференцированных габброидов и подчиненная роль собственно гипербазитов. Орогенные габброиды входят в состав единой ассоциации пород основного — ультраосновного состава в качестве одного из продуктов дифференциации мантийной магмы. Слабо дифференцированные орогенные габброиды малочисленны и характерны только для Баргузино-Витимского срединного массива. Таким образом, в отличие от океанических геосинклиналей, в секторах которых габброиды обычно рассматриваются в качестве продукта дифференциации мантии в процессе формирования континентальной коры и входят в состав офиолитовой ассоциации, в секторах докембрийских структур Центральной Азии разнотипные габброиды фиксируют различные стадии деструкции ранее созданной континентальной коры, различные геодинамические режимы развития структурных элементов. Отсюда естествен вывод о том, что офиолитовые ассоциации в их современном понимании — это частный случай парагенетически связанных между собой пород, главным образом, основного — ультраосновного состава и что в природе существуют ассоциации пород, конвергентные офиолитовой, но не имеющие с ней ничего общего.

Важнейшей чертой магматизма рассматриваемых регионов Центральной Азии является отсутствие образований габбро-диорит-плагногранитной формации в ее типичном выражении, свойственной переходной стадии развития океанических геосинклиналей, в том числе раннекаледонской Кузнецко-Тувинской системе. Аналогами этой формации в Саяно-Байкальской системе являются образования гранит-гранодиоритовой, тоналит-диоритовой и габбро-монзонит-граносиенитовой формаций, становлением которых сопровождалось орогенное развитие некоторых геосинклиналей байкалид, а также регенерированных раннекаледонских и герцинских моногеосинклиналей. Это подчеркивает эпикратонную природу геосинклиналей байкалид и эпиконтинентальную природу геосинклиналей фанерозоя.

Наиболее распространенными являются формации гранитоидных пород. Историко-хронологические закономерности в развитии гранитоидного магматизма выражаются в его формировании на протяжении огромного интервала времени — с раннего протерозоя до мезозоя, что свидетельствует о длительном процессе становления континентальной коры складчатых областей Центральной Азии. Выделяются четыре этапа гранитообразования, соответствующие четырем циклам развития, — байкальский, раннекаледонский, герцинский и мезозойский. В рамках байкальского цикла выделяются, в свою очередь, четыре эпохи тектоно-магматической активности, сопровождавшиеся становлением гранитондов.

Докембрийское гранитообразование носило широкий региональный характер — в это время в Центральной Азии сформировались крупнейшие гранитоидные пояса, гигантские ареал-плутоны. Гранитоидные пояса приурочены к зонам завершенной складчатости байкалид. В пределах поясов насыщение гранитоидами неравномерное. Выделяются своеобразные их «пережимы», приуроченные к геосинклинальным прогибам байкалид. Общей особенностью пространственного размещения гранитоидов в поясах является их разубоживание по мере движения на запад и юг по простиранию региональных структур Саяно-Байкальской системы.

Среди докембрийских гранитоидов широко распространены раннеорогенные синтетектонические гнейсо-граниты или мигматит-граниты. Динамика процесса их становления соответствовала закономерностям



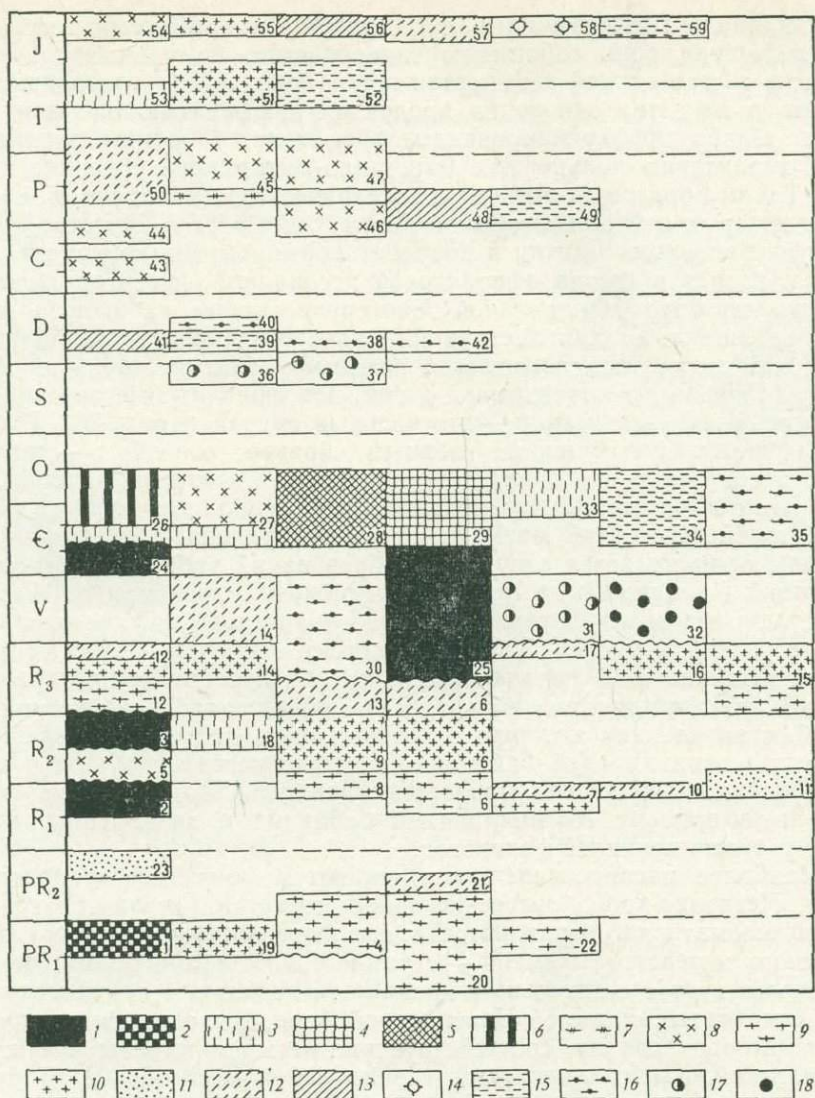


Рис. 42. Схема формационного расчленения плутогенных образований Центральной Азии.

Формации магматических пород: 1 — гипербазитовая; 2 — габбро-анортозитовая; 3 — габбро-диоритовая; 4 — габбро-диорит-плагиигранитовая; 5 — габбро-монцит-граносиенитовая; 6 — тоналит-диоритовая; 7 — гнейсо-гранодиоритовая; 8 — гранит-гранодиоритовая; 9 — гнейсогранитовая; 10 — гранитовая; 11 — гранитов рапакиви; 12 — гранит-лейкогранитовая; 13 — гранит-алякит-гранитовая; 14 — фтор-литиевых гранитов; 15 — гранит-граносиенит-щелочно-гранитовая; 16 — щелочных и нефелиновых сиенитов; 17 — щелочных габброидов; 18 — щелочных ультраосновных пород.

Комплексы байкальского тектоно-магматического цикла. Доорогенные: 1 — каларский; 2 — суринхинский, ранние фазы муйского; 3 — ильчирский, шихидский. Орогенные: 4 — чуйский, ольховский, древнестановой; 5 — поздние фазы муйского; 6 — малханский; 7 — саянский (Присаянье); 8 — согренский, глушихинский, тесхемский, чжаргалантский, дербинский, слюдянский, мензинский, ранние фазы урулунгуевского; 9 — саянский, зун-муринский, татарско-аяхтинский, каламзинский, средние фазы урулунгуевского, газимуро-шилжинский, эрзинский; 10 — ирельский, бирюсинский; 11 — приморский; 12 — баргузинский, мамско-оронский; 13 — посольненский, белогорский, хамар-дабанский, кыстарынский, поздние фазы урулунгуевского; 14 — керуленская серия; 15 — позднестановой; 16 — олекминский, олондинский; 17 — конкудеро-мамаканский, тельмамский; 18 — довыренский, икатский. Внегеосинклинальные: 19 — субганский; 20 — куандинский; 21 — ничатский; 22 — оюотский, таракский; 23 — кодарский.

Комплексы раннекаледонского тектоно-магматического цикла. Доорогенные: 24 — цакирский; 25 — актоварский, казырский. Орогенные: 26 — джидинский; 27 — тануольский, тохтогеншильский; 28 — витимский; 29 — тануольский, майнский, ольховский; 30 — среднетатарский; 31 — тажеранский, чапинский; 32 — кийский, зиминский; 33 — бирямьинский, атарханский; 34 — витимканский; 35 — сакусский.

Комплексы герцинского тектоно-магматического цикла. Орогенные: 36 — дарлитский, сайженский; 37 — дахуринский; 38 — боготольский, севернинский, караадырский; 39 — огнитский, багульминский, поздние

миграции геосинклинального процесса и складчатости. Поэтому наиболее древние синтетектонические гранитоиды распространены в восточных и северных зонах Саяно-Байкальской системы, а наиболее молодые — в западных и южных ее зонах. Напротив, становление позднерогенных докембрийских гранитоидов подчинялось закономерностям орогенного развития докембрийских структур, в соответствии с чем происходило «накатывание» ареала этих гранитоидов из западных секторов Саяно-Байкальской системы на структуры восточных ее секторов. Отсюда понятны и особенности соотношения синтетектонического и орогенного магматизма — сближенность во времени в зонах эльсонской складчатости и большой разрыв в зонах карельской и балтийской складчатости.

Наиболее интенсивно формирование гранитоидов происходило в структурах, развивавшихся на относительно слабо гранитизированном основании (Становая и другие зоны).

В соответствии со структурной зональностью находится зональность вещественного состава докембрийских гранитоидов. К эпигеоантиклинальным поднятиям приурочены, как правило, наиболее дифференцированные, многофазные и полифациальные гранитоиды широкого петрохимического диапазона, отличающиеся повышенным содержанием литофильных редких элементов. Более однородным щелочно-известковым химизмом характеризуются гранитоиды в пределах эпигеосинклинальных прогибов. Древнейшие архейско-раннепротерозойские гранитные купола (как наиболее распространенная форма тел древнейших гранитоидов) отличаются чрезвычайной длительностью «сквозного» формирования (около миллиарда лет) в течение нуклеарного и протогеосинклинального или протоплатформенного этапов развития [121, 122]. Это позволяет предполагать длительные и устойчивые связи протогранитоидов с мантией, поставившей для их роста необходимое количество литофильного вещества. Стерильность этих гранитоидов в отношении ювенильных литофильных редких элементов объясняется, видимо, тем, что этап их формирования характеризовался пермобильным режимом (по Л. И. Салопу) и происходил при отсутствии «экрана», в приповерхностных условиях, что способствовало рассредоточению высокоподвижных литофильных компонентов.

Структурно-магматическая зональность фанерозойских эпох тектогенеза обусловлена одновременным формированием разнотипных формаций магматических пород в различных структурных зонах. Формированием фанерозойских гранитоидов завершалось развитие регенерированных геосинклиналей. Поэтому ареалы этих пород носят «очаговый» или ареально-сосредоточенный характер. Дейтероорогенные магматические породы фанерозоя отличаются повышенной кислотностью и щелочностью, что свойственно магматическим образованиям консолидированных зон земной коры.

---

фазы джидинского, дабанский, уругудеевский, тэсский, цаган-ундурский, нумургинский, сангиленский (перасчлененный); 40 — хайламинский, танзекский; 41 — зазинский, холинский; 42 — сынырский, акитский; 43 — гобилтайский, мататский; 44 — хангайский; 45 — даурский, кыринский; 46 — тарбагатайский; 47 — ундинский, амананский; 48 — шараусгольский, кударинский; 49 — шараусгольский; 50 — эгиндабинский. Комплексы мезозойского тектоно-магматического цикла. Орогенные: 51 — жанчубинский; 52 — селенгинский орхонской серии, малокуналейский, кудунский, бороундурский; 53 — бячурский, шарагольский; 54 — шахтаминский, сохондинский, амуджикано-сретенский, джаргалантуинский; 55 — граниты стандартного геохимического типа; 56 — гуджирский, шарахдинский, харалгинский, асакан-шумиловский, кукульбейский, нуругольский; 57 — борщевочный, цаган-олуевский; 58 — кукульбейский; 59 — хайдельгерханский, нерчуганский

На Баргузино-Витимском срединном массиве проявления глубинного магматизма всех циклов развития оказались базальтоидными по происхождению. Пояс герцинских щелочных гранитоидов в его пределах надстраивается по простиранью образованиями гранит-аляскит-гранитовой формации.

Щелочные породы впервые сформировались в раннекаледонском цикле, в герцинском они получили более широкое распространение и разнообразие. Общей структурной закономерностью размещения этих пород, как и их эффузивных аналогов, является приуроченность наиболее щелочных разностей к наиболее древним структурам геосинклинального типа.

Примечательно, что в разновозрастных эвгеосинклиналях выявляется нарастание щелочности орогенных гранитоидов от более древних к более молодым (таннуольскому габбро-диорит-плагιοгранитному комплексу ранних каледонид в геотектоническом отношении соответствуют барунхурайский и мантахский габбро-монцонит-граносиенитовые комплексы герцинид).

В герцинском цикле впервые сформировались образования гранит-аляскит-гранитовой формации, получившие более широкое распространение в позднем мезозое.

Разновозрастные пояса пород гранит-граносиенит-щелочно-гранитовой формации образуют в плане огромный овал, раскрывающийся в восточном направлении и огибающий Монголо-Амурскую зону распространения фанерозойских моногеосинклиналей. В ветвях этого овала четко проявлено омоложение возраста интрузивных комплексов в восточном направлении от девонского до позднеюрского. Устанавливается согласованность проявления фанерозойского дейтероорогенного магматизма в складчатых областях Центральной Азии и на Сибирской платформе.

Для раннекаледонского и герцинского циклов характерны ряды дейтероорогенных магматических формаций, начинающиеся с щелочных пород и заканчивающиеся гранитоидами. Иначе говоря, в процессе этих циклов тектогенеза происходило снижение уровней магмаобразования во времени, угасание тектоно-магматической активности. В мезозойском цикле тектогенеза щелочные породы в Саяно-Байкальской системе, по-видимому, не формировались. Однако в процессе развития мезозойского магматизма отмечается нарастание глубинности уровней магмаобразования, сопровождавшееся локализацией тектоно-магматических процессов в протяженные линейные зоны и завершившиеся становлением роев и поясов даек среднего — основного состава, проявлением базальтоидного вулканизма и рифтогенеза в новейшее время. Следовательно, мезозойскому циклу свойственна обратная последовательность тектоно-магматической деятельности, нежели в раннекаледонском и герцинском циклах.

Выявлены принципиальные отличия в характере становления формаций магматических пород в байкальском цикле, с одной стороны, и в циклах фанерозоя — с другой. В байкальском цикле — это длительный процесс, характеризующийся полярностью от Алданского шита в западном и южном направлениях в раннеорогенную стадию развития структур и в обратном направлении — в позднеорогенную стадию их развития. При этом от раннего протерозоя к рифею происходило нарастание объема гранитоидов и их дифференцированности, достигших кульминации в эльсонскую орогеническую эпоху. В фанерозое становление интрузивных образований осуществлялось в течение коротких ин-

тервалов времени. Причем в рамках каждого из трех циклов тектогенеза выделяется по две-три фазы проявления магматизма.

Важнейшей чертой магматизма фанерозойских циклов является синхронность основных фаз его становления с теми или иными процессами в эвгеосинклиналях, развивавшихся за пределами Саяно-Байкальской системы. Однако латеральной магматической зональности, обусловленной извне, относительно зон Заварицкого — Беньофа раннекаледонских эвгеосинклиналей Кузнецко-Тувинской системы и герцинских Зайсано-Гобийской системы, или относительно предполагаемых некоторыми исследователями трансформных разломов, не установлено. Напротив, устанавливается общий мозаичный характер магматической зональности. Причем пояса и ареалы различного типа магматических пород приурочены к строго определенным типам тектонических структур. Все это позволяет считать, что магматическая зональность рассмотренных регионов Центральной Азии необъяснима геодинамическими процессами, предполагаемыми плитовой тектоникой и прежде всего такими ее тектоническими механизмами, как спрединг и субдукция.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Идеи Ю. А. Билибина о приуроченности определенных магматических формаций и генетически связанных с ними рудных месторождений к определенным структурным элементам подвижных поясов на последовательных этапах их преобразования в относительно стабильные складчатые сооружения сыграли выдающуюся роль в развитии металлогенических исследований во всем мире. Популярность и жизненность этих идей объясняются важностью вытекающих из них выводов прикладного характера, а также их соответствием не менее популярным схемам этапного развития геосинклиналино-складчатых областей, разработанным Э. Огом и Г. Штилле, А. Д. Архангельским, Н. С. Шатским, и схеме развития магматизма тех же областей, предложенной Ю. А. Кузнецовым.

Согласно представлениям Ю. А. Билибина [19], все многообразие рудных месторождений рассматривается в качестве единого ряда металлогенических объектов, каждый член которого свойствен определенному этапу развития геосинклиналино-складчатой области (начальные и ранние, средние, поздние, конечные этапы развития). Между тем материалы последующих более детальных исследований привели многих геологов к выводу об отсутствии универсальной этапности в развитии геосинклиналей. В то же время оказалось, что нередко наблюдается «пропуск» этапов или «возврат» к условиям уже пережитых этапов развития. Все это заставляет детализировать представления Ю. А. Билибина и искать новые пути анализа связей между тектоникой, магматизмом и металлогенией.

Дальнейшее совершенствование металлогенического анализа успешно провели В. И. Смирнов [149, 150], В. А. Кузнецов [90], Г. А. Твалчрелидзе [157, 158], А. Д. Щеглов [185, 186], Е. Д. Карпова [68] и другие исследователи. Они указали на реально существующие связи между рудными формациями и типами региональных тектонических структур на определенных этапах их развития. Такое направ-

ление металлогенических исследований представляется наиболее перспективным. Применительно к редкометальным месторождениям подобный металлогенический анализ развивается К. Л. Волочковичем, Е. Н. Алтуховым, В. В. Булдаковым и другими исследователями.

В последние годы проводятся большие исследования в области металлогении на основе концепции новой глобальной тектоники. Во внутриконтинентальных складчатых областях такой анализ пока что не дает положительных результатов, так как палеотектонические реконструкции на основе геодинамических моделей плитовой тектоники часто носят умозрительный характер и не подкреплены геологическими данными. В особенности это относится к докембрийским структурам. Не случайно поэтому известный мобилист Ван-Беммелен пришел к выводу о том, что экстраполяции этих моделей на докембрий противоречат фактическим данным [191]. На это же указывают многие ученые — металлогенисты. Так, в резолюции симпозиума по «Металлогении и тектонике плит», проведенного Геологическим обществом Канады, особо подчеркивается невозможность интерпретации тектонических обстановок архея и протерозоя на основе тектоники плит путем простых униформистских экстраполяций данных по тектонике современных океанов в далекое геологическое прошлое. Причем к этому выводу пришли исследователи на примере хорошо изученных регионов Канады и Норвегии [196]. К подобному же выводу пришло собрание европейских геологических обществ, состоявшееся в 1975 г. в г. Рединге (Англия). В выступлениях металлогенистов отмечалось соответствие между металлогеническими провинциями и древним структурным планом Центральной и Западной Европы, что трудно объяснить плитово-тектоническими моделями. Кроме того, в официальном отчете собрания подчеркнуто, что и палеозойская история структурной эволюции Европы не увязывается с построениями на основе тектоники плит [46]. Ряд примеров несоответствия металлогенической зональности реконструкциям на основе тектоники плит приводили В. И. Смирнов, Е. А. Радкевич и другие металлогенисты.

Металлогенический анализ и палеотектонические реконструкции на основе новой глобальной тектоники выполнены и для некоторых структурных зон Саяно-Байкальской системы [93]. Однако предложенные построения не согласуются с геологическими материалами, на что уже обращалось внимание в настоящей работе. Поэтому на примере Саяно-Байкальской складчатой системы предпринята попытка анализа связей эндогенных месторождений с типами тектонических структур, сформированных к этапу рудообразования.

В соответствии с представлениями В. И. Смирнова, И. Г. Магакьяна и других металлогенистов в Саяно-Байкальской системе выделяются пегматитовый, гидротермальный, собственно магматический и метасоматический типы эндогенных месторождений. В качестве самостоятельных дополнительно выделяются скарны, а также метасоматиты, связанные с щелочно-ультраосновными, щелочно-габброидными породами, щелочными гранитами, аляскитами, и, наконец, автономные метасоматиты [14]. Кроме того, произведена типизация рудных объектов с геохимических позиций. Известно, что классические геохимические классификации элементов В. М. Гольдшмидта, В. В. Щербины и других ученых, в основу которых положены особенности строения атомов и ионов, отражают наиболее общие формы взаимосвязей между элементами, на основании чего они подразделяются на группы атмосферных, литофильных, халькофильных и сидерофильных. Однако сосущество-

вание элементов в природных объектах отражает иные геолого-геохимические формы их взаимосвязей, что требует специального подхода к их геохимической классификации. Наиболее удовлетворительная классификация элементов и их месторождений на геолого-геохимической основе предложена В. В. Ивановым [65], которая и взята нами за основу при анализе.

На региональных металлогенических картах в Саяно-Байкальской системе выделяются металлогенические провинции сиалическо-фемического (западная часть Восточного Саяна, Тува, Центральное Забайкалье — Малханский, Становой хребты), фемически-сиалического (Зачикойская Даурия), сиалического (Восточное Забайкалье, Приамурье), метаморфического сиалическо-фемического (Енисейский кряж, Восточный Саян, Прибайкалье и Западное Забайкалье) и ультраметаморфического фемического (Шарыжалгайский выступ) типов. В пределах этих провинций в свою очередь выделены субпровинции и металлогенические зоны различных периодов, этапов и стадий развития геосинклинальной области [66]. В качестве тектонических основ этих карт служат главным образом карты районирования СССР по возрасту складчатости. В разделе, посвященном тектоническому районированию складчатых областей Центральной Азии, отмечались недостатки методики районирования по возрасту складчатости для металлогенических целей. Для нейтрализации этих недостатков в легенды металлогенических карт вводят дополнительную нагрузку, что позволяет отметить специфические признаки разновозрастных структур, характеризующихся в одноименные стадии развития неодинаковым типом эндогенной минерализации (особенности развития складчатых областей, тип земной коры, степень ее проницаемости, глубина зарождения магматических очагов и другие признаки). Указываются также дополнительные факторы, характеризующие процесс развития структур — периоды активизации, периоды формирования краевых вулканических поясов и другие, позволяющие объяснить формирование специфических металлогенических зон [44, 66]. Однако в результате разнообразной индивидуализации структур и металлогенических объектов закономерности размещения эндогенных месторождений нивелируются и становятся трудно вычитываемыми из карты.

В соответствии с проведенным тектоническим районированием общие черты металлогении Саяно-Байкальской системы представляются в новом свете.

В работе принято представление о том, что каждая металлогеническая эпоха соответствует тектоно-магматическому циклу [157]. В соответствии с этим в Саяно-Байкальской системе помимо архейской, нами не рассматриваемой, выделяются четыре металлогенические эпохи — байкальская, раннекаледонская, герцинская и мезозойская (рис. 43). Принадлежность металлогенических объектов к той или иной эпохе не всегда обоснована в равной степени. Нередко группировка тех или иных рудопроявлений по металлогеническим эпохам произведена по косвенным признакам — по минералого-геохимическим особенностям, свойственным тем или иным интрузивным комплексам и месторождениям (геохимическое родство с материнскими породами), с учетом характера металлогенической специализации интрузивных комплексов, развитых в пределах одной и той же региональной тектонической структуры, с учетом пространственных взаимоотношений между рудопроявлениями того или иного типа и другим признакам. Каждая региональная структура Саяно-Байкальской системы на про-

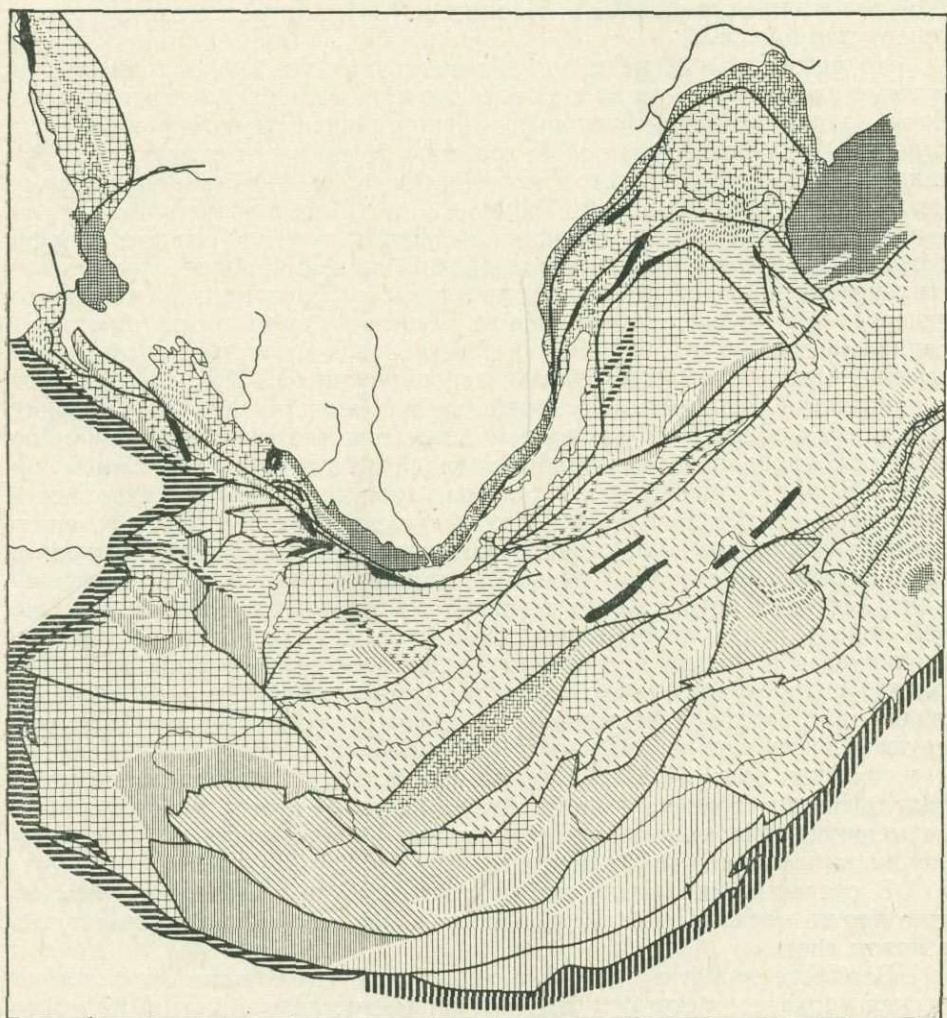


Рис. 43. Схема металлогенической зональности Саяно-Байкальской складчатой системы.

Минерализация: 1—5 — байкальской эпохи (1 — кислотно-литофильная, 2 — литофильно-халькофильная, 3 — халькофильная, 4 — сидерофильная, 5 — щелочно-литофильная); 6—10 — раннекаледонской эпохи (6 — кислотно-литофильная, 7 — литофильно-халькофильная, 8 — халькофильная, 9 — сидерофильная, 10 — щелочно-литофильная); 11—14 — герцинской эпохи (11 — кислотно-литофильная, 12 — литофильно-халькофильная, 13 — сидерофильная, 14 — щелочно-литофильная); 15—17 — мезозойской эпохи (15 — кислотно-литофильная, 16 — литофильно-халькофильная, 17 — халькофильная); 18 — границы между металлогеническими зонами

тяжени обозримой геологической истории пережила несколько эпох тектоно-магматической активности, сопровождавшихся формированием эндогенных месторождений.

### МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ БАЙКАЛЬСКОГО ЦИКЛА

Доорогенная минерализация байкальского цикла представлена главным образом элементами сидерофильной группы — никелем, кобальтом, титаном, магнием, хромом, медью, железом, реже свинцом и цинком. Ведущим генетическим типом рудопроявлений является собственно магматический, реже гидротермальный, связанные с комплексами разновозрастных основных — ультраосновных пород. Подобная минерализация характерна и для орогенных основных — ультраосновных пород байкальского цикла, отличающихся более четкой медно-никелевой специализацией.

Рудопроявления доорогенной минерализации пространственно группируются в узкие, протяженные пояса, приуроченные к наиболее проницаемым, шовным структурам байкалитид — Енисейской, Муйской, Ильчирской и др. (см. рис. 43). Во внешних зонах байкалитид доорогенная сидерофильная минерализация сконцентрирована вдоль крупнейших разломов. Причем к ее спектру в этом случае добавляются элементы халькофильной группы — свинец, цинк, медь, молибден и др. Таковы сидерофильные металлогенические зоны прогиба Протеросаяна, Малханского, Заангарского и других геоантиклинальных поднятий. Отчетливо выраженная связь с глубинными разломами свойственна рудопроявлениям сидерофильных элементов, формировавшимся в орогенный этап развития байкалитид (Довыренская металлогеническая зона Чуйского геоантиклинального поднятия и др.). Примечательно, что в пределах металлогенических зон рудопроявления сидерофильной группы размещаются неравномерно. Их сгущение наблюдается, как правило, в узлах пересечения разломов. Так, в Восточном Саяне основные рудопроявления сидерофильных элементов сосредоточены в узлах пересечения Главного Восточно-Саянского и Восточно-Саянского разломов с секущей их системой северо-западных и субмеридиональных разломов, прослеживающихся в междуречье Оки и Уды. Подобные зоны намечаются в пределах Малханского, Сангиленского и других геоантиклинальных поднятий байкалитид.

В балтийскую фазу тектогенеза на южной и юго-западной окраинах Северо-Азиатского кратона сформировались многочисленные рудопроявления внегеосинклинальных редкометальных метасоматитов, связанных с гранитами ничатского комплекса, и редкоземельных и редкометальных пегматитов, генетически связанных с гранитоидами оютского, таракского и субганского комплексов. В структурном отношении эта минерализация приурочена к краевой системе байкалитид, а в геотектоническом — она характеризует фазу балтийского диасхизиса. Проявления редкометальных и редкоземельных щелочно- и кислотно-литофильных элементов группируются в пояса — оютских пегматитов Присаянья, пегматитов западной окраины Алданского щита (Ханнинский, Субганский и другие), щелочных метасоматитов Южно-Енисейской глыбы, Алданского щита и другие. Все эти пояса контролируются зонами разрывных нарушений, а также структурами типа раннепротерозойских геосинклинальных трогов в фундаменте платформы. О глубинности заложения рудоконтролирующих структур свиде-



тельствуется пространственная связь с ними комплексов древнейших (архейских) основных — ультраосновных пород.

Орогенная минерализация байкальского цикла проявлена почти во всех зонах Саяно-Байкальской системы. Основным генетическим типом месторождений этого этапа являются слюдоносные и редкометалльные пегматиты, генетически связанные с гранитоидами саянского, эрзинского, позднестанового, баргузинского комплексов и их аналогов. Редкометалльные пегматиты с элементами кислотно-литофильной группы распространены преимущественно в пределах геоантиклинальных структур байкалид (Заангарское, Сангиленское поднятия, Присаянская перикратонная геоантиклинальная зона). В этих структурах сосредоточена основная масса редкометалльных пегматитов Саяно-Байкальской системы. Кислотно-литофильная минерализация в пегматитах характерна также Одурум-Шутхулайскому, Хамар-Дабанскому, Малханскому и Байкальскому геоантиклинальным поднятиям, а также Баргузино-Витимскому срединному массиву.

Широким распространением характеризуется орогенная акцессорная золоторудная минерализация в гидротермалитах. Это, пожалуй, наиболее молодая минерализация байкальского цикла. Однако в размещении акцессорной золоторудной минерализации четкой структурной приуроченности не отмечается, ибо она в том или ином количестве проявлена в пределах различных типов тектонических структур. Вместе с тем намечается нарастание роли этой минерализации по мере перехода к зонам все более древней складчатости, что отражает, вероятно, нарастание длительности континентальных пауз между временем складчатости доорогенных комплексов и временем формирования орогенных комплексов. В качестве примера укажем на широкое проявление гидротермальной акцессорной золоторудной минерализации в зонах балтийской и карельской складчатости и гораздо более скромные ее проявления в зонах эльсонской и гренвилльской складчатости.

Эта закономерность может быть объяснена с позиций гипотезы экстракции рудного вещества из вмещающих толщ. Действительно, после длительных пауз континентального режима (в особенности пассивно-орогенного или квазицлатформенного) в формировавшихся орогенных комплексах могли накапливаться разнообразные рудные компоненты. В эпохи тектоно-магматической активности они вовлекались, вероятно, в мобилизацию, сформировав соответствующие концентрации в гидротермалитах, пегматитах и других образованиях. Однако упомянутая гипотеза не объясняет причину формирования специфических руд в ту или иную металлогеническую эпоху.

Золоторудная акцессорная минерализация в гидротермалитах по набору элементов, сопутствующих золоту, может быть отнесена в одних случаях к халькофильной (свинец, цинк, медь, кобальт, железо), в других — к литофильно-халькофильной (молибден, свинец, медь, висмут, барий и другие) группам. К первой группе относятся также свинцово-цинковые (медно-свинцово-цинковые), а ко второй — молибденит-халькопиритовые типы руд. Последние ассоциируют с породами габбро-диоритовой и гранит-гранодиоритовой формаций (муйский, икатский и другие комплексы).

Металлогенические зоны элементов халькофильной группы известны в пределах различных типов структур байкалид, но наиболее характерны они для шовных прогибов. В настоящее время крупных концентраций этих элементов в Саяно-Байкальской системе не установлено, за исключением Холоднинского свинцово-цинкового месторождения, свя-

занного с габбро-диоритами поздних фаз муйского комплекса (по данным Г. В. Ручкина и др., абсолютный возраст минерализации, определенный свинцовым методом, равен 900—1000 млн. лет). Причем рудное поле приурочено к наиболее проницаемой части Муйской шовной зоны. Выявление в Саяно-Байкальской системе тектонических структур, сходных по типу развития с Муйским шовным прогибом, позволяет надеяться на возможность обнаружения в этих структурах новых месторождений элементов халькофильной группы.

В пределах других типов структур байкалид рудопроявления орогенной халькофильной минерализации малочисленны и не характерны. Заслуживают внимания лишь рудопроявления меди, свинца и цинка в Заангарской части Енисейского Кряжа, в Бирюсинском Присаьянью и Чуйском поднятии, где они связаны с зонами разломов.

Гидротермальная минерализация существенно халькофильной группы свойственна Байкало-Патомскому краевому прогибу. Она связана, вероятно, со средне-позднерифейскими комплексами дайковых пород базальтоидного состава.

Достаточно распространенным типом орогенной минерализации байкальского цикла являются метасоматиты, связанные с гранитоидами, в том числе щелочными. Они известны на Енисейском Кряже в связи с татарско-аяхтинским комплексом, в Байкальской горной области в связи с гранитоидами тельмамского, конкудеро-мамаканского и абчадского комплексов, а также в Прибайкалье, в связи с поздними фазами гранитоидов приморского комплекса. Для минерализации этих типов характерен широкий спектр элементов кислотно-лиитофильной и щелочно-лиитофильной групп. При этом лиитофильная редкометалльно-гранитная и редкометалльно-щелочная минерализация нередко образует своеобразный металлогенический ряд, отдельные члены которого связаны «постепенными переходами» и выделяются условно по преобладанию типоморфных элементов или с учетом генетической связи с теми или иными магматическими образованиями. Постепенность перехода подчеркивается, например, присутствием в спектре элементов рудопроявлений типично-щелочно-лиитофильной группы — представителей кислотно-лиитофильной группы. Это позволяет предполагать тесную генетическую связь между поздними фазами орогенных гранитоидов и щелочными гранитоидами, общий источник специализирующего их лиитофильного вещества и однотипность связанных с ними процессов метасоматического рудообразования.

Редкометалльная минерализация, связанная с метасоматитами (кислотно- и щелочно-лиитофильная), наиболее характерна структурам краевой системы — Южно-Енисейскому и Шарыжалгайскому выступам, Прибайкальской перикратонной геосинклинальной зоне, Северо-Байкальскому краевому вулканическому поясу, а также окраинам Алданского щита.

Среди общих закономерностей формирования и размещения эндогенных месторождений байкальского цикла отметим следующие.

1. Основная масса месторождений сформировалась в орогенном этапе развития байкалид, в относительно короткий промежуток времени — в среднем—позднем рифее.

2. Размещение орогенных эндогенных месторождений не отражает особенностей размещения орогенного гранитоидного магматизма. Это выражается в том, что широко проявившийся гранитоидный магматизм в восточных зонах Саяно-Байкальской системы (Становая, Орхонско-Малханская, Восточно-Забайкальская и другие зоны) характеризует-

ся рассредоточенной минерализацией, не позволяющей на данной стадии изученности наметить геохимически специализированные металлогенические зоны. Напротив, менее активно проявившийся гранитоидный магматизм в западных зонах Саяно-Байкальской системы и в краевой системе отличается формационным разнообразием и четкой специализацией на редкие элементы кислотно- и щелочно-литофильной групп. При этом зоны минерализации кислотно-литофильной группы носят ареальный характер, создавая, тем самым, металлогенический фон, на котором происходило формирование месторождений иных типов и возрастов.

3. Наибольшей продуктивностью характеризуются металлогенические зоны, приуроченные к геантиклинальным структурам зон эльсонской консолидации. В зонах незавершенных складчатостей байкалид орогенный магматизм проявился в байкальском цикле слабо, но с ним иногда отмечается связь рудопоявлений. Так, в пределах Дзагинского и Мензинского прогибов байкалид в среднем—позднем рифее происходило становление гранитоидных комплексов, с которыми связана акцессорная минерализация тантала, ниобия (в Мензинской зоне) и цезия в пегматитах, а также проявления меди в скарнах (бассейн верхнего течения р. Керулен, бассейн среднего течения р. Мензы). Наоборот, в Байдаригской, Средне-Гобийской и Керуленской структурах, интерпретируемых антиклинальными массивами зоны гренвильской складчатости, орогенный позднерифейско-вендский магматизм (керуленская серия гранитоидов) характеризуется полистадийностью и многофазностью, но тем не менее практически стерилен в отношении рудоносности.

Таким образом, в особенностях формирования и размещения докембрийской эндогенной минерализации зашифрована геохимическая характеристика коры, формировавшейся в байкальском цикле, степень ее сформированности или зрелости к моменту рудообразования. Не трудно видеть, что эта характеристика находится в соответствии с теми выводами о строении коры различных структурных зон байкалид, которые были сделаны в результате рассмотрения структурно-магматической зональности докембрия Саяно-Байкальской складчатой системы.

### **МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РАННЕКАЛЕДОНСКОГО ЦИКЛА**

Эндогенная минерализация раннекаледонского и последующих циклов локализована в некоторых зонах Саяно-Байкальской системы и по отношению к минерализации байкальского цикла является наложенной. Преимущественным распространением в раннекаледонском цикле пользуется минерализация литофильно-халькофильной, халькофильной и щелочно-литофильной групп, а ограниченным — кислотно-литофильной группы, преобладавшей в байкальском цикле.

Наиболее ранние проявления раннекаледонской минерализации относятся к доорогенному этапу развития регенерированных геосинклиналей. Эта минерализация генетически связана с комплексами основных — ультраосновных пород (актоврацкий, цакирский и др.) и представлена месторождениями сидерофильной группы (хром, титан, магний, железо, реже никель и кобальт) собственно магматического типа. Зоны доорогенной сидерофильной минерализации приурочены к шовным прогибам ранних каледонид, не выходя далеко за пределы

этих каледонид. Внегеосинклинальные проявления магматизма основного — ультраосновного состава пространственно тяготеют к раннекаледонским эвгеосинклинальным зонам и по-существу входят в состав «сквозьструктурных» поясов основных — ультраосновных пород. Таковы кембрийские основные — ультраосновные породы в пределах северо-западной окраины Сангиленского геоантиклинального поднятия байкалид и др. Характерно при этом, что в спектре сидерофильных элементов окологеосинклинальных раннекаледонских металлогенических зон появляются элементы халькофильной группы — медь, таллий и др.

Зоны сидерофильной минерализации формировались и в эпоху эпикаледонского орогенеза. Однако распространены они крайне ограниченно — только в пределах Баргузино-Витимского срединного массива. Сидерофильная минерализация генетически связана здесь с бирамбинским и атарханским габбро-диоритовыми комплексами, отличающимися от формационно сходных образований докембрийского возраста повышенным содержанием хрома и титана.

Отчетливо проявленной связью с орогенными эпигеосинклинальными гранитоидами раннекаледонского цикла (джидинский и витимский комплексы) характеризуется минерализация халькофильной группы гидротермального типа. Зоны распространения этой минерализации приурочены к шовным прогибам ранних каледонид, выделяемым в пределах Джидинской и Уда-Витимской моногеосинклиналей. Во внешних структурах ранних каледонид и обрамляющих их структурах байкалид раннекаледонской минерализацией сформированы металлогенические зоны литофильно-халькофильного геохимического типа. Преобладающими элементами этих зон являются молибден, медь, свинец, цинк, вольфрам и др., образующие рудопоявления гидротермального и скарнового генезиса. Устанавливается генетическая связь этих рудопоявлений с орогенными эпигеосинклинальными гранитоидами джидинского и витимского комплексов, а также с дейтероорогенными гранитоидами витимканского, внегеосинклинального таннуольского, тохтогеншильского и других комплексов. В структурном отношении дейтероорогенные гранитоиды и связанная с ними минерализация локализованы главным образом в пределах зеленосланцевых прогибов байкалид. Лишь иногда они распространяются за границы этих прогибов, в пределы соседних геоантиклинальных поднятий и срединных массивов, приобретая при этом дополнительную рудную нагрузку. Например, Сархойско-Харальская литофильно-халькофильная зона выделяется по ареалу распространения меди, свинца, цинка, железа, молибдена. В западном фланге этой зоны, следующим за ареалом продуктивных гранитов, появляются элементы литофильной группы, а молибден получает более широкое распространение. В структурном отношении западный фланг этой зоны приурочен уже к Сангиленскому геоантиклинальному поднятию. Подобное преобразование элементного спектра свойственно литофильно-халькофильной зоне, приуроченной к Муйскому шовному прогибу байкалид и северо-восточной окраине Баргузино-Витимского срединного массива.

Специфический характер приобретает раннекаледонская минерализация в зонах завершённой складчатости байкалид и в краевой системе. Преимущественным распространением здесь пользуются разнообразные метасоматиты, характеризующиеся широким спектром элементов щелочно-литофильной группы. Отчетливо проявлена связь метасоматитов с зонами разломов. Соответственно зоны щелочно-лито-

фильной минерализации характеризуются четкой линейностью. Выделяются метасоматиты по щелочно-ультраосновным, щелочно-габброидным, щелочно-гранитоидным и гранитоидным породам, а также автономные метасоматиты (зиминский, китойский, чапинский, витимканский и другие интрузивные комплексы).

Менее характерна для дейтероорогенных интрузивных образований раннекаледонского цикла минерализация кислотно-литофильной группы, а также смешанной литофильно-халькофильной и щелочно-литофильной групп (медь, свинец, олово, вольфрам, тантал, ниобий, редкие земли и другие элементы). Рудопроявления редкометальной кислотно-литофильной группы связаны с пегматитовой серией витимканского комплекса, распространенного в Северо-Байкальском нагорье. Проявление упоминавшейся смешанной минерализации известно лишь в связи с гибридными щелочно-габброидными породами Тажеранского массива (Западное Прибайкалье).

В общем плане размещения металлогенических зон раннекаледонского цикла отчетливо проявлено их преимущественное распространение в северной половине Саяно-Байкальского эпирифейского континента. В южной его части магматические процессы этого цикла оказались практически стерильными в отношении эндогенной минерализации, хотя геохимическая специализация формационно сходных интрузивных комплексов южной и северной частей Саяно-Байкальской системы практически одинаковая.

#### МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ГЕРЦИНСКОГО ЦИКЛА

Важнейшей особенностью герцинского металлогенеза является практически полное отсутствие доорогенной минерализации, а среди орогенной — минерализации сидерофильной и халькофильной групп.

Орогенная минерализация герцинского цикла сформировалась в две основные фазы — акадскую и пфальцскую. В генетическом отношении она разнообразна. Наряду с преобладающими метасоматитами, связанными с габброидами, аляскитами, щелочными гранитами и автономными метасоматитами, достаточно широко распространены гидротермалиты, пегматиты и скарны и собственно магматические месторождения. Однако разнообразие генетических типов минерализации не проявлено в ее элементном составе. Особенностью герцинской эндогенной металлогении Саяно-Байкальской системы является преобладающий редкометальный профиль минерализации, относящейся главным образом к редкометально-щелочной и редкометально-гранитной группам. Подчиненное значение имеет гидротермальная минерализация литофильно-халькофильной группы. Причем в гидротермалитах, ассоциирующих с метасоматитами, представлена литофильная минерализация щелочной группы. Соответственно в спектрах таких металлогенических зон помимо бария, молибдена, вольфрама, олова, меди, свинца участвуют редкие земли, фтор, алюминий. Кислотная группа элементов в зонах распространения литофильно-халькофильной минерализации характерна гидротермалитам, не связанным пространственно с метасоматитами.

Специфической особенностью проявления литофильно-халькофильной минерализации герцинского цикла является отчетливая приуроченность рудопоявлений к зонам разломов, контролирующим размещение щелочных и щелочно-гранитоидных пород. В соответствии с этим зоны герцинской литофильно-халькофильной минерализации характеризу-

ются линейностью. Все эти особенности указывают, вероятно, на то, что некоторые разновидности щелочных пород Саяно-Байкальской системы и связанная с ними минерализация имеют коровое происхождение. К подобному выводу пришел Е. Д. Осокин на основании анализа геохимических особенностей нефелин-сиенитовых пород сыннырского комплекса. Ведущими элементами гидротермальной минерализации этого комплекса являются редкие земли, молибден, фтор, свинец, медь, железо, сурьма и ртуть. Близкий набор элементов, характерных для месторождений халькофильной и литофильных групп в гидротермалитах, свойствен и некоторым массивам огнитского комплекса в При-саянье и Восточном Саяне.

Обращает на себя внимание различие в характере металлогенических зон северной и южной частей Саяно-Байкальской системы. В северной ее части эти зоны линейные, приразломные, в южной они носят площадной характер, околнуривая ареалы продуктивного орогенного магматизма. Различия в формах проявления металлогенической зональности отражают особенности магматической зональности герцинского цикла. Это выражается в том, что в северной части Саяно-Байкальской системы распространены продуктивные интрузивные породы дейтероорогенных формаций начальных фаз герцинского цикла тектогенеза. В южной части системы, наряду с ранне- и позднегерцинскими дейтероорогенными продуктивными магматическими образованиями, широко распространены орогенные эпигеосинклинальные гранитоиды, становление которых происходило в поздние фазы герцинского цикла.

Металлогенические зоны с минерализацией щелочно-литофильного типа резко наложены на структуры байкалид — Сангиленское геантиклинальное поднятие, прогиб Протеросаяна, структуры Присаянья, Баргузино-Витимский срединный массив и др. Эти зоны как бы рассекают структуры байкалид, следуя вдоль поясов распространения девонских щелочных и щелочно-гранитоидных пород, выделяемых в сангиленский, огнитский, тэсский, сайженский и другие комплексы (см. рис. 37, 38). Пояса щелочно-литофильной минерализации, подковообразно окаймляющие Хангайскую ячею герцинид с юга, запада и севера, сформировались в процессе становления позднегерцинских образований шараусгольского дейтероорогенного щелочного-гранитоидного комплекса Монголии.

Минерализация кислотно-литофильной группы свойственна некоторым поясам щелочных гранитоидов огнитского комплекса, распространенных в пределах Одурум-Шутхулайского и Хамар-Дабанского геантиклинальных поднятий байкалид, а также шараусгольскому комплексу в пределах Средне-Гобийского и Керуленского антиклинальных массивов байкалид.

Гидротермальная кислотно-литофильная минерализация (вольфрам, олово, молибден, медь) генетически связана с гранитоидами зазинского комплекса, пространственно сближенного с поясом щелочных габброидов сайженского комплекса. Однако щелочные габброиды тяготеют к Селенгино-Каларскому глубинному разлому, тогда как зазинские гранитоиды локализованы преимущественно в Курбино-Туркинской подзоне Уда-Витимской моногеосинклинали ранних каледонид, наложенной на юго-восточную окраину Баргузино-Витимского срединного массива.

Редкометалльные пегматиты более свойственны орогенным эпигеосинклинальным гранитоидным комплексам, развитым на площади регенерированных герцинид (кыринский и другие комплексы), но иногда

они формировались в условиях дейтероорогенеза (огнитский комплекс Восточного Саяна). В обоих случаях масштабы пегматитообразования в герцинском цикле чрезвычайно малы и несовместимы с масштабами пегматитообразования байкальского цикла.

Таким образом, в герцинскую эпоху по-прежнему отчетливо проявлялось взаимодействие между типом структур древнего фундамента и типом формирующейся в их пределах минерализации. Это относится и к металлогеническим зонам, секущим ряд древних структур. Так, на стыке разнотипных доорогенных структур байкалид — Одурум-Шутхулайского поднятия, прогиба Протеросаяна и Окинского прогиба — выделяется зона щелочно-литофильной минерализации, связанная с метасоматитами по щелочным гранитам огнитского комплекса. Однако при переходе этой зоны в пределы Окинской структуры в гидротермалитах появляются такие халькофилы, как сурьма и свинец, а также элементы кислотно-литофильной группы — молибден и др.

Достаточно четко проявлена смена стиля металлогенической специализации близко разновозрастных гранитоидов позднегерцинских фаз становления при их прослеживании из структур байкалид в зоны герцинид. Например, зоны щелочно-литофильной минерализации, связанные с шараусгольским комплексом, сменяются зонами кислотно-литофильной минерализации, связанными с эгиндабинским комплексом. Аналогичная трансформация металлогенического спектра происходит с гранитоидами кыринского комплекса при их прослеживании из Даурской зоны герцинид в восточном направлении. На переработанной окраине Агинского срединного массива они характеризуются кислотно-литофильной минерализацией, в то время как во внутренних частях Даурских герцинид тот же кыринский комплекс отличается литофильно-халькофильной металлогенической специализацией.

#### МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕЗОЗОЙСКОГО ЦИКЛА

Мезозойский металлогенез в Саяно-Байкальской системе характеризуется теми же главнейшими чертами, что и герцинский, но проявлены они более контрастно. Ему свойственно разнообразие типов минерализации, связанной только с орогенными магматическими образованиями. Процессы эндогенного рудообразования осуществлялись главным образом в две фазы — древнекиммерийскую и позднекиммерийскую. Зоны мезозойской эндогенной минерализации решительно преобладают в восточной части Саяно-Байкальской системы.

Особенностью мезозойской металлогенической эпохи является необычайно широкий спектр элементов всех геохимических групп, кроме сидерофильной и щелочной. Примечательно и то, что среди мезозойских металлогенических зон выявляются такие, которые характеризуются не свойственным для Саяно-Байкальской системы соотношением со структурами фундамента. Это относится прежде всего к металлогеническим зонам месторождений халькофильной группы, приуроченным к моногеосинклинальным прогибам киммерид, отличавшихся не только унаследованным, но и наложенным характером развития. Это указывает на существенную перестройку коры некоторых структур Саяно-Байкальской системы к началу мезозоя.

Для мезозойской минерализации более свойственны гидротермалиты, в то время как другие типы минерализации распространены менее широко, а метасоматитов, связанных с основными и ультраосновными щелочными породами, не известно вообще. Соответственно в Саяно-

Байкальской системе не известно мезозойских месторождений, типичных для редкометалльно-щелочной группы.

Мезозойская гидротермальная минерализация не отличается узкой специализацией на ту или иную группу элементов. Именно поэтому преобладающей группой элементов в многочисленных месторождениях является литофильно-халькофильная, характеризующаяся наиболее широким элементным спектром. В составе этой группы могут быть обособлены подгруппы, характеризующие ту или иную структурную зону. Элементы литофильно-халькофильной группы образуют месторождения сульфидно- и силикатно-сульфидно-касситеритового, вольфрамитового, молибденитового и других типов. Зоны литофильно-халькофильной минерализации приурочены к разнотипным и разновозрастным структурам фундамента — к Шилка-Ононскому шовному прогибу и Урулюнгуевскому блоку Приаргунского геоантиклинального поднятия байкалид, Борзинскому и Хэнтэй-Даурскому прогибам герцинид, Восточно-Забайкальскому прогибу мезозонд и некоторым другим структурам. Это позволяет говорить о резкой наложенности рассматриваемых металлогенических зон на структуры фундамента. Между тем для всех структур, контролирующих размещение зон минерализации литофильно-халькофильной группы, было свойственно, вероятно, однотипное строение коры к моменту рудообразования, сформировавшейся в результате разнообразных и разновозрастных тектоно-магматических процессов в их пределах. Так, на месте зеленосланцевых прогибов байкалид к эпохе рудообразования сформировались области эпигерцинского и эпикиммерийского орогенного развития. На месте докембрийских структур Орхонско-Малханской, Становой и Сангиленско-Приаргунской зон в течение фанерозойского отрезка времени развивались рекуррентные орогены, что сопровождалось конвергентными процессами наращивания коры в одних блоках и ее эрозии (экзогенной и эндогенной) в других [2]. Однако полной гомогенизации коры в результате этих процессов, по-видимому, не произошло, так как в пределах разнотипных региональных тектонических структур фундамента мезозойские металлогенические зоны отличаются специфическими чертами. Например, в Орхонско-Малханской и Становой зонах байкалид преобладает молибден, а в Малханском геоантиклинальном поднятии — вольфрам и другие типичные литофилы. Они характерны и для некоторых зон редкометалльно-сульфидно-гранитоидной группы Урулюнгуевского и других блоков Приаргунского геоантиклинального поднятия. Олово-вольфрамовая минерализация нередко преобладает в участках наложения зон литофильно-халькофильной минерализации на срединные массивы. Наоборот, при прослеживании этих зон в пределы шовных прогибов байкалид отмечается появление типично халькофильных элементов или их явное преобладание над литофильными. Так, в южной части Амазаро-Нерчинского прогиба, приближенной к Шилкинскому шовному прогибу байкалид, помимо молибдена, свинца и меди появляются сурьма и железо, что позволяет выделить полосу распространения этой минерализации из зоны литофильно-халькофильного типа и включить в состав зоны распространения халькофильной минерализации, свойственной Благодатско-Шахтаминскому блоку Восточного Забайкалья. Иначе говоря, в мезозойском этапе развития влияние байкальских структур на становление металлогенической зональности продолжало сказываться. Это свидетельствует о решающем значении тектогенеза байкальского цикла в становлении металлогенической зональности Саяно-Байкальской складчатой системы.



Достаточно характерной для гидротермалитов является минерализация халькофильной группы, пользующаяся широким распространением в Центральном и Восточном Забайкалье. Металлогенические зоны халькофильного типа представлены главным образом свинцово-цинковыми месторождениями. Самая крупная Благодатско-Шахтаминская зона халькофильной минерализации приурочена к одноименному блоку структур байкалид, включающему часть структур Шилкинского и Газимуро-Шилкинского прогибов и Приаргунского геосинклинального поднятия. Именно в пределах этого блока на протяжении палеозоя формировались орогенные прогибы «совмещенно-унаследованного» типа, а в мезозое он был вовлечен в геосинклинальный процесс, хотя и в специфической форме [2]. Зоны халькофильной гидротермалитовой минерализации выделяются вдоль крупнейших разломов, секущих Агинский срединный массив. Помимо гидротермальных месторождений в зонах литофильно-халькофильной и халькофильной групп элементов достаточно широким распространением пользуются скарновые месторождения.

Широким распространением характеризуется минерализация кислотно-литофильной группы (олово, вольфрам, молибден, фтор и др.) в месторождениях раннего триаса — ранней юры и поздней юры — раннего мела. Основными типами этих месторождений являются кварцевожильный, пегматитовый, метасоматический. Зоны распространения месторождений кислотно-литофильной группы приурочены к тем структурам домезозойского фундамента, которые характеризовались на протяжении всей обозримой геологической истории тенденциями к восходящим движениям. Таковы блоки северо-восточной части Приаргунского геосинклинального поднятия, Агинский и Моклакан-Могочинский срединные массивы, Керуленский блок Сангилен-Приаргунской геосинклинальной зоны. Причем наиболее рафинированная литофильная минерализация свойственна метасоматитам, сформировавшимся в пределах срединных массивов.

Минерализация кислотно-литофильной группы широко распространена в пределах Куналейского и Дзагинского прогибов байкалид, вовлекавшихся в герцинскую геосинклинальную регенерацию и активный эпигерцинский орогенез. Однако основным генетическим типом развитых здесь месторождений является кварцево-жильный, реже метасоматический.

Пегматитовый тип месторождений элементов кислотно-литофильной группы является менее распространенным и известен только на северной окраине Агинского срединного массива. Причем мезозойский возраст этих пегматитов нельзя считать доказанным. В этой связи отметим, что пегматитовые поля Агинского массива характеризуются той же структурной позицией, что и гранитоиды борщёвочного и цаганолуевского комплексов, о вероятном докембрийском возрасте которых отмечалось в первом разделе этой главы.

## О РУДНЫХ ПОЯСАХ

Металлогенисты давно обратили внимание на пространственные ассоциации тех или иных типов эндогенных месторождений. Так, А. Е. Ферман на востоке Азии выделил Монголо-Охотский рудный пояс, впоследствии расчлененный С. С. Смирновым на самостоятельные золото-молибденовый, редкометалльный и полиметаллический рудные пояса. Подобные пояса выделил В. С. Кормилицын в Западном и

Восточном Забайкалье, указав на их приуроченность к определенным типам тектонических структур. Исследованиями Г. И. Князева, Е. Н. Алтухова, В. В. Булдакова, И. Н. Томсона, В. В. Иванова, Г. М. Мейтува и других геологов была выявлена более сложная картина металлогенической зональности в Забайкалье, имеющая в целом мозаичный характер. Было установлено, что причина этой мозаичности заключается в чрезвычайной гетерогенности структур, в пределах которых развивались процессы металлогенеза. Таким образом, представление о протяженных рудных поясах, как металлогенических объектах, приуроченных к определенным типам тектонических структур Забайкалья, претерпело существенное преобразование.

Сказанное относится не только к регионам Забайкалья, где распространена эндогенная минерализация в основном мезозойского цикла, но и ко всей Саяно-Байкальской системе. Рудные поля в пределах этой системы в действительности не столь протяженные, как это представлялось ранее, и кроме того, не столь однородны в отношении рудной нагрузки. Эти пояса ограничиваются, как правило, контурами региональных структур байкалид, при переходе через которые они приобретают дополнительные качественные характеристики.

Ранее было показано, что нет оснований выделять в обрамлении Сибирской платформы пегматитовый пояс в той характеристике, которую ему дали Г. А. Родионов и В. В. Архангельская. Этот пояс представляет собой весьма разнородное металлогеническое образование, общность отдельных частей которого заключается лишь в приуроченности минерализации к объектам сходного генетического типа — пегматитам. Между тем пегматиты Присаянья, Байкало-Патомского нагорья и Алданского щита характеризуются не только различным структурным положением (что уже исключает возможность их объединения в единую металлогеническую единицу), но и различным временем формирования и минерало-геохимическими особенностями. Поэтому пегматитовый пояс Г. А. Родионова и В. В. Архангельской оказался необходимым расчленить на самостоятельные Присаянский, Северо-Байкальский и Южно-Алданский пегматитовые пояса со свойственными им чертами строения и условиями формирования. Это, естественно, значительно конкретизировало перспективы обнаружения редкометалльных месторождений пегматитового типа в зонах обрамления Сибирской платформы.

Единственным протяженным рудным поясом, протягивающимся вдоль окраин Сибирского кратона через структуры краевой системы, является вновь выделяемый нами пояс редкометалльных и редкоземельных метасоматитов. Общность структурного положения этих метасоматитов определила сходный характер минерализации, формировавшейся в различных частях пояса в различное время. Тем самым выделяемый пояс метасоматитов представляет собой гетерохронное образование, что, однако, не имеет решающего значения для его обособления в самостоятельную металлогеническую единицу, поскольку позволяет уверенно прогнозировать месторождения метасоматического происхождения только в пределах структур краевой системы. В связи с тем, что пояс метасоматитов выделяется на юге Сибири впервые, охарактеризуем его более подробно.

Тектонические структуры, контролирующие пояс разновозрастных рудоносных метасоматитов, характеризуют краевую систему на различных этапах ее развития. Древнейшие метасоматиты выделяются на юго-западной окраине Алданского щита. Они приурочены к шовным

геосинклинальным прогибам раннепротерозойского возраста, часто интерпретирующимся протогеосинклинальными. Важно отметить, что развитие этих прогибов сопровождалось становлением пегматитоносных гранитоидов, которым по возрасту соответствовали, по-видимому, метасоматиты, развивавшиеся в зонах выклинивания, где тектоно-магматические процессы были «сфокусированы» разломами.

Синхронно с раннепротерозойскими метасоматитами вдоль юго-западной окраины Сибирского кратона во внегеосинклинальных условиях формировались метасоматические редкоземельные пегматиты (Шарыжалгайский и Южно-Енисейский выступы архейского фундамента), а также порфиробластические гранитоиды (Таракский комплекс Енисейского кряжа).

В эпизальсонскую орогеническую эпоху вдоль Прибайкальской окраины Сибирского кратона сформировалась щелочно-редкометалльная минерализация, связанная с вулканитами Северо-Байкальского краевого вулканического пояса, а также с последними фазами гранитоидов приморского и ирельского комплексов [175]. Значительная часть этой минерализации сосредоточена в метасоматитах, развитых по щелочным гранитоидам. Эти же структуры контролируют размещение метасоматитов по раннепалеозойским щелочным гранитоидам. Кроме того, в Приольхонье выделяются раннепалеозойские приразломные метасоматиты, не имеющие видимой связи с гранитоидами, а потому условно именуемые автономными.

Раннепалеозойские приразломные метасоматиты выделяются, по данным Г. Я. Абрамовича, в Бирюсинском Присяянье. Однако здесь они характеризуются бедной щелочно-литофильной минерализацией. Более выразительно щелочно-литофильная минерализация раннепалеозойского возраста проявлена в Шарыжалгайском Присяянье и в Енисейском кряже. Эта минерализация связана с карбонатитами, а в Енисейском кряже, кроме того, с щелочными гранитами, сиенитами и развитыми по ним метасоматитами. Включение раннепалеозойских метасоматитов Заангарского поднятия в единый пояс метасоматитов производится условно, но оно оправдано тем, что формирование всех перечисленных раннепалеозойских метасоматитов происходило в эпоху эпиплатформенного орогенеза, т. е. в пределах структур, характеризовавшихся в это время сходными параметрами строения коры. Наконец, в состав пояса в Присяянье включаются метасоматиты герцинского цикла, связанные с поздними фазами щелочных гранитоидов нерасчлененного огнитского комплекса (хайламинский комплекс). Они формировались вдоль крупнейших зон глубинных разломов — Главного Восточно-Саянского, Бирюсинского и других, а также в пределах вновь выделяемых структур, сходных по типу развития и времени формирования с раннепротерозойскими трогами Алданского щита.

Метасоматиты герцинской металлогенической эпохи широко развиты и за пределами краевой системы, но там они несут черты той или иной специфики, связанной с их принадлежностью к тем или иным формациям магматических пород и положением в конкретных типах тектонических структур.

Необходимо отметить, что в связи с ревизией данных о соотношении магматизма, металлогении и тектоники с неомобилистических позиций, важное металлогеническое значение отводится рифтоподобным структурам, в том числе геосинклинальным трогам. К последним в Присяянье нередко относят Урик-Ийский грабен. Однако с такой интерпретацией этой структуры невозможно согласиться, так как в сторону

платформы этот грабен «раскрывается», сливаясь с подобными ему Туманшетским, Бирюсинским, Онотским и другими грабенами в единое поле распространения раннерифейского терригенно-сланцевого комплекса. Тем самым происходит постепенное «перерождение» грабенообразных структур Присаянья в миогеосинклинальную структуру восточной части Енисейского кряжа. Между тем в последние годы в пределах Бирюсинской глыбы выявлены раннепротерозойские структуры типа геосинклинальных трогов. К некоторым из них пространственно тяготеют цепочки метасоматически переработанных гранитоидов герцинского цикла, несущих минерализацию щелочно-литофильной группы. Это указывает на то, что геосинклинальные трого Присаянья характеризовались повышенной проницаемостью в различные этапы развития, что позволяет их выделять в один из типов структур, перспективных для проведения поисковых работ на минерализацию щелочно-литофильной группы.

К близкому выводу пришла В. В. Архангельская [14], отметившая наблюдающиеся парагенетические связи минерализации, свойственной метасоматитам, со структурами типа геосинклинальных трогов, авлакогенов и рифтов. Однако она не подчеркнула, что процесс формирования минерализации в этих структурах может быть далеко оторван во времени от процесса формирования геосинклинальных трогов. Кроме того, к геосинклинальным трогам в Присаянье она отнесла ошибочно, с нашей точки зрения, рифейский Урик-Ийский грабен.

Примечателен тот факт, что в связи с девонскими приразломными впадинами Присаянья, характеризующими одну из форм выражения герцинского тектогенеза, щелочно-литофильная минерализация проявлена на уровне фоновых содержаний и лишь изредка превышает его. Это позволяет рассматривать полосу этих приразломных впадин второстепенной в отношении перспектив обнаружения месторождений щелочно-литофильной группы, хотя в структурном отношении полоса этих впадин сходна с трогам, рифтами и авлакогенами. Иначе говоря, не каждая из структур типа трогов и его гомологов может считаться потенциально перспективной для поисков минерализации литофильной и щелочной групп элементов. Это связано, видимо, с существующими различиями в строении субстрата, на котором закладываются трого, а также с типами рифтоподобных структур. Действительно, в Саяно-Байкальской системе известно много докембрийских структур типа геосинклинальных трогов, контролирующих размещение «офиолитов», (Муйский, Ильчирский и другие трого). Этот тип трогов характеризует процесс деструкции коры. Разновозрастные магматические образования в их пределах практически стерильны в отношении щелочно-редкометальной минерализации, а фанерозойские нефелиновые сиениты, иногда приуроченные к этим трогам, по некоторым данным, формировались в коре (пояс дейтероорогенных нефелин-сиенитовых массивов сыньерского комплекса и другие). Качественно иными являются геосинклинальные трого, формировавшиеся в стадию кратонизации Сибирской платформы. Заложение этих трогов происходило на фоне интенсивного сводо- и гранитообразования. Именно этот тип трогов, более глубинных по заложению, представляется наиболее благоприятным для локализации разновозрастной минерализации щелочно-литофильной группы.

Зоны повышенной проницаемости развивались и в Саяно-Байкальской системе, но продуктивные метасоматиты в связи с ними обнаруживаются в исключительных ситуациях. Такова зона Восточно-Агин-

ского глубинного разлома, контролирующая мезозойскую минерализацию, связанную с метасоматически переработанными гранитоидами. Но эта минерализация относится уже к кислотно-литофильной группе.

В связи с изложенным очевидно, что далеко не все региональные структуры, грабенообразно выраженные в современном плане, наследуют геосинклинальные трогии геологического прошлого. Соответственно, совершенно неоправданным представляется придавать рифтоподобным структурам (в том числе геосинклинальным трогам) роль панацеи в процессах эндогенного редкометалльного рудообразования. Это относится прежде всего к выводам о важнейшем значении геосинклинальных трогов в локализации редкометалльных пегматитов [15]. Не трудно видеть, что в Саяно-Байкальской системе не известно ни одного примера пространственной приуроченности редкометалльных пегматитов к рифейским геосинклинальным трогам. Напротив, редкометалльные пегматиты и их материнские граниты, с одной стороны, и сидерофильная минерализация основных — ультраосновных пород — с другой, совместно никогда не встречаются, противопоставляясь друг другу и в структурном аспекте. Литофильная минерализация, при этом, на всех этапах развития Саяно-Байкальской системы формировалась в структурах с наиболее развитой корой континентального типа — в пределах геоантиклиналей и подобных им структур. Сидерофильная же минерализация свойственна геосинклинальным трогам Саяно-Байкальской системы. Она формировалась главным образом в процессе деструкции континентальной коры, в зонах новообразованной коры океанического типа. Естественно, формирование редкометалльных пегматитов в эвгеосинклинальных зонах маловероятно. Лишь древнейшие, раннепротерозойские «автономные» пегматиты щитов древних платформ формировались, возможно, в рифтоподобных структурах (палеоавлакогенах), хотя для некоторых из них генетическая связь с этими структурами тоже твердо не доказана.

### ОБЩИЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Из изложенного о структурных закономерностях размещения в Саяно-Байкальской системе месторождений различных геохимических групп могут быть сделаны следующие основные выводы.

Обращает на себя внимание прежде всего преобладающий литофильный профиль металлогенических объектов, образующих мозаичную систему металлогенических зон (см. рис. 43). Каждая из этих зон совпадает с конкретной тектонической структурой или ареалом той или иной магматической формации. Это подчеркивает общую мозаичную структуру Саяно-Байкальской складчатой системы. Об этом же свидетельствует и форма контуров металлогенических зон, характеризующихся в большинстве случаев замкнутыми, изометричными, угловатыми очертаниями. Причем изометричные контуры металлогенических зон иногда разделены, а иногда «рассечены» протяженными, линейно вытянутыми зонами, в пределах которых сосредоточена минерализация иного геохимического типа. Эти особенности пространственного размещения металлогенических зон проявлены не только в плане соотношения металлогенических объектов разновозрастных эпох. Они свойственны и отдельно взятой металлогенической эпохе (байкальской, раннекаледонской и т. д.).

Достаточно четко проявлен ареальный характер размещения разновозрастной эндогенной минерализации литофильной и литофильно-

халькофильной групп, генетически связанной с формациями гранитоидных пород. Причем металлогеническая зональность, сформированная в орогенном этапе байкальского цикла, повсеместно носит ареальный характер. В фанерозойских же циклах она ареальная лишь в зонах геосинклинальных регенераций. Линейное размещение характерно для сидерофильной, щелочной и отчасти халькофильной групп месторождений, генетически связанных с основными, ультраосновными, щелочными и реже гранитоидными образованиями.

Все эндогенные месторождения Саяно-Байкальской системы, за исключением халькофильных и сидерофильных собственно магматического генезиса, в геотектоническом отношении принадлежат к орогенным, в том числе дейтероорогенным. Особую группу образуют проявления литофильных элементов в щелочных метасоматитах и редкоземельных пегматитах, сформировавшихся в стадии кратонизации вдоль южной и юго-западной окраин Сибирской платформы (на рубеже около 2000 млн. лет) и являющихся, наряду с окологеосинклинальными гранитоидами, одной из форм проявления процесса диасхизиса балтийской фазы.

Из рассмотрения типов месторождений, свойственных одноименным этапам развития структур разновозрастных генераций, напрашивается вывод о том, что металлогенические спектры с течением времени становились все более разнородными не только в генетическом отношении, но и в минералого-геохимическом, поэлементном. Это относится к минерализации как доорогенных, так и орогенных этапов развития разновозрастных структур. Так, доорогенная минерализация раннекаледонского цикла, в отличие от гомологичной ей минерализации байкальского цикла, характеризуется более широким спектром, отличающимся присутствием большого числа элементов халькофильной группы. Еще более резкие отличия проступают при сравнении разновозрастной орогенной минерализации. Преобладавшие в байкальскую эпоху редкометалльные пегматиты уступили место в раннекаледонскую, герцинскую и мезозойскую эпохи гидротермалитам и метасоматитам, что привело к соответствующему преобразованию и металловых спектров. Кроме того, с течением времени происходило изменение полноты проявления процессов рудообразования, что отражает изменение стиля развития структур и магматизма с течением времени. В металлогеническом аспекте это выражается в том, что минерализация раннекаледонской и особенно герцинской и мезозойской эпох является редуцированной по отношению к минерализации байкальской эпохи, так как для них не характерны доорогенные проявления. Общей закономерностью эволюции металлогенической зональности является последовательное от эпохи к эпохе нарастание роли ювенильных литофильных компонентов, сопровождаемое локализацией рудоносных площадей во все более протяженные линейные зоны, нередко секущие генеральные простирания разновозрастных тектонических структур. Все это свидетельствует о направленном развитии процессов рудообразования в Саяно-Байкальской складчатой системе.

Таким образом, если металлогенические особенности байкальской эпохи отражали процесс консолидации континентальной коры, то специфические черты металлогении фанерозойских эпох отражали качество этой консолидации, чутко реагируя на те или иные свойства структур докембрийского фундамента в соответствующие эпохи рудообразования.

Отчетливо проявлена неравномерность насыщения отдельных металлогенических зон минерализацией, что обусловлено не столько различной степенью металлогенической изученности или особенностями послерудной (в основном мезо-кайнозойской) тектоники (маскирующей ареалы более древнего магматизма и связанных с ним месторождений), сколько естественной продуктивностью и общим объемом магматических формаций в пределах различных тектонических структур. Это позволяет охарактеризовать рудный потенциал различных структурных подразделений Саяно-Байкальской системы.

Наиболее продуктивная домезозойская минерализация свойственна структурам Атлантического сектора Саяно-Байкальской системы и прежде всего геоантиклинальным поднятиям байкалид и Присаянской перикратонной геоантиклинальной зоне, что согласуется с эмпирической закономерностью о приуроченности экономически наиболее важных металлогенических провинций Мира к докембрийским структурным зонам. Месторождения редкометально-гранитной группы в пределах этих структур формировались, как правило, только в байкальскую эпоху. Минерализация фанерозойских металлогенических эпох в секторах этих структур представлена проявлениями преимущественно редкометально-щелочной группы. Следовательно, вертикальная металлогеническая зональность в пределах перечисленных структур байкалид эпигенетическая, отражающая менявшиеся с течением времени уровни зарождения рудогенерирующих магм и свидетельствующая о преобразовании качеств коры в их секторах. В данном случае это преобразование носило характер прогрессирующей консолидации. В результате этого одни структуры (Присаянская зона, зона Енисейского Кряжа, Байкальская горная область) достигли качественного состояния, сходного с платформенным в каледонскую эпоху, другие (Сангиленский, Дзабханский геоантиклинальные блоки байкалид и др. достигли подобного состояния в герцинскую эпоху. Это определило проявление в каждую из упомянутых эпох в пределах соответствующих структур магматизма и минерализации платформенного типа. Отсюда следует, что с течением времени все большие площади Саяно-Байкальской системы приобретали черты, свойственные платформам.

Менее продуктивный домезозойский магматизм развивался в пределах зон незавершенных складчатостей байкалид. Причем эндогенная минерализация кислотно-литофильной группы формировалась в этих структурах в рамках нескольких металлогенических эпох. Поэтому вертикальная металлогеническая зональность в подобных структурах именуется рекурентной, характеризующейся длительным, но прерывистым во времени формированием эндогенных месторождений близкого геохимического типа. Она указывает на длительность сохранения уровней магмаобразования и устойчивого состава эндогенной минерализации или, иначе, на унаследованное развитие тектонических структур, магматизма и металлогении.

Особое значение в формировании рудного потенциала Саяно-Байкальской системы имела мезозойская металлогеническая эпоха, представленная разнообразной минерализацией в ее Тихоокеанском секторе. По отношению к палеозойской и докембрийской мезозойская металлогеническая зональность в одних случаях эпигенетическая, в других рекурентная. Эпигенетический тип зональности является аномальным и свойствен лишь отдельным блокам Саяно-Байкальской системы (Благодатско-Шахтаминский и другие блоки Забайкалья). Проявлен он в ином плане, нежели палеозойская зональность того же типа.

Мезозойская эпигенетическая зональность отражает процесс «регрессивного» преобразования континентальной коры в секторах некоторых блоков Саяно-Байкальской системы в палеозойское время, ее локальную «базификацию». Этим объясняется, по-видимому, формирование в пределах упомянутых блоков литофильно-халькофильных и халькофильных металлогенических зон. Рекуррентный тип мезозойской металлогенической зональности свойствен большинству структур Саяно-Байкальской системы, вовлекавшихся в тектоно-магматическую переработку. Он отражает продолжение от предшествующих эпох общего направления развития тектоно-магматических процессов и свидетельствует о принципиальном сходстве качеств коры в мезозойскую и до-мезозойские эпохи в секторах этих структур на уровнях магма- и рудообразования.

Следует особо подчеркнуть металлогеническую специфику срединных массивов. В зависимости от типов развития этих структур (активно и пассивно развивавшиеся массивы в эпохи, предшествующие рудообразованию) их металлогеническая характеристика может меняться в достаточно широких пределах элементного спектра. По справедливому замечанию А. Л. Яншина [189] металлогения срединных массивов в общем случае соответствует тому металлогеническому типу, который свойствен геосинклинально-складчатой системе, вмещающей конкретный срединный массив.

В итоге четырех металлогенических эпох в Саяно-Байкальской системе сформировалась чрезвычайно сложная, мозаичная картина металлогенической зональности, основу которой образуют разновозрастные и гетерогенные месторождения литофилов. Месторождения халькофильной и особенно сидерофильной групп локализованы в специфических структурах и в целом не характерны для Саяно-Байкальской системы. В этом металлогеническом аспекте заключается принципиальное отличие Саяно-Байкальской системы от эвгеосинклинальных Кузнецко-Тувинской и Зайсано-Гобийской систем, которым свойственна халькофильная и сидерофильная минерализации и не характерна литофильная.



## Глава 6.

### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Тектоническая история Саяно-Байкальской системы распадается на архейский (палеогей), протерозойский (мезогей) и фанерозойский (неогей) этапы.

#### ГЕОХРОНОЛОГИЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

**Архейский этап.** Трудности реставрации архейской тектонической истории общеизвестны. Появление новых концепций о режимах тектонического развития структуры земной коры в архее всегда было связано с изменением общих представлений в области теоретической тектоники. Так возникли представления о панплатформе и пангеосинклинали, о нуклеарной стадии развития Земли, о пермобильном, протогеосинклинальном, протоплатформенном тектонических режимах, в раннем докембрии. Большой вклад в разработку этих концепций внесли Е. В. Павловский, М. С. Марков, Н. В. Фролова, Е. М. Лазыко, Ю. К. Дзевановский, Е. П. МIRONЮК, Ю. А. Косыгин, П. Эскола, А. М. Гудвин, А. М. Мак-Грегор, Ю. М. Шейнманн, Л. И. Салоп, Н. Г. Судовиков, А. Л. Яншин и другие ученые. Независимо от тех или иных представлений считается общепризнанным факт специфичности тектонических процессов раннедокембрийского времени, не повторявшихся в последующую геологическую историю Земли. Некоторыми аспектами этой специфичности являются: распространение чарнокитов и анортозитов, длительное (до миллиарда лет — по Е. В. Павловскому) формирование гранитных куполов, всеобщий нелинейный стиль тектоники, отсутствие тектонической дифференциации, монотонность мощных разрезов и их литологическая выдержанность на многие тысячи километров, отсутствие грубообломочных отложений и частных перерывов, высокий тепловой поток, повышенное содержание флюидов в мантии и др.

Об архейской тектонической истории Саяно-Байкальской системы мало что известно. А. М. Смирнов и др. [148], В. А. Шульдинер [184] и другие исследователи приводят аргументы в пользу возможного существования в архее тектонической зональности. По их мнению, намечается обособление крупных блоков с различной долей участия в их строении пород кислого и основного состава. Согласно данным А. М. Смирнова и др. [148], менее гранитизированные архейские образования (курультино-гонамский комплекс) распространены в восточной части системы; в Становой зоне и в Восточном Забайкалье известны их выходы на поверхность (Моклаканский, Могочинский и другие выступы). Архейские выступы западных частей системы (Шарыжалгайский, Гарганский и другие) являются, вероятно, более гранитизированными; об их широком распространении в геологическом прошлом Центральной Азии свидетельствует региональное распространение в нижних частях разрезов геосинклинальных комплексов байкалид высокоглиноземистых гнейсов, а также железистых кварцитов, указывающих на существование периода интенсивного выветривания гра-

нитизированных пород основания. Неоднородная гранитизация блоков архейской коры подчеркивается различиями в стиле развития протерозойских геосинклиналей Саяно-Байкальской системы и характером магматизма, сопровождавшего это развитие.

Таким образом, архейский этап развития складчатых областей Центральной Азии может быть охарактеризован этапом широкого формирования двухслойной континентальной коры в специфических, не геосинклинальных условиях. Важно подчеркнуть, что к началу протерозоя архейская кора оказалась неравномерно гранитизированной.

**Протерозойский этап** распадается на ряд подэтапов и стадий, разделенных рубежами тектоно-магматической активности.

В начале протерозоя заложились обширный геосинклинальный бассейн, внешней границей которого служили зоны краевых швов будущей Сибирской платформы. Западная и юго-западная границы бассейна не известны. С юга он ограничивался Орхонским, Баян-Хонгорским, Керуленским и другими разломами от Сангилен-Приаргунского континентального блока. Разнообразие формаций, накапливавшихся в начале протерозоя, позволяет предполагать, что тектонический рельеф фундамента этого бассейна был заметно расчлененным, а сам бассейн в результате — дифференцированным. Наибольшая тектоно-магматическая активность проявлялась в восточных частях геосинклинального бассейна — в Становой и Шилкинской зонах, где накапливались мощные вулканогенные и терригенно-вулканогенные толщи.

Уже в раннем протерозое обозначились контуры крупнейших срединных массивов, представлявших собой блоки фундамента, приподнятые над уровнем моря.

Палеотектоническая обстановка начала раннепротерозойского времени на территории Муйской, Окинской и Ильчирской структур не ясна. История их тектонического развития реставрируется лишь с конца раннего протерозоя.

В середине раннего протерозоя тектоно-магматическая активность заметно снизилась, хотя контуры геосинклинального бассейна ощутимых преобразований не претерпели. Тектоническая зональность этого времени проявлена в обособлении Восточно-Саянской, Хамар-Дабанской и Байкальской зон карбонатной седиментации.

В конце раннего протерозоя произошло резкое усиление тектоно-магматической активности, выразившееся в расширении геосинклинального бассейна, в результате чего он приобрел «современные» очертания (рис. 44). На западной окраине Алданского щита в это время заложились структуры типа трогов. В это же время, вероятно, заложились шовные геосинклинальные прогибы — Муйский, Ильчирский, Харальский и др.

Геосинклинальный бассейн конца раннего протерозоя не отличался разнообразием тектонических обстановок. На большей его площади ложе активно прогибалось и лишь структуры Байкало-Патомской зоны достигли в это время зрелой стадии развития, на что указывают формационные особенности образований верхов ольхонской и чуйской серий.

К среднему протерозою, в результате проявления раннекарельского или балтийского диастрофизма, возникли первые участки новой континентальной коры на месте Байкало-Патомской и Становой зон (рис. 45). Подобные участки возникли, вероятно, и на месте Средне-Гобийской и Керуленской структур. Однако активного орогенеза вслед за этой складчатостью нигде в Саяно-Байкальской системе не последо-

вало. В других зонах отголоски балтийского диастрофизма фиксируются кратковременным вовлечением блоков догеосинклинального фундамента в воздымание, на что указывают поглубение осадков в верхней части урулюнгуевской свиты Приаргунья и других местах, зарождение

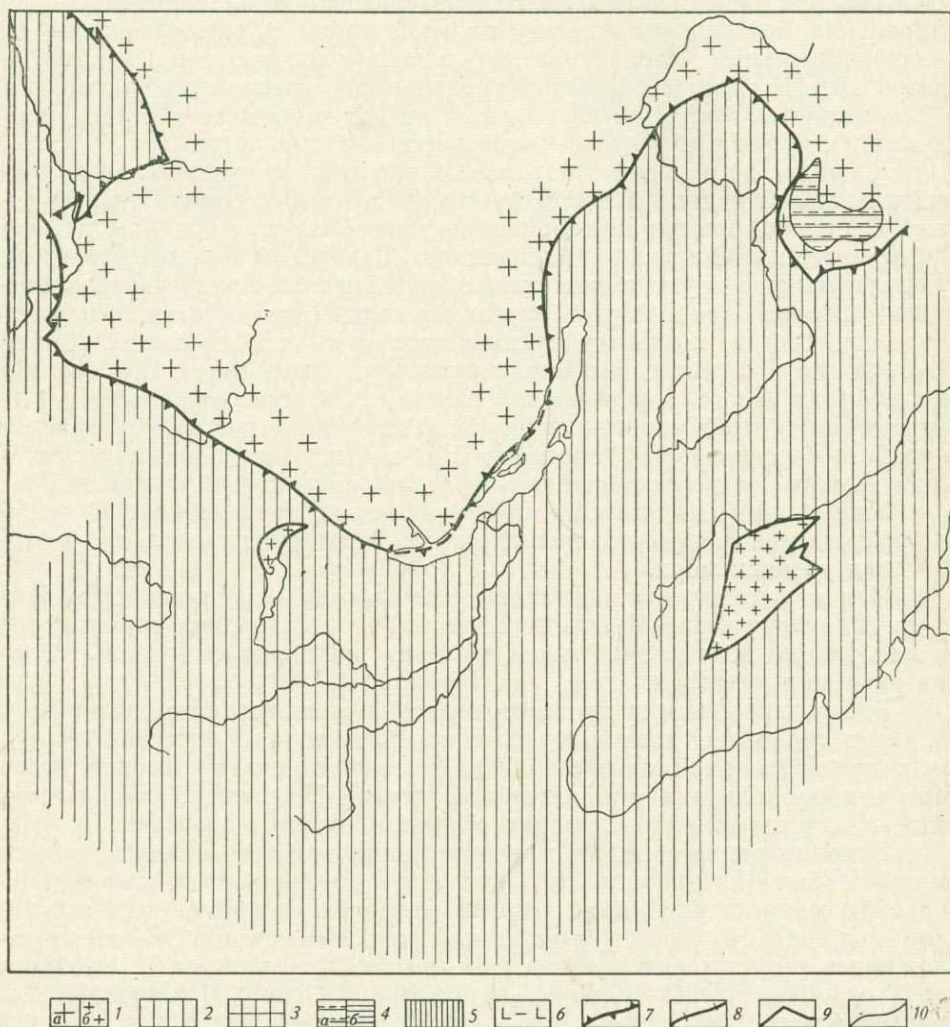


Рис. 44. Палеотектоническая схема Саяно-Байкальской системы в конце раннего протерозоя.  
 1 — блоки Северо-Азиатского кратона (а — в пределах Сибирской платформы, б — в пределах Саяно-Байкальской складчатой системы); 2 — зоны геосинклинального развития; 3 — зоны орогенного развития; 4 — зоны платформенного развития (а — в пределах древней Сибирской платформы, б — в пределах байкалид Саяно-Байкальской системы); 5 — зоны геосинклинальных регенераций; 6 — структуры Кузнецко-Тувинской и Зайсано-Гобийской систем без расчленения; 7—8 — краевые швы (7 — ограничивающие платформы, 8 — ограничивающие рифейский континент); 9 — разломы между региональными структурами; 10 — прочие разломы

гранито-гнейсовых куполов (смежные части Малханской и Амазаро-Нерчинской структур) и другие признаки.

На окраинах Сибирского кратона проявление тектоно-магматической активности балтийской эпохи выразилось в формировании на западной окраине Алданского щита гранитоидов субганского и ничатско-

го комплексов, которым предшествовало становление гранитов куандинского комплекса и распространение «спазматического могучего процесса гранитизации» [122]; «окологеосинклинальные» граниты сформировались в Присяянье (онотский комплекс) и в Южно-Енисейском

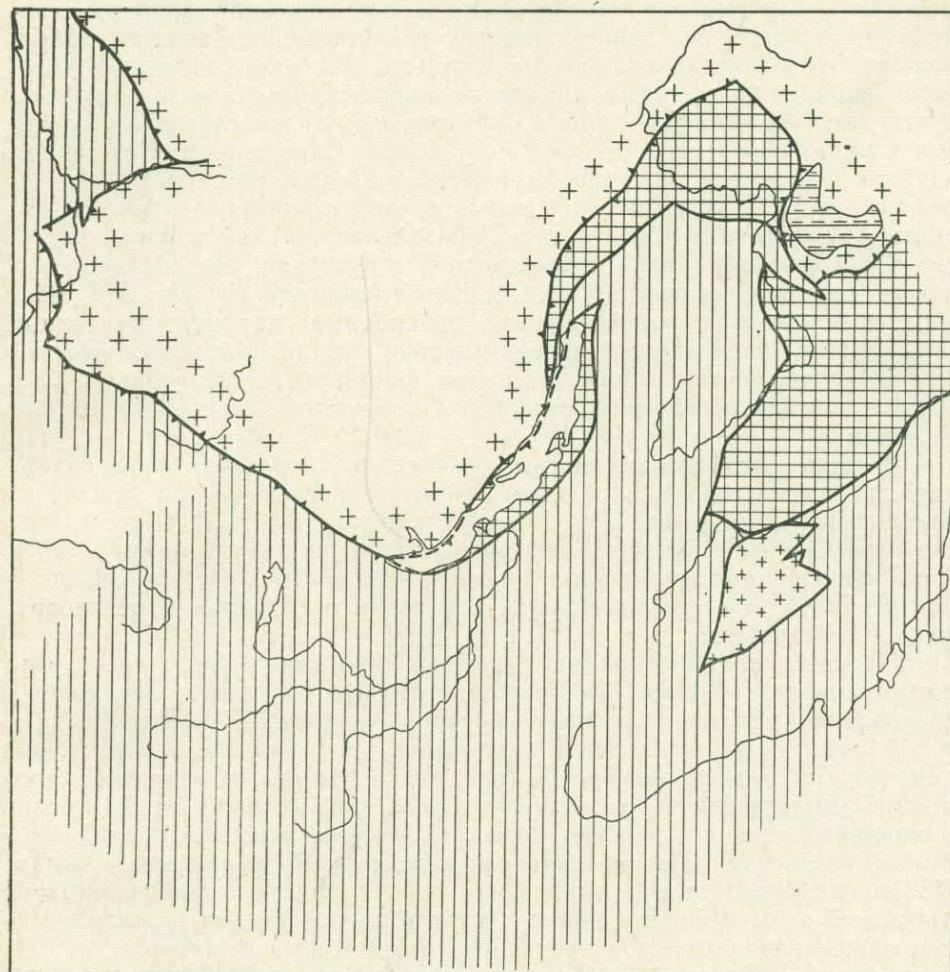


Рис. 45. Палеотектоническая схема Саяно-Байкальской системы в начале среднего протерозоя. Условные обозначения см. на рис. 44

выступе (таракские граниты). С этими же событиями связана наложенная гранитизация по архейским чарнокитам и гранулитам, а также регионально проявленное радиометрическое «омоложение» возраста архейских образований. Не случайно поэтому среди цифр абсолютного возраста архейских пород Сибири выделяется рубеж около 2000 млн. лет. Совокупность «внегеосинклинальных» процессов на окраине Сибирского кратона именуется балтийской эпохой диасхизиса (по М. А. Семихатову) [142]. Отметим, что по своей сути процессы диасхизиса близки процессам дейтероорогенеза. Однако выделение дейтероорогенных образований неминуемо предполагает наличие в данной зоне протоорогенных образований. Поскольку архейский этап развития

коры и архейские структуры нами рассматриваются негеосинклинальными, все разнообразие тектоно-магматических процессов стадии кратонизации архейских структур не предварялось явлениями протоорогенеза и поэтому объединяется понятием диасхизиса.

В среднем протерозое тектоно-магматическая активность резко снизилась. Сформированные массивы континентальной коры испытывали в это время пассивное орогенное и эмерсионное развитие, сопровождавшееся формированием остаточных прогибов и впадин, в которых накапливались преимущественно карбонатные породы. Активное прогибание сохранялось лишь во внутренних геосинклинальных прогибах Саяно-Байкальской системы — Муйском, Слюдянском, Орхонском, а также в прогибах Монголо-Амурской \* зоны (см. рис. 6, 7). Малханская структура достигла в это время зрелой стадии развития, на что указывает фациальная пестрота в образованиях верхов малханской серии (застепенская свита). Единственной структурой, еще не вовлеченной в геосинклинальный процесс, являлся Агинский массив. В остальных зонах системы накапливались однородные карбонатные толщи, отмечающие широчайшее распространение стадии тектонического покоя. В совокупности с зонами пассивно орогенного и эмерсионного развития эти зоны занимали большую часть площади Саяно-Байкальской системы.

В конце среднего протерозоя проявилась карельская фаза складчатости, в результате чего сформировался новый массив континентальной коры на месте Орхонско-Малханской зоны. В ряде других структур Саяно-Байкальской системы проявление движений карельской фазы фиксируется размывом (полным или частичным) среднепротерозойских толщ и, следовательно, вовлечением структур в кратковременное воздымание.

На юго-западной окраине Алданского щита в среднем протерозое сформировалась Кодаро-Удоканская структура, а также завершилось становление рапакивиподобных гранитов кодарского комплекса.

В раннем рифее активное прогибание продолжалось в тех же зонах, что и в среднем протерозое (рис. 46). В это время, вероятно, заложились Енисейский, Харальский и другие шовные прогибы. В геосинклинальный процесс, наконец, оказался вовлеченным и Агинский массив, Заангарская, Протеросаянская, Одурум-Шутхулайская, Хамар-Дабанская структуры, а также фланговые структуры Сангилен-Приаргунской зоны в раннем рифее достигли зрелой стадии развития. Ранее сформированные блоки континентальной коры испытывали орогенное развитие. Тектонической активностью раннерифейского времени объясняется геосинклинальная «экспансия» на окраины кратона. В Дзабханской и Байдаринской структурах продолжалось накопление существенно карбонатных толщ; в пределах Средне-Гобийской и Керуленской структур сохранялась эмерсионная стадия развития. В конце раннего рифея в результате складчатости и синорогенного магматизма, соответствующих эльсонской орогенической эпохе, к эпикарельскому континенту причленились огромные массивы новой континентальной коры, сформированной на месте Восточно-Саянской, Хамар-Дабан-Сангиленской, Центрально- и Восточно-Забайкальской зон, а также зон Енисейского Кряжа, Присаянья и Прибайкалья. Однако во внутренних

---

\* Под Монголо-Амурской понимается зона, состоящая из Дзагинского, Куналейского, Мензинского, Газимуро-Шилкинского и Шилка-Ононского прогибов и Агинского срединного массива.

зонах Саяно-Байкальской системы эльсонские движения проявились в образовании лишь локальных поднятий, обусловивших формирование частных несогласий в основании среднерифейских геосинклинальных комплексов; в отдельных же зонах активное прогибание эльсонскими движениями прерванным не было, вероятно в конце раннего рифея заложился Северо-Байкальский краевой вулканический пояс и ряд межгорных впадин.

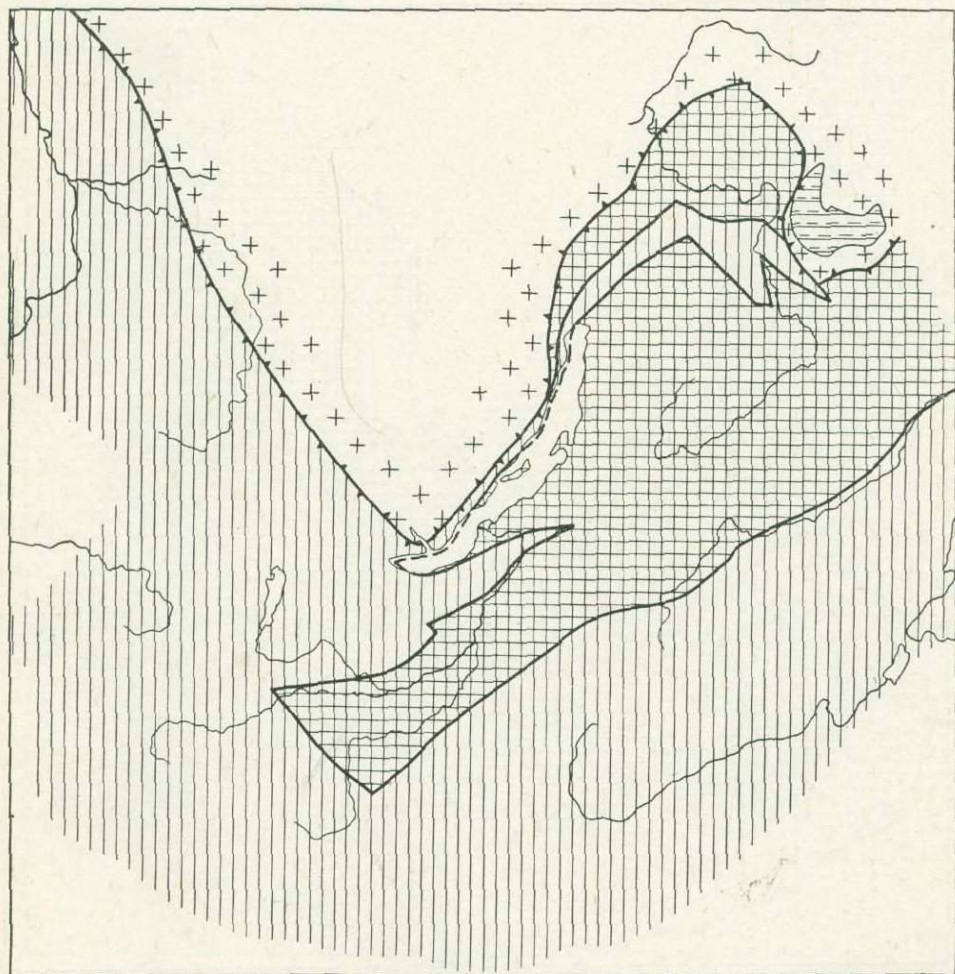


Рис. 46. Палеотектоническая схема Саяно-Байкальской системы в начале раннего рифея. Условные обозначения см. на рис. 44

В среднем рифее эпиэльсонский континент был вовлечен в орогенез (рис. 47), сопровождавшийся заложением краевых прогибов, внутреннего вулканического пояса, большинства межгорных впадин и прогибов, расширением краевого вулканического пояса и широким проявлением орогенного гранитоидного магматизма. Однако активность орогенических процессов в различных зонах этого континента была не одинаковой. Сквозные геосинклинальные прогибы байкалид (Слюдянский, прогибы Монголо-Амурской зоны и другие) были вовлечены в

пассивный эльсонский орогенез, сопровождавшийся слабым проявлением гранитоидного магматизма.

За пределами эпизельсонского континента, в Окинско-Харальской зоне и Дзагинском прогибе в среднем рифее продолжалось формирование геосинклинальных комплексов. В это же время в геосинклинальный процесс вновь вовлеклись Байдаригский, Средне-Гобийский и Керуленский блоки после длительной эмерсионной стадии их развития.

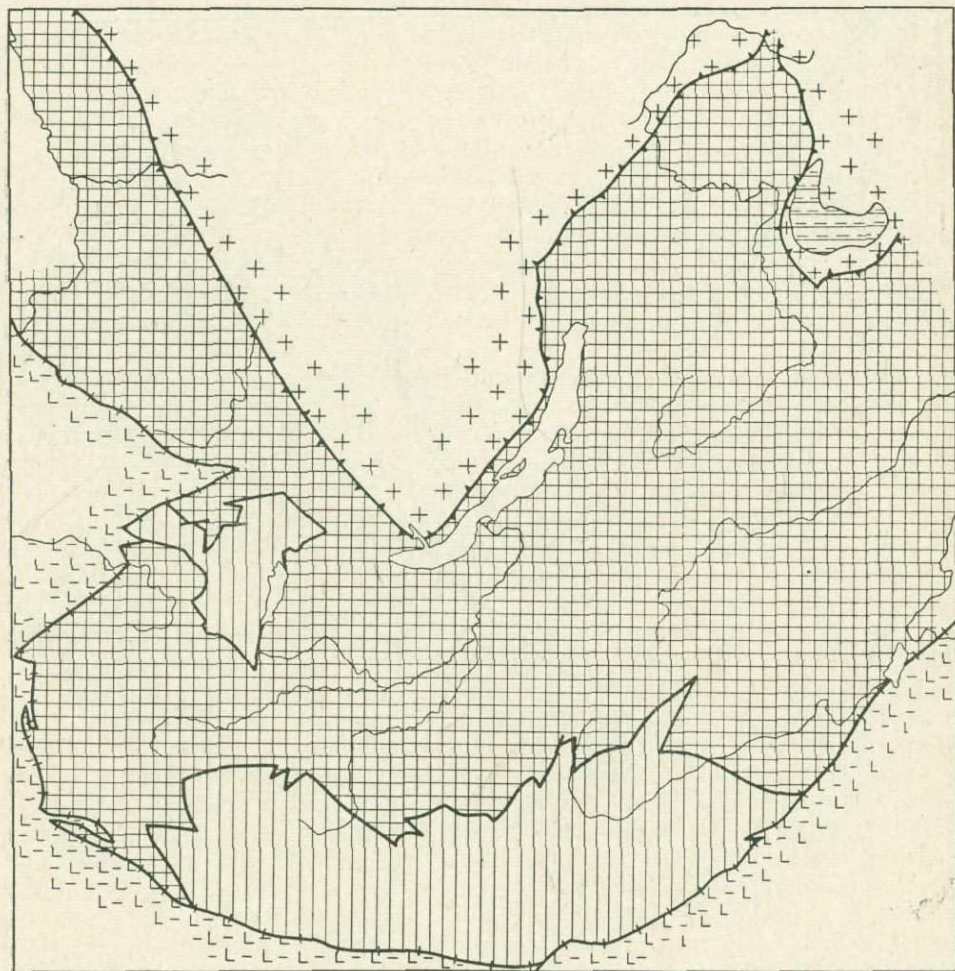


Рис. 47. Палеотектоническая схема Саяно-Байкальской системы в начале среднего рифея. Условные обозначения см. на рис. 47

В конце среднего рифея проявилась гренвильская фаза складчатости, которой были охвачены последние геосинклинальные зоны, в результате чего оформился Саяно-Байкальский континентальный геоблок в его современных контурах.

В позднем рифее наиболее активно орогенические процессы протекали в восточной и южной частях Саяно-Байкальской системы, где наряду с орогенными структурами мощнейшее развитие получил позднерифейский гранитоидный магматизм (рис. 48). Все сквозные проги-

бы байкалид (в том числе зон гренвилльской складчатости) характеризовались пассивным орогенным развитием. На Енисейском Кряже и в Северо-Западном Присаянье в позднем рифее началось формирование платформенного чехла в грабенообразных структурах.

Важнейшим событием позднерифейского времени явилось разрастание Кузнецко-Тувинского океана, с эпохой спрединга в котором совпало заложение раннекаледонских регенерированных геосинклиналей

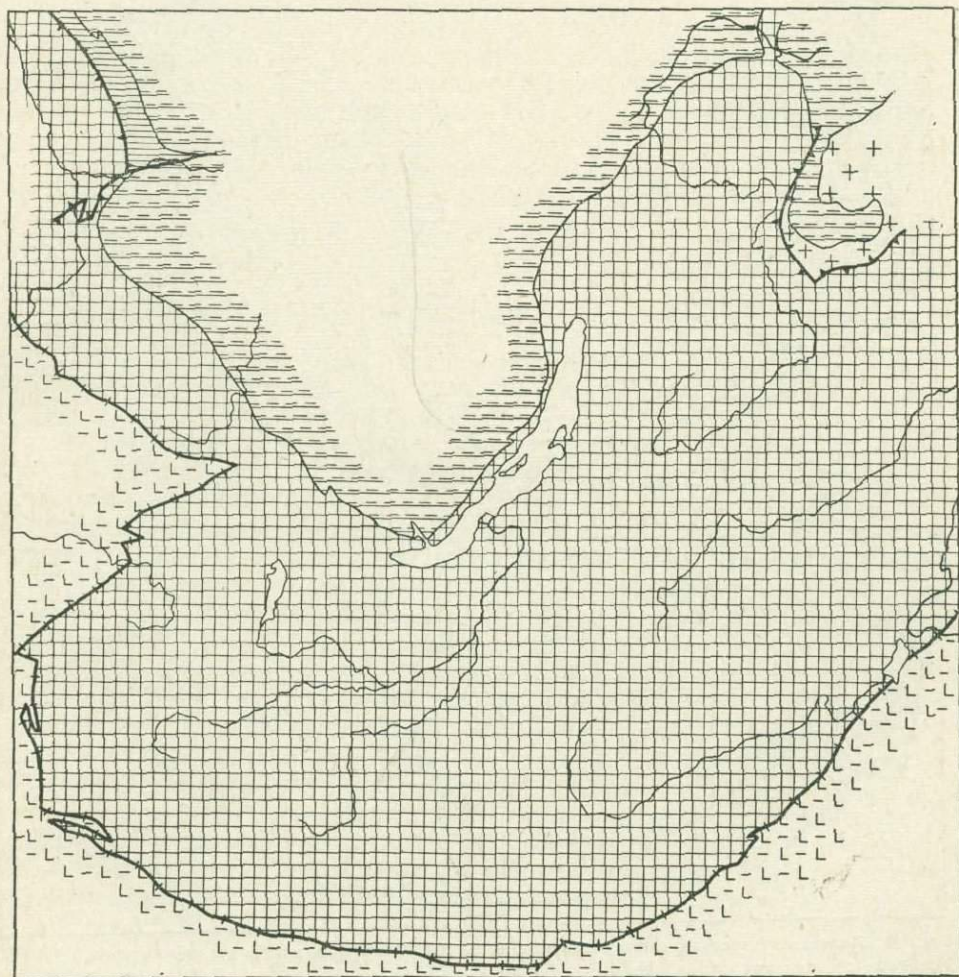


Рис. 48. Палеотектоническая схема Саяно-Байкальской системы в начале позднего рифея. Условные обозначения см. на рис. 44

и внешних геосинклинальных прогибов, непрерывно развивавшихся почти до конца кембрийского периода (рис. 49). С этим же событием совпало зарождение качественно новых процессов, преобразующих ранее созданную континентальную кору. Формами выражения этих процессов явились дейтероорогенез, заложение и оживление глубинных разломов, становление комплексов щелочных пород и др.

В венде тектоническая обстановка на большей части Саяно-Байкальской системы не претерпела существенных изменений. Лишь в



Присаянье, Прибайкалье и Байкальской горной области орогенное развитие сменилось платформенным.

**Фанерозойские этапы.** В раннем кембрии на Енисейском кряже, в Присаянье, Прибайкалье и в Байкальской горной области накапливались однообразные карбонатные толщи платформенного чехла. Продолжалось развитие регенерированных геосинклиналей и внешних гео-

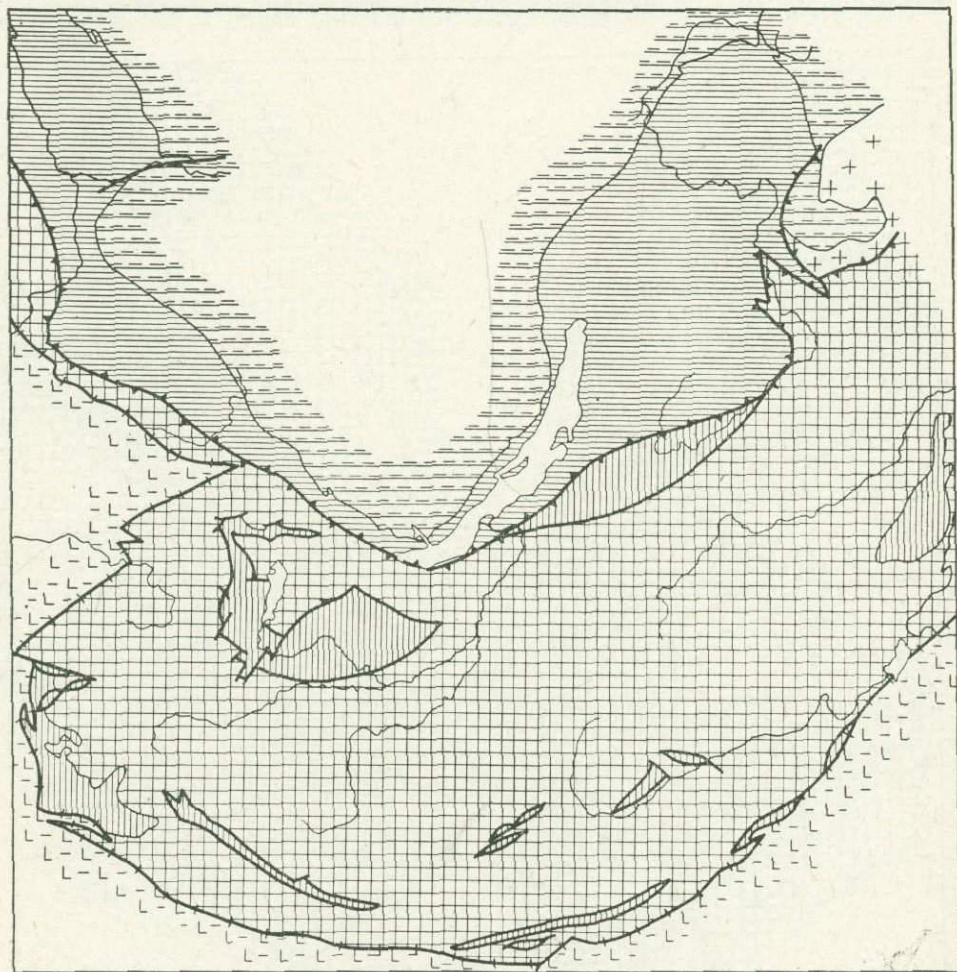


Рис. 49. Палеотектоническая схема Саяно-Байкальской системы в конце позднего рифея. Условные обозначения см. на рис. 44

синклинальных прогибов, за пределами которых господствовал режим дейтероорогенного развития.

В среднем кембрии произошло замыкание раннекаледонских моногеосинклиналей, сопровождавшееся складчатостью, эпигеосинклинальным орогенезом и становлением гранитоидных комплексов. За пределами этих геосинклиналей продолжалось дейтероорогенное развитие. В конце среднего кембрия ареал орогенного режима развития расширился за счет эпибайкальских платформенных блоков, вовлеченных в эпиплатформенный орогенез. С последним было связано метаплатформенное молассообразование.

В позднем кембрии оформился раннекаледонский континент, на площади которого лишь местами накапливались молассоиды в межгорных впадинах, унаследованно развивавшихся со среднего кембрия. Общая континентальная пауза продолжалась в раннем ордовике.

Примерно в среднеордовикское время произошли подвижки в зоне Баян-Хонгорского шва, где заложился узкий протяженный орогенный прогиб, формирование которого ознаменовало начало нового — герцинского этапа развития Саяно-Байкальской системы. В течение этого этапа развивались моногеосинклинали, внешний геосинклиальный прогиб и орогенные структуры, принципиально сходные с раннекаледонскими. Формирование наложенных герцинских структур сопровождалось становлением разнообразных комплексов щелочных, щелочно-гранитоидных и гранитоидных пород.

Принципиально сходная тектоническая история Саяно-Байкальской системы реставрируется и для мезозойского этапа развития. Широко и многообразно проявился в мезозое магматизм, хотя и преобладающего гранитоидного состава.

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ

Поскольку об архейской тектонической истории мало что известно, рассмотрение закономерностей тектонического развития начнем с докембрийского этапа развития байкалид.

**Закономерности геосинклиального развития байкалид.** В большинстве докембрийских геосинклиальных зон Центральной Азии выделяются формации начальной и зрелой стадии развития, часто разделенные образованиями стадии тектонического покоя или вялости (средняя стадия развития), что резко отличает эти геосинклиальные зоны от эвгеосинклиналей. Выделяются два основных интервала времени, в течение которых отмечался спад тектонической активности (фиксируемый длительным периодом формирования существенно карбонатных толщ и высокозрелых осадков) — в середине раннего протерозоя и в среднем протерозое. Причем среднепротерозойская стадия тектонического покоя совпадает с тектоническим затишьем в глобальном масштабе. Именно эта стадия послужила сибирским тектонотипом так называемой квазиплатформенной стадии развития [169].

В ряде зон зрелая стадия развития геосинклиналей не проявлена. Такие зоны испытывали сквозное прогибание в течение всего геосинклиального этапа и соответственно характеризовались незавершенным развитием в байкальском цикле. Крупнейшей структурной единицей с незавершенным развитием в байкальском цикле является Монголо-Забайкальская [36], или Монголо-Амурская [11], область. Достаточно крупной геосинклиальной ячейкой с незавершенным развитием является Харальско-Слюдянская. Причем наиболее ярко выраженным сквозным прогибанием характеризовались структуры, сопряженные с конседиментационными геоантиклиналями. Это косвенно указывает на длительное поглощение коры кратона, ее перманентное засасывание под прогибами и синхронное компенсационное всплывание линз сиала под формирующимися геоантиклиналями.

Не одинаковый возраст формаций, характеризующих однотипные стадии развития различных геосинклиальных зон, свидетельствует об отсутствии в докембрийском этапе тектогенеза рассматриваемых регионов общих историко-хронологических закономерностей в смене стадий развития (рис. 50). Это указывает также на то, что тектоно-магматиче-

ская активность в различных зонах в одно и то же время была неодинаковой и процесс формирования новой континентальной коры протекал асинхронно и с разной интенсивностью.

В краевой системе на геосинклинальном этапе развития стадийность проявлена только в Восточно-Енисейской миогеосинклинальной зоне. В Прибайкалье выделяется лишь начальная стадия, а в Приса-

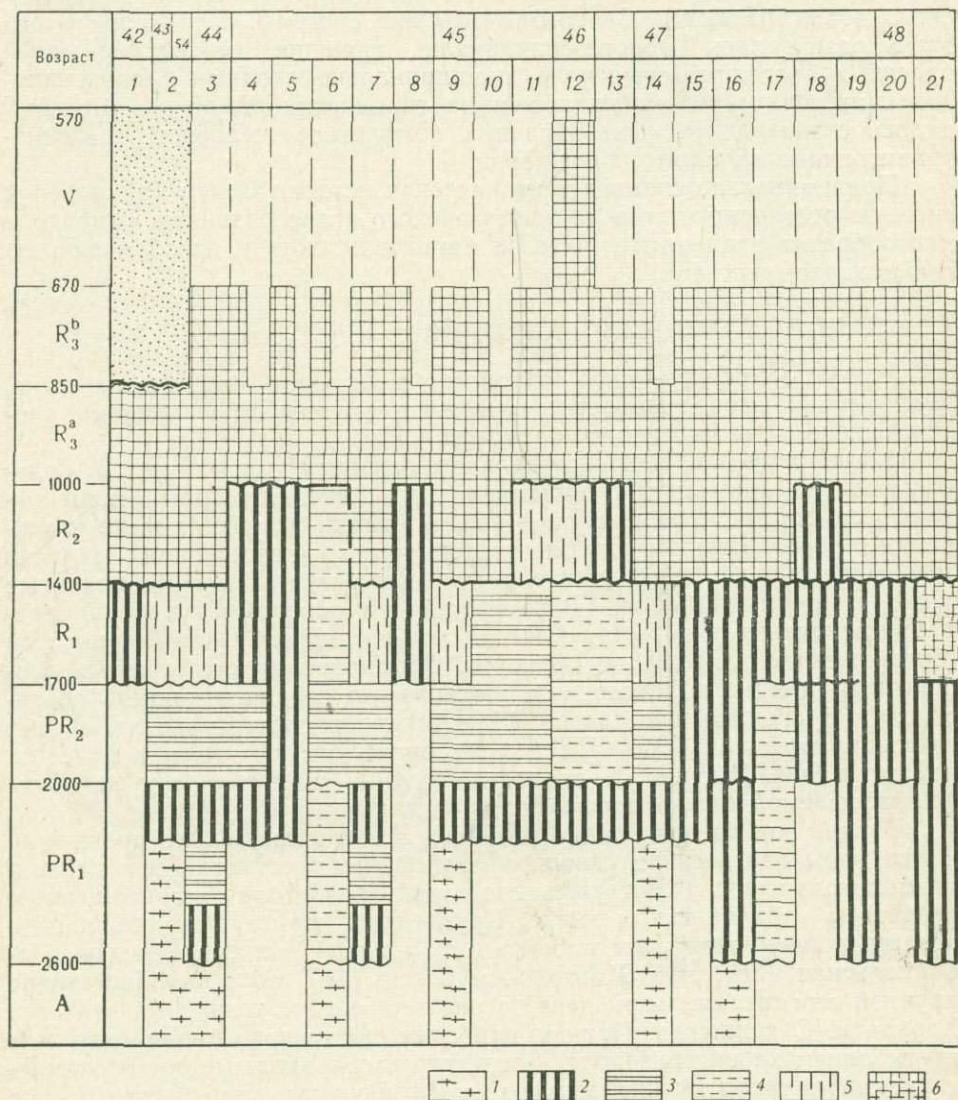
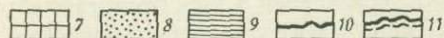
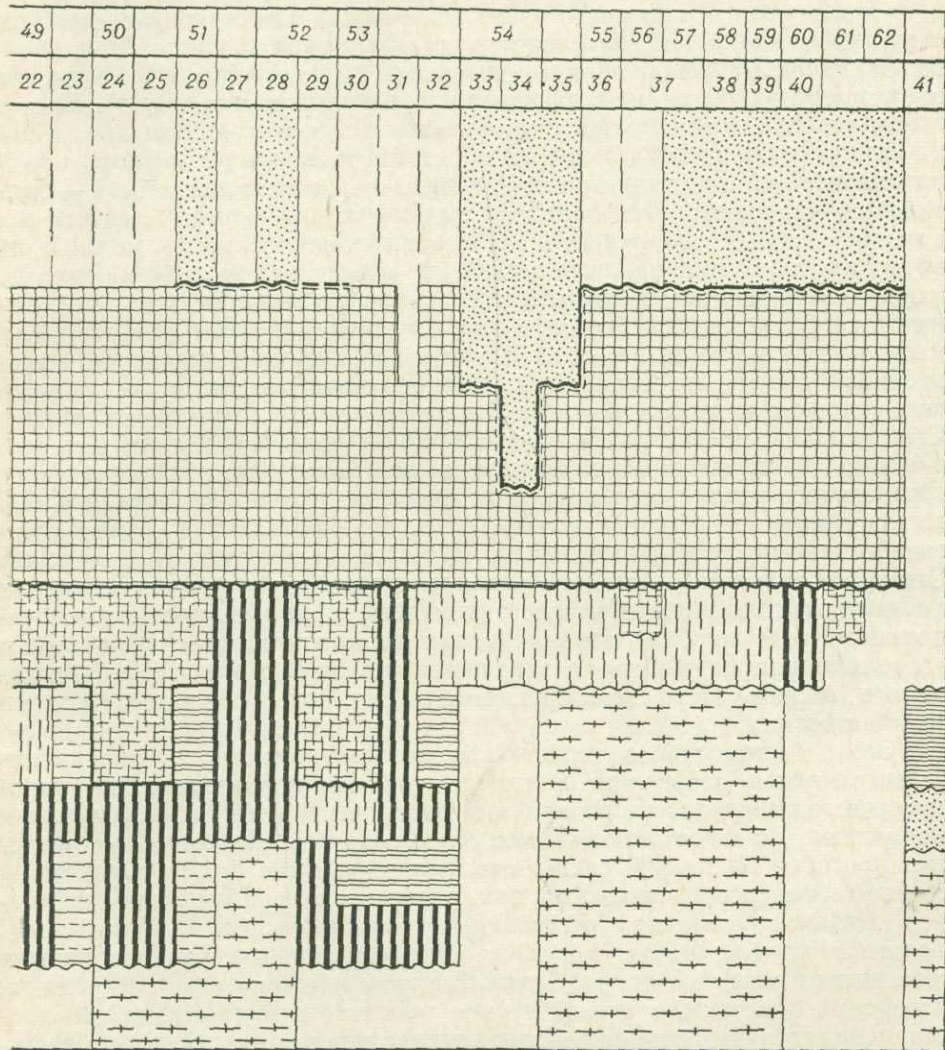


Рис. 50. Схема развития структур байкалид Центральной Азии.

Структуры геосинклинального этапа. Шовные геосинклинальные прогибы: 1 — Енисейский; 5 — Ильчирский; 8 — Харальский; 16 — Шилка-Ононский; 20 — Кунадейский; 28 — Муйский. Поднятия: 2 — Заангарское; 7 — Одурум-Шутхулайское; 22 — Малханское; 29 — Чуйско-Тондско-Нечерское; 30 — Байкальское; 32 — Хамар-Дабанское. Прогибы: 3 — Протеросаянский; 4 — Окниский; 15 — Газимуро-Шилкинский; 18 — Дзагинский; 19 — Мензинский; 21 — Орхонский; 24 — Амазаро-Нерчинский; 31 — Слюдянский; 35—39 — Присяянской перикратонной геосинклинальной зоны (35 — Манский, 36 — Туманшетский, 37 — Урик-Тагульский, 38 — Онотский, 39 — Иркутский). Массивы: 6 — Гарганский; 17 — Агинский; 23 — Кяхтинский; 25 — Моклакан-Могочинский; 26 — Баргузино-Витимский; 27 — Муйский. Блоки: 9 — Сангиленский, 10 — Дзабханский, 11 — Байдаригский; 12 — Средне-Гобийский; 13 — Керуленский; 14 — Приаргунский. 33—34 — Восточно-Енисейская миогеосинклинальная зона (33 — южная часть, 34 — восточная часть); 40 — Прибайкальская пери-

янье — зрелая, образования которых ложатся прямо на фундамент, что характерно для структур типа срединных массивов (например, Сольноковский флишевый прогиб на Паннонском срединном массиве).

Важной особенностью развития докембрийских структур Центральной Азии является асинхронность заложения геосинклинальных зон. Причем большую часть времени в интенсивное прогибание была вовле-



кратонная геосинклинальная зона; 41 — Кодаро-Удоканское перикратонное опускание. Структуры орогенного этапа. *Остаточные прогибы:* 42 — Исаковский; 44 — Чатыгойские; 45 — Чахьргойский; 46 — Орцогский; 47 — Кадаинский; 48 — Дарханский; 49 — Катаевские; 50 — Ирганинский; 51 — Янчуёвский; 53 — Зундукский; 54 — Тунгусские. *Вулканические пояса:* 43 — Глушихинский внутренний; 60 — Северо-Байкальский краевой. *Межгорные прогибы:* 51 — Ципа-Витимканский; 52 — Бодайбинский и Олоkitский; 55 — Джуктырские; 56 — Ермасохинский и Ингашинский. *Краевые прогибы:* 57 — Присаянский; 58 — Тьретский; 59 — Приангарский; 61 — Прибайкальский; 62 — Жуниско-Патомский.

Стадии развития: 1 — кратонизация; 2 — начальная; 3 — средняя (стадия тектонической вялости или покоя); 4 — эмерсионная; 5 — зрелая; 6 — раннеорогенная; 7 — позднеорогенная; 8 — орогенная катаплатформенная; 9 — ортоплатформенная; 10 — граница между ранне- и позднеорогенной стадиями; 11 — рубеж катаплатформенной стадии развития

чена меньшая часть зон геосинклинального бассейна. Это позволяет объяснить распространение нисходящих движений и вовлечение блоков коры в опускание в собственно геосинклинальных зонах благодаря всплыванию линз сналя в смежных зонах.

**О процессе консолидации докембрийских геосинклиналей.** Особенности процессов консолидации геосинклинальных структур характеризуют их динамичность, отражая характер и значение развивавшихся в их пределах тектоно-магматических событий. Известно, чем крупнее структуры, тем более длительно они развиваются и, стало быть, наиболее вероятно асинхронность отмирания геосинклинального режима в их пределах. Огромной длительностью развития характеризовались докембрийские геосинклинальные системы и пояса, среди которых Саяно-Байкальская система является крупнейшей. В истории развития последней наибольшее значение имели четыре эпохи складчатости — балтийская, карельская, эльсонская и гренвильская, которые, однако, охватывали не всю площадь системы, а лишь некоторые ее зоны. В их пределах геантиклинальные поднятия представляли собой сектора наиболее раннего проявления складчатости. Складчатые зоны по отношению к развивавшимся по соседству геосинклинальным зонам выступали в качестве массивов или блоков в той или иной степени сформированной континентальной коры. Они выключались из геосинклинального процесса и переживали длительное и сложное орогенное развитие. С течением времени эти массивы, или зоны, ранней консолидации разрастались, а ареал орогенного режима все более расширялся и, таким образом, все структуры складчатой системы находились между собой во взаимодействии вплоть до окончательного отмирания тектоно-магматической активности в ее пределах. В целом докембрийские структуры Саяно-Байкальской системы в течение протерозоя и рифея сохраняли высокую тектоно-магматическую активность. Общность кратонного фундамента этой системы и наличие зон разновозрастной складчатости позволяют рассматривать ее в качестве крупнейшего в Евразии агломерата блоков архейского фундамента, спаянных протерозойскими складчатостями.

Зоны балтийской и карельской складчатости характеризовались незавершенным развитием. В их пределах не накапливались эпигеосинклинальные молассы, не получил распространения и субсеквентный магматизм. Во фронтальной части этих областей не возникли и краевые прогибы. Напротив, среди этих зон и рядом с ними в раннем—среднем протерозое продолжалось развитие геосинклиналей (например, Байкало-Патомской, Восточно-Забайкальской и других зон). Только в конце раннего рифея, в эльсонскую эпоху, большая часть геосинклинальных структур Саяно-Байкальской системы претерпела инверсию, отмеченную кульминацией орогенного магматизма, распространившегося на зоны балтийской и карельской складчатости. О наиболее важном значении диастрофизма эльсонской эпохи свидетельствует и активное формирование лишь в это время орогенных структур, в том числе в краевой системе.

Зоны, испытывавшие сквозное прогибание, по-разному реагировали на эльсонские движения. Одни из них были вовлечены в пассивный эльсонский орогенез, в других — формирование геосинклинальных комплексов продолжалось вплоть до эпохи гренвильских движений, проявившихся, однако, тоже в пассивной форме. Соответственно в этих зонах процесс консолидации коры в байкальском цикле оказался незавершенным (зоны незавершенной складчатости байкалид).

Возможной причиной укороченности геосинклинального процесса в восточных зонах Саяно-Байкальской системы является меньшая степень гранитизации их догеосинклинального субстрата и, как следствие этого, более свободное и быстрое рассредоточение глубинной энергии. Геосинклинальный процесс завершился здесь, однако, менее качественными результатами, следствием чего явилось более длительное орогенное развитие, затянувшееся до конца рифея (позднестановой, баргузинский и другие орогенные гранитоидные комплексы).

Отмирание геосинклинального режима (миграция инверсии, или полярность геосинклинального процесса и завершающей его складчатости) происходило в Центральной Азии в направлении с востока и севера к западу и югу (т. е. в стороны от Сибирского кратона), прогрессивно разрастаясь во времени, достигнув кульминации в эльсонскую эпоху, и закончилось в позднем рифее. Следовательно, повсеместной изохронной инверсии в докембрийских геосинклиналях Центральной Азии не было. В течение протерозоя и рифея в их пределах происходило перманентное наращивание секторов новой коры континентального типа, подчеркиваемое постепенностью перехода между разновозрастными складчатыми зонами или скольжением возраста складчатости по простиранию структур. Постепенность перехода между разновозрастными складчатыми зонами выражается в последовательном разрастании площади (вплоть до раскрытия) и омоложении возраста формаций остаточных прогибов по мере движения из зон более древних складчатостей в зоны более молодой складчатости. Соответственно возрастные аналоги формаций остаточных структур в смежной зоне представлены формациями, характеризующими собственно геосинклинальный этап развития. Параллельно с этим в том же направлении в строении структур отмечается уменьшение роли гранито-гнейсовых куполов — своеобразных ядер ранней консолидации и увеличение площадей распространения типично геосинклинальных комплексов. Однако это последнее явление свойственно лишь наиболее древним зонам — Становой и Орхонско-Малханской [8]. Постепенность перехода между зонами разновозрастной складчатости является обычным явлением природы. «Где есть развитие, движение, там всегда есть переходы одного в другое, исключая резкие границы» [74, с. 116]. Отсутствие всеобщих тектонических катастроф подчеркивается и данными биостратиграфии, согласно которым выделяются переходные отложения между системами [171].

Таким образом, динамика процесса замыкания докембрийских геосинклиналей Центральной Азии подчинялась теории акреции, блестящее подтверждение которой всегда указывалось на примере складчатого обрамления Сибирской платформы, но лишь для неогейского мегакрона Г. Штилле.

**О границах байкальского цикла.** Многие исследователи [178, 172, 57] за нижнюю границу байкальского цикла принимали рубеж свекофенно-карельской складчатости. В близком геотектоническом смысле Г. Штилле [181] выделял ассинтский цикл, начиная его с альгольской складчатости. Позднее А. Л. Яншин [160], М. В. Муратов [108] и другие исследователи, в результате анализа тектоники Евразии и Мира, пришли к выводу о более длительном развитии некоторых рифейских геосинклиналей и даже о сквозном развитии некоторых из них на протяжении афебиа и рифея (Катангский, Аравийский, Бразильский и другие пояса). Этот вывод подтверждают исследования автора в Южной Сибири, поскольку протерозойские и рифейские складчатые комплексы

в разрезах и структурах пространственно тесно связаны между собой.

По той же причине расплывчат и верхний рубеж байкальского цикла. По мнению В. Е. Хаина [167], завершение развития ряда подвижных поясов на гондванских платформах произошло в позднебайкальскую (раннекаледонскую, сардскую, дамарскую) эпоху, в связи с чем лишь с ордовика и силура на Африканском, Южно-Американском и Антарктическом кратонах установился платформенный режим. Учитывая все это, Н. А. Штрейс [182] считает более правильным нижнюю границу неогей совместить с началом палеозоя, а рифейды Южной геосферы рассматривать в рамках мезогей. Очевидно, нижнюю границу мезогей целесообразно совместить с рубежом кеноранского (беломорского, родезийского) диастрофизма, т. е. с границей архея и протерозоя. В этом случае мезогейский мегахрон будет охарактеризован сходными тектонической историей и структурообразованием в обеих геосферах, так как примерно через одни и те же интервалы времени в их пределах фиксируются складчатости байкальского цикла. Рубежи диастрофизма внутри протерозоя, как это следует из материалов по тектонике докембрия континентов [120, 136, 169] и новых данных по тектонике докембрия Центральной Азии, не имеют принципиального значения и поэтому не могут рассматриваться в качестве границ между мегахронами. Действительно, в каждую из докембрийских диастрофических эпох возникали лишь отдельные складчатые пояса, системы или зоны. В целом же протерозойско-рифейские геосинклинали обеих геосфер развивались в интервале от 2500—2700 до 570—670 млн. лет.

Неодинаковая длительность развития конкретных геосинклинальных зон является причиной дискуссий о границах байкальского цикла. Очевидно, в общем случае этот цикл охватывает весь протерозой, в шкалах же континентального ранга его диапазон является переменным в каждом конкретном случае. Наиболее полно байкальский цикл представлен в Сибири, где наряду с зонами разновозрастной складчатости известны сквозные протерозойско-рифейские прогибы, развивавшиеся на протяжении большей части его периода.

Размещение байкалид с различной длительностью доорогенного развития иногда ставится в зависимость от времени становления ядер континентов — чем раньше время консолидации кратонов, тем более раннее время завершения байкальского цикла и более короткий его период [17]. Очевидно, эта закономерность не является универсальной, так как на всех континентах широко проявлены различные складчатости байкальского цикла, но с разными пространственными закономерностями в их размещении. Неодинаковая длительность развития протерозойско-рифейских геосинклиналей определяется, по-видимому, не столько возрастом консолидации фундамента, сколько его зрелостью.

Таким образом, в общей схеме периодизации тектонической истории Земли байкальский цикл характеризуется длительностью около двух миллиардов лет и рассматривается в рамках единого мегахрона — мезогей (см. табл.). В сходном понимании этот цикл был охарактеризован Л. И. Салопом [135] на примере Байкальской горной области.

**О фазах складчатости байкальского цикла.** Вышеизложенное свидетельствует о том, что непрерывной, сквозной байкальской тектонической эры не существует. Она распадается на частные тектонические эры и субэры с неодинаковым значением рубежей, которые их разделяют. Ранее этот вывод сформулировали и обосновали Н. С. Шатский, А. А. Богданов, Ю. А. Косыгин, В. Е. Хайн и другие геологи, но в основном на материалах, не относящихся к Саяно-Байкальской системе.

Материалы по тектонике Саяно-Байкальской системы находятся, очевидно, в соответствии с данными по тектонике докембрия континентов.

За пределами Саяно-Байкальской системы, на Сибирском кратоне фазам диастрофизма соответствовали фазы термо-тектонического омоложения (по Кеннеди) или фазы диасхизисов (по М. А. Семихатову). Впрочем, явления радиологического омоложения широко распространены и во внутренних частях складчатой системы. Они обусловлены «переплавлением» коры ранее сформированных структур и не случайно, поэтому, цифры абсолютного возраста группируются в интервалы, близкие к рубежам диастрофизма [79]. Кроме того, эти группы цифр обнаруживают тенденцию к снижению возраста в западном направлении [131], что отражает направление миграции геосинклинального процесса.

На Сибирской платформе отголосками тектоно-магматических процессов на рубежах раннего и среднего протерозоя, афебия и рифея и внутри рифейских эр явились: формирование моласс улканской и уянской серий Учуро-Майского района (около 2000 млн. лет); заложение крупных перикратонных прогибов (учурская серия,  $1650 \pm 50$  млн. лет), а также авлакогенов; несогласие и перерыв в основании аймчанской серии Учуро-Майского района (около 1400 млн. лет); трансгрессивное несогласие в основании керпыльской (1200 млн. лет) и лахандинской серий (1050 млн. лет) в том же Учуро-Майском районе; юдомская трансгрессия (около 650 млн. лет) на обширных пространствах Сибирской платформы. На восточной окраине Алданского щита четыре тектонические эпохи, соответствующие рубежам между ранним, средним, поздним рифеем и вендом, описал Р. Н. Макрушин (1973 г.).

**Закономерности орогенного развития байкалид.** Выделяются две стадии орогенного развития структур байкалид—ранняя досреднерифейская и поздняя средне-позднерифейская. В раннюю стадию происходило формирование остаточных (унаследованных) межгорных прогибов и впадин, эфемерных наложенных межгорных впадин, краевого вулканического пояса, а также становление синтетектонических гранитоидов. В течение этой стадии в пределах геосинклинальной системы центральноазиатских байкалид последовательно сформировались зоны балтийской и карельской консолидации—первые участки новообразованной коры континентального типа. В размещении структур и plutонических образований ранней генерации четко проявлены их соответствие и согласованность с полярностью геосинклинального процесса. Это выражается в том, что раньше всего, в конце раннего—среднем протерозое, началось обособление остаточных прогибов и становление синтетектонических гранитоидов (или иначе, вступление в орогенное развитие) в восточных и северных зонах Саяно-Байкальской системы—Байкало-Патомской и Становой. Позже, в раннем рифее, орогенез распространился в Орхонско-Малханскую зону, т. е. в районы, расположенные западнее и южнее. Важно отметить, что уже в раннеорогенную стадию происходило массовое формирование синтетектонических гранитоидов, характеризующихся калий-натриевым химизмом, что свидетельствует о значительной зрелости коры в эту стадию развития докембрийских структур Центральной Азии (чуйский, древнестановой и другие комплексы). Этим эпикратонная система байкалид отличается от эвгеосинклиналей, в пределах которых в раннеорогенную (переходную) стадию развития возникали первые, небольшие линзовидные участки коры континентального типа. Причем гранитоиды, сформировавшиеся в небольшом количестве в эту стадию развития эвгеосинклинальных структур,



характеризуются натрий-кальциевым (острово-дужным) химизмом [123]. Становление континентальной коры в эвгеосинклинальных областях палеозонд Евразии завершилось, как это показал А. А. Моссаковский [107], в позднеорогенную стадию их развития, в течение которой происходило формирование главного объема гранитоидов.

Большинство структур байкалид Центральной Азии пережили позднеорогенную стадию развития в среднем — позднем рифее, в эльсонскую эпоху. В это время сформировались складчатые сооружения, крупнейшие за всю историю развития байкалид Центральной Азии. В это же время заложены многочисленные и разнообразные орогенные структуры, крупнейшие из которых непрерывно развивались до конца рифея. По-прежнему в большом объеме формировались гранитоиды. Движениями эльсонской эпохи в ряде структур центральноазиатских байкалид был прерван геосинклинальный режим развития, в результате чего сформировались зоны незавершенной эльсонской складчатости. Лишь в Окинско-Харальской и Дзагинско-Керуленской зонах эти движения не привели к ликвидации геосинклинального режима, продолжавшегося вплоть до эпохи гренвилльской складчатости. Но роль этих зон в структуре байкалид Центральной Азии незначительна и, кроме того, из-за их слабой пока изученности имеются основания сомневаться в фактической аргументации их принадлежности к гренвилидам.

В зонах доэльсонской консолидации эльсонские орогенные структуры и гранитоиды характеризуются ярко выраженными чертами наложенности (Бодайбинский межгорный прогиб, Северо-Байкальский краевой вулканический пояс, грандиозные ареалы позднерифейских орогенных гранитоидов в Орхонско-Малханской, Байкало-Патомской и Становой зонах). В зонах эльсонской консолидации орогенные структуры представлены остаточными и наложенными межгорными прогибами и впадинами, внутренним вулканическим поясом, а также краевыми прогибами, формирование которых сопровождалось становлением многофазных гранитоидов.

Не все структуры и гранитоиды позднеорогенной стадии заложены и сформировались одновременно на рубеже около 1400 млн. лет назад. Под эльсонским орогенезом понимается важнейший тектоно-магматический процесс, в той или иной степени охвативший все структуры Саяно-Байкальской системы и положивший начало массовому орогенному структуро- и гранитообразованию. Завершение этого процесса происходило в различных зонах Саяно-Байкальской системы неодновременно, что наиболее отчетливо проявлено в особенностях размещения гранитоидов. Раньше всего в конце раннего рифея сформировались гранитоиды в Присаянской зоне, где они трансгрессивно перекрываются среднерифейскими образованиями карагасской серии. В раннем — среднем рифее гранитообразование наиболее активно происходило в Восточно-Саянской зоне и Хамар-Дабанской подзоне. В среднем — позднем рифее ареал гранитообразования распространился в зоны Енисейского Кряжа, Орхонско-Малханскую, Центрально- и Восточно-Забайкальские, а также Сангиленско-Дзабханскую подзону. В небольшом количестве гранитоиды сформировались в это же время в Окинско-Харальской и Дзагинско-Керуленской зонах. В позднем рифее массовое формирование гранитоидов происходило главным образом в Байкало-Патомской, Становой и Байкало-Витимской зонах, а также в пределах Баргузино-Витимского срединного массива, Байдаринского, Керуленского и Средне-Гобийского блоков Сангилен-Приаргунской геосинклинальной зо-

ны. Таким образом, на протяжении среднего—позднего рифея эпизольсонские тектоно-магматические процессы «мигрировали» в южном и восточном направлениях. Это свидетельствует о трансформации общей тектонической зональности со среднего рифея с субширотной, свойственной Атлантическому сектору Евразии, на субмеридиональную, свойственную Тихоокеанскому сектору Земли, что находится в соответствии с данными об оформлении в рифее (а не с конца палеозоя, как принято считать) Тихоокеанского сектора коры в качестве самостоятельного геоструктурного элемента [87].

В различных зонах байкалид разрыв во времени между окончанием раннеорогенной стадии развития и началом позднеорогенной стадии или, что то же, длительность переходного периода были не одинаковыми. В течение этого периода зоны балтийской и карельской складчатости характеризовались ярко выраженными индивидуальными особенностями, сохраняя потенциальную активность. Многие различия в их строении были сnivelированы после эльсонской орогенической эпохи благодаря широко проявившемуся позднеорогенному гранитоидному магматизму, в ареал которого были включены и зоны доэльсонской складчатости. С этого времени однотипные по своему развитию, но разновозрастные структуры байкалид стали характеризоваться однотипным строением коры. Иначе говоря, в итоге эльсонского орогенеза произошло объединение разнородных и разновозрастных докембрийских структур Центральной Азии в единый континентальный массив с неодинаковой зрелостью коры в отдельных его зонах. Последнее подчеркивается специфическими особенностями проявления в пределах этих зон эпизольсонских тектоно-магматических процессов.

Вышеизложенное свидетельствует о том, что значение тектоно-магматических процессов ранне- и позднеорогенной стадии развития в формировании структуры центральноазиатских байкалид было различным. Поскольку в течение раннеорогенной стадии возникли лишь отдельные зоны ранней консолидации, орогенические процессы балтийской и карельской эпох рассматриваются в качестве эпигеосинклинальных в собственном смысле этого слова. В пользу этого свидетельствует, в частности, незначительный ареал их активного проявления во внегеосинклинальных структурных зонах. Так, в эпоху балтийского орогенеза вдоль южной и юго-западной окраин Сибирского кратона сформировался пояс окологеосинклинальных гранитоидов повышенной кислотности и щелочности (куандинский, онотский, таракский и другие гранитоидные комплексы), с которыми связаны редкометалльные и редкоземельные пегматиты и метасоматиты. С карельским орогенезом в Центральной Азии совпало вовлечение некоторых окраин Сибирского кратона в геосинклинальную переработку. Возможно, в связи с этой же эпохой произошло заложение в теле Сибирского кратона авлакогенов, а также началось формирование базальных слоев платформенного чехла. Это указывает на глубинность энергетических источников и активность тектоно-магматических процессов балтийской и карельской эпох. Однако по мере прослеживания различных форм проявления этих процессов в сторону Сибирского кратона наблюдается быстрое их затухание. Все это позволяет считать, что процессы раннеорогенной стадии генерировались главным образом из секторов геосинклиналей — центров активности тектоносферы.

В отличие от раннеорогенных, тектоно-магматические процессы позднеорогенной стадии развития центральноазиатских байкалид имели решающее значение в формировании их структуры и консолидации

коры. Они характеризовались, кроме того, гораздо более широким, глобальным распространением в оболочке Земли, отличаясь большим многообразием и глубиной проявления. Так, эльсонским орогенезом были охвачены не только разновозрастные складчатые сооружения, но и древние платформы [71]. В пределах последних (кроме Африканской платформы) соответствующие тектоно-магматические процессы проявились в форме диасхизиса [73].

Тектоно-магматические процессы позднеерифейской или гренвилльской эпохи проявились в Центральной Азии тоже достаточно выразительно. В это время завершилось стягивание (термин Н. А. Штрейса) разновозрастных складчатых зон байкалид с уже сформированным «гранитно-метаморфическим» слоем, что выразилось в замыкании последних геосинклинальных прогибов и проявлении складчатости в их пределах. Однако поскольку в докембрийских сооружениях Центральной Азии не установлено покровно-шарьяжных структур, предполагается, что гренвилльское тектоническое стягивание не сопровождалось преобразованием структурных соотношений, сложившихся в процессе оформления зон балтийской, карельской и эльсонской складчатостей. Напротив, в ранее созданном структурном плане байкалид зоны гренвилльской консолидации заняли свое естественное место, заблаговременно подготовлявшееся на протяжении большей части байкальского цикла. Результатом позднедокембрийского тектонического стягивания явилось завершение байкальского этапа формирования Саяно-Байкальского континентального блока.

В ранне-среднерифейское время в различных регионах Мира получили широкое распространение тектоно-магматические процессы, принципиально отличавшиеся от орогенических. Формами их выражения явились крупномасштабные раздвиги блоков литосферы, приводившие к раскрытию океанов геологического прошлого (в частности, Кузнецко-Тувинского праокеана), в которых в условиях «тектонической тени» началось формирование «сиалического панциря». Раздвиговые деформации происходили в это же время и в эпикратонной Саяно-Байкальской системе, в результате чего сформировались рифтоподобные структуры — шовные геосинклинальные прогибы. К таковым принадлежат Енисейский, Харальский, приразломные шовные прогибы Восточно-Саянской зоны и др. Это же время было ознаменовано процессами спрединга в ранее заложившихся шовных геосинклиналях — Муйской, Ильчирской, Шилкинско-Ононской и др., что выражалось, в частности, в возросшей активности подводного вулканизма и формировании поясов базит-гипербазитовых пород.

В эльсонскую эпоху, вероятно, произошло заложение Тихоокеанской структуры, так как именно с этого времени в Центральной Азии начали проявляться элементы меридиональной тектоно-магматической зональности (своейственной Тихоокеанскому сегменту Земли), развивавшейся в последующую историю со все нарастающей активностью.

В позднем рифее начался активный геосинклинальный процесс в Кузнецко-Тувинском праокеане, а также произошло заложение системы раннекаледонских моногеосинклиналей на гетерогенных и разновозрастных структурах байкалид. В это же время происходило формирование дейтероорогенных щелочно-гранитоидных, щелочно-основных — ультраосновных пород в структурных зонах центральноазиатских байкалид и на Сибирском кратоне (тажеранский, зиминский, кийский, среднетатарский, сакунский и другие комплексы). Важное значение имели тектоно-магматические события конца докембрия и в других регионах

земного шара. Иначе говоря, на протяжении рифея широко развивались процессы деструкции коры, синхронные орогеническим, но противоположные им по своей сути.

Многообразные тектоно-магматические процессы гренвильской эпохи, как и процессы эльсонской эпохи, в общем плане являются, вероятно, независимыми. Однако в Центральной Азии позднерифейские орогенические процессы не обнаруживают самостоятельного ареала проявления. Они охватывали те же структурные зоны, что и ранне-средне-рифейские и не привели к формированию ощутимых перерывов и структурных перестроек между образованиями средне-позднерифейских орогенных комплексов. Кроме того, в закономерностях проявления поздне-рифейских тектоно-магматических процессов в рассматриваемых регионах отчетливо фиксируется естественное продолжение единого направления и единых тенденций развития, прослеживаемых с начала эльсонской эпохи. Необходимо также отметить, что зоны гренвильской складчатости характеризовались незавершенным развитием, пассивным проявлением в их пределах эпигеосинклинального, собственно гренвильского орогенеза. А это исключает, вероятно, возможность объяснения активности позднерифейского внегеосинклинального орогенеза проявлением нового, самостоятельного механизма тектогенеза, не связанного с эльсонским. Все это позволяет условно рассматривать гренвильское тектоническое стягивание и сопряженные с ним процессы на элирифейском континенте Азии формами проявления тектоно-магматической активности, зародившейся в эльсонскую эпоху. Иначе говоря, формальное хронологическое расчленение образований позднеорогенной стадии развития центральноазиатских байкалид с генетических позиций представляется нецелесообразным, вследствие единства формирующего их процесса, развивавшегося на протяжении среднего и позднего рифея, т. е. в рамках двух эпох — эльсонской и гренвильской.

Исходя из вышеизложенного, предполагается, что тектоническая природа эльсонского орогенеза была обусловлена внегеосинклинальными эндогенными источниками энергии. Этот орогенез являлся, вероятно, одной из форм выражения глобального механизма тектогенеза в пределах материков. Этим, по-видимому, объясняется преждевременное замыкание «сквозных» докембрийских геосинклиналей, прерванность их развития. Пассивное орогенное развитие последних становится понятным, так как в орогенез вовлекались структуры, испытывавшие до этого преимущественно нисходящие движения, контрастные по отношению к последующим. В то же время структуры, уже вовлеченные в ранний орогенез, оказались подготовленными к наращиванию тех же тенденций развития в позднеорогенную стадию. Благоприятные условия для активного развития орогенеза поздней стадии создались и в пределах структур, прошедших зрелую стадию геосинклинального развития.

В итоге разнотипных докембрийских орогенических процессов, развивавшихся со среднего протерозоя до кембрия, в Центральной Азии сформировалась система гетерогенных структур байкалид — блок континентальной коры с неодинаковой зрелостью в различных зонах. При этом главное значение в его формировании и консолидации имела эльсонская орогеническая эпоха.

Как известно В. В. Белоусов, К. В. Боголепов, Ю. Г. Леонов, С. С. Шульд. А. Е. Довжиков и другие исследователи на примере фанерозойских циклов тектогенеза продемонстрировали возможность независимого и параллельного развития геосинклинальных и орогенных

областей. Не трудно видеть, что подобный стиль развития свойствен и докембрийским структурным зонам Центральной Азии [5].

Тектоно-магматические процессы эльсонской (и ей подобных) эпохи заслуживают, вероятно, специального наименования при тектонической систематике. Действительно, в одних случаях эти процессы предварялись геосинклинальным осадконакоплением и поэтому могут считаться эпигеосинклинальными. В других случаях те же процессы являлись внегеосинклинальными и могут быть обозначены дейтероорогенными. В секторах кратонов аналогичные процессы характеризуются как диасхизис. С историко-геологических позиций представляется правомочным именовать их позднеорогенными в развитии структур центральноазиатских байкалид. Иначе говоря, эльсонская эпоха — это эпоха глобальной тектоно-магматической активности, формы проявления которой выражались по-разному в зависимости от уровня развития тектонических структур, от качества (зрелости) коры в их секторах.

Закономерности развития срединных массивов в геосинклинальном и в орогенном этапах находились в полном соответствии с закономерностями развития обрамлявших их структур. В этой связи находит объяснение чрезвычайно широкое распространение орогенного магматизма на площади Баргузино-Витимского срединного массива и почти полная амагматичность Агинского массива.

Таким образом, длительность и асинхронность орогенного развития структур байкалид Центральной Азии отражает длительный и асинхронный процесс формирования континентальной коры в их пределах, а различный характер проявления орогенеза (активный, пассивный) указывает на различное качество ее консолидации. Уместно отметить, что понятие о возрасте складчатости адекватно понятию о времени возникновения массивов континентальной коры, но не адекватно понятию о времени ее становления. Следовательно, нет оснований рассматривать зоны проявления доэльсонских складчатостей Центральной Азии в составе области эльсонской складчатости, руководствуясь при этом фактом вовлечения этих зон в эльсонский орогенез.

**Закономерности платформенного развития байкалид.** В распространении платформенного режима на блоках байкалид еще более подчеркнулась меридиональная тектоническая зональность. Она выразилась в общей миграции этого режима с запада на восток, что следует из факта последовательного омоложения возраста базальных красцветных толщ от позднего рифея до венда при их прослеживании в том же направлении. Как известно, асинхронность зачехления свойственна и древним платформам, но ее направление иное — с востока на запад и проявлена она в масштабе кратонов. Это свидетельствует о независимости процесса формирования чехла эпибайкальской платформы от общей направленности формирования чехлов древних платформ.

В развитии структур платформенного чехла тоже устанавливается стадийность. Выделяются орогенная катаплатформенная (тафрогенная) стадия, стадия плиты (ортоплатформенная) и орогенная метаплатформенная стадия (стадия эпиплатформенного орогенеза). Структурное выражение каждой из этих стадий развития во многом определялось свойствами фундамента [8]. Последующая тектоно-магматическая активность на площади платформенных структур резко отлична по своему характеру от всей предшествующей.

Интересно отметить, что в геосинклинальном и орогенном этапах развития структуры Саяно-Байкальской системы, с одной стороны, и Сибирская платформа, с другой, испытывали противоположные тенден-

ции в направленности вертикальных движений; лишь в позднегеосинклинальную стадию некоторые окраины кратона были вовлечены в прогибание (согласно правилу Карпинского). В платформенном же этапе развития Сибирская платформа и блоки эпибайкальской платформы развивались по единому плану, почти синхронно вовлекаясь в одноименные вертикальные движения.

**Закономерности фанерозойского структурообразования.** Рассмотрение тектонических структур раннекаледонского, герцинского и мезозойского этапов развития свидетельствует о сходстве историко-хронологических, пространственных и структурных закономерностей их формирования. Главными чертами тектогенеза каждого из фанерозойских этапов являются отчетливая наложенность новообразованных структур на ранее сформированное, но в различной степени консолидированное складчатое основание, отсутствие единых геосинклинальных систем и сосуществование в рамках каждого этапа разнообразных тектонических режимов. Причем разновозрастные формации, принадлежащие различным классам, связаны между собой достаточно постепенными переходами, что указывает на единство эволюционного ряда структур каждого из тектонических этапов фанерозоя. Непрерывный ряд структур от платформенных к эвгеосинклинальным подробно охарактеризовал Л. П. Зоненшайн [62] на примере наиболее контрастного и активного раннекаледонского этапа развития.

Важнейшей особенностью фанерозойского структурообразования является согласованность во времени процессов «эпиконтинентального» тектогенеза с процессами, протекавшими в эвгеосинклиналях, обрамлявших эпирифейский континент, в частности, с эпохами спрединга и столкновения. Это указывает на то, что в основе тектогенеза смежных геоблоков или литосферных плит лежали общие эндогенные процессы, разнообразные формы выражения которых на континенте определялись особенностями строения коры в секторах гетерогенных структур байкалид, вовлекавшихся в сферу взаимодействия с этими процессами. Причем одним этапам фанерозоя свойственна сходная общая направленность тектоно-магматического развития в эвгеосинклиналях и на континенте, другим — противоположная. Так, распространение раннекаледонской регенерации совпало во времени с эпохой спрединга в Кузнецко-Тувинском океане, фиксируемого становлением основных — ультраосновных пород гетерохронного актовракского комплекса. Развитие эвгеосинклиналей и моногеосинклиналей протекало синхронно, по общей схеме; синхронно они и отмирали. Одновременно с этими протекали процессы растяжения консолидированных блоков байкалид (зоны завершённой складчатости байкальского цикла), сопровождавшееся формированием комплексов щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород (кийский, тажеранский, зиминский и другие комплексы). Это позволяет считать, что рифейский континент в раннекаледонскую эру тектогенеза был втянут в процессы, протекавшие в эвгеосинклиналях. Активность раннекаледонского тектогенеза может объясняться относительной «свежестью» субстрата эпибайкальского континента, его неравномерной консолидацией и активностью сопряженной развивавшейся эвгеосинклинали.

Иные соотношения в характере движений устанавливаются в герцинском этапе. Начальным стадиям развития Зайсано-Гобийской эвгеосинклинали соответствовало высокое стояние блоков эпикаледонского континента. Напротив, эпохе сжатия в эвгеосинклинали, отмеченной переходом к андезитовой стадии ее развития, соответствовала эпоха

растяжения на континенте, что выразилось в формировании магматических пород наиболее глубинного происхождения за всю эпоху герцинского тектогенеза, заложении герцинских моногеосинклиналей и многочисленных орогенных структур. Развитие герцинских регенерированных геосинклиналей происходило автономно, по индивидуальному плану.

Соотношения в характере движений, сходные с герцинскими, устанавливаются в мезозойском этапе развития. Активному прогибанию в мезозойской эвгеосинклинали соответствовало активное сводообразование на континенте [8, 20, 110]. Однако противоположная направленность в развитии тектонических движений в эвгеосинклинали и на континенте, устанавливаемая для герцинского и мезозойского этапов, в структурном плане выражалась по-разному. В герцинском этапе континентальные блоки Саяно-Байкальской системы испытывали тенденцию к нисходящим движениям, о чем говорят широко развитые молассы преимущественно морского происхождения; в этом смысле герцинское структурообразование сходно с салаирским. В мезозойском этапе блоки Саяно-Байкальского континента испытывали тенденцию к восходящим движениям, что выразилось в формировании широко развитых континентальных терригенных и вулканогенных моласс. Таким образом, каждая эпоха фанерозойского тектогенеза на площади эпибайкальского континента характеризовалась своими отличительными особенностями.

Главнейшей закономерностью проявления фанерозойских тектоно-магматических процессов является расширение их ареала и нарастание активности по мере приближения к развивавшимся эвгеосинклиналям, или, иначе, пространственное тяготение наложенных фанерозойских структур к эвгеосинклиналям. В соответствии с этим в ходе фанерозойской тектонической истории Саяно-Байкальской системы проявлена миграция наложенных структур с запада на восток. С этим же связана и все большая степень переработки структур складчатого основания (байкалид) по мере движения по Саяно-Байкальской системе в западном и южном направлениях. Это выражается в расширении площадей, занятых регенерированными геосинклиналями, а также ареалов соответствующих магматических образований и в других признаках. В этом мы усматриваем одну из форм проявления взаимодействия между эпирифейским континентом и окружавшими его океанами (или между литосферными плитами) через зоны их сопряжения, которыми являлись краевые швы, ограничивавшие эпирифейский континент (аналоги зон Заварицкого-Беньофа). Однако полной переработки фундамента байкалид не происходило. Их структуры сохранили многие индивидуальные особенности, реставрируемые в настоящее время достаточно уверенно.

Таким образом, фанерозойским циклам тектогенеза свойственна меридиональная тектоно-магматическая зональность, но проявлена она в основном в историко-хронологическом аспекте. Пространственные и структурные закономерности размещения наложенных фанерозойских структур определялись координатами развивавшихся эвгеосинклиналей и типами структур докембрийского фундамента.

Повторное структурообразование всех трех фанерозойских эпох подчиняется одной и той же закономерности: геосинклинальные регенерации и коровый магматизм развивались в зонах байкалид, не переживших активного орогенеза, т. е. в зонах незавершенных складчатостей байкалид, характеризовавшихся не зрелой корой континентального

типа. Дейтероорогенные структуры и более глубинный магматизм развивались в зонах завершённой складчатости байкалид, характеризовавшихся «вполне кратонным состоянием». Это позволяет рассматривать геосинклинальные регенерации выражением продолжавшихся процессов созидания коры, тогда как повторный орогенез и связанные с ним явления — распространением процессов преобразования ранее сформированной континентальной коры. Об этом же свидетельствует и характер магматизма, сопровождавшего развитие разнотипных наложенных структур.

Важной чертой повторного структурообразования является пространственная разобщённость разновозрастных геосинклинальных регенераций и, наоборот, перекрытие, рекурентное развитие разновозрастных орогенных структур.

Характерной чертой развития регенерированных геосинклиналей является миграция в них тектонических процессов от краёв к центру (Хангайская и другие ячеи) или от одного из бортов к другому (Даурская ячея).

Сравнение характеристик новообразованных структур позволяет отметить и черты их различий прежде всего в формационном и структурном планах. Так, с течением времени вырождались геосинклинальные качества регенерированных геосинклиналей. Это выражается в том, что от раннекаледонской к мезозойской эре последовательно сокращался период развития этих геосинклиналей, в формационных рядах герцинских и мезозойских структур резко снизилась роль вулканогенных образований, свойственных раннекаледонскому этапу, а сами ряды формаций стали более однородными и однокомпонентными, представленные черносланцевыми или существенно карбонатными сериями. В раннекаледонском этапе широкое распространение ещё имели шовные зоны с внутриконтинентальными офиолитами; в герцинском и мезозойском этапах сформировалось лишь по одной зоне подобного типа, но без офиолитов.

В соответствии с формационными преобразованиями находится и преобразование стиля развития регенерированных геосинклиналей — в раннекаледонских геосинклиналах проявлена стадийность развития, в герцинских и особенно мезозойских она не выражена. Иначе говоря, в регенерированных геосинклиналах Саяно-Байкальской системы не наблюдается всей полноты геосинклинального процесса. В процессе развития структур разновозрастной генерации последовательно исчезли как отдельные черты, свойственные геосинклинальному режиму, так и целые стадии.

Существенные преобразования во времени происходили и с орогенными структурами. Преобладавшие в раннекаледонском и герцинском этапах морские молассы в мезозойском этапе уступили место континентальным. В этом же направлении происходило увеличение объёма вулканогенных моласс, а также орогенных структур вообще. Все это говорит о нарастании с течением времени явлений преобразования континентальной коры.

В этом смысле раннекаледонский и мезозойский этапы, как крайние члены ряда этапов повторного структурообразования, являются наиболее контрастными: в первом из них преобладали явления геосинклинальной регенерации, во втором — повторного орогенеза.

В итоге трёх этапов фанерозойского тектогенеза в Саяно-Байкальской системе сформировалась континентальная кора высокой степени консолидации, на что указывают последующие кайнозойские магмати-



ческие проявления, отличающиеся только глубинным происхождением (базальтоиды). Тем не менее полной гомогенизации коры не произошло, о чем свидетельствует отсутствие сплошного платформенного чехла и, наоборот, сохранение тектонической активности в форме горообразования и повышенной сейсмичности отдельных зон в новейшее время.

## О ПРИРОДЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ И МОЗАИЧНОСТИ СТРУКТУРНОГО ПЛАНА

Главнейшей особенностью тектоники Центральной Азии является резко проявленная дугообразная зональность в размещении складчатых структур (рис. 51, см. вкладку). Причина этой зональности заключается в подчинении складчатых дислокаций выступам Сибирского кратона. Следовательно, указанная тектоническая зональность является генетически обусловленной извне, предопределенной тем фактором, который находится за пределами складчатых областей Центральной Азии и является по существу формальной. Более важной представляется иная, структурно-историческая, зональность, отражающая пространственные закономерности в размещении разновозрастных структур. В ее становлении отчетливо обнаруживается два этапа. В течение первого, байкальского, этапа оформилась мозаичная тектоническая зональность, подчиняющаяся (в общем плане) теории акреции, что выражается в размещении наиболее древних складчатых структур в восточных и северных частях Саяно-Байкальской системы, а более молодых — в западных и южных. Эта зональность свойственна лишь доорогенным протерозойско-рифейским структурам.

С позднего протерозоя намечается зарождение новой, меридиональной, тектонической зональности, выражающейся в особенностях размещения рифейских орогенных структур и, особенно, гранитоидного магматизма. Более отчетливо эта зональность проявлена в северных зонах Саяно-Байкальской системы. Последовательное нарастание признаков субмеридиональной зональности происходило на протяжении фанерозоя, причем глобальный план мезозойских структур уже сам по себе является меридиональным [63]. Все это, по-видимому, может указывать на нарастание во времени зависимости структурообразования в Центральной Азии от тектонических процессов, свойственных Тихоокеанскому сегменту Земли и о проявлении этой зависимости с рифейского времени.

Среди главнейших морфологических особенностей структуры Саяно-Байкальской системы выделяется ее мозаично-глыбовое строение, причину которого объясняют либо одновременной деформацией по двум различным направлениям, либо наложением разновозрастных деформаций. В том и другом случае в объяснениях механизма мозаичности структурного плана превалирует кинематический аспект явления. Между тем прослеживание мозаичности сверху вниз по разрезу структурных ярусов позволяет заглянуть и в ее генетические корни. Действительно, мозаичность структуры Саяно-Байкальской системы проявлена не только в современном структурном плане, она свойственна всем без исключения ее ярусам вплоть до комплекса основания. В связи с этим естественно предположение, что именно догеосинклинальный фундамент предопределил мозаичность структурного плана системы, являющегося, таким образом, первичным, геоисторическим, а не последующим, тектоническим. Неравномерно происходило и наращивание секторов континентальной коры, что следует, в частности, из рассмотрения особен-

ностей процесса консолидации докембрийских геосинклиналей. Это позволяет рассматривать мозаичность структуры складчатых областей Центральной Азии сингеосинклинальной, лишь подчеркнувшейся морфологией складчатых структур внутри отдельных блоков. Дизъюнктивы ее только усилили. Для палеозойской Алтае-Саянской области сходный процесс развития мозаичности описали А. А. Моссаковский, Г. М. Владимирский, М. А. Черноморский, Н. С. Зайцев и другие исследователи.

Этот вывод становится все более очевидным в связи с выявлением в Саяно-Байкальской системе срединных массивов и выступов основания, во многом предопределивших формирование ее общего структурного плана. Подчиненность их контурам протерозойско-рифейских складчатых ветвей объясняется большим разнообразием структурных направлений, их коленообразные и сигмоидные изгибы, виргации складчатых сооружений вокруг более древних жестких масс. Поскольку устанавливается чрезвычайно сложный, длительный и асинхронный процесс консолидации коры структурных зон Саяно-Байкальской системы, естественно проявление интерференции деформаций в блоково-мозаичной среде и наложение более поздних складчатых деформаций на ранее сформированные блоки континентальной коры со свойственным им структурным планом.

Блоковое строение фундамента объясняет и особенности морфологии частных складчатых зон рассматриваемой системы: наличие зон с идиоморфной складчатостью в геосинклинальном комплексе (рифейские геоантиклиналы, срединные массивы) наряду с зонами распространения деформаций общего смятия (геосинклинальные прогибы, шовные прогибы). Очевидно, распространение идиоморфной складчатости, более свойственной орогенным структурам, подчеркивает глыбовые деформации и близость жестких блоков основания.

В фанерозое мозаичность структурного плана получила развитие в различных аспектах. В частности, ее подчеркнули раннекаледонские офиолитовые зоны, развивавшиеся вдоль границ крупнейших структур байкалид. Поэтому представление о том, что эти офиолитовые зоны создали первичный мозаичный каркас, к которому приспосабливались все остальные структуры, нуждается в уточнении, так как эти зоны сами приспособились к ранее созданному структурному плану. Как отметил Н. П. Херасков [173], характерным свойством байкалид является унаследованность в развитии их структур. Этот вывод находит подтверждение в особенностях развития и размещения фанерозойских структур Саяно-Байкальской системы. Важно подчеркнуть, что тектономагматические процессы фанерозоя, несмотря на многообразие форм их проявления, не переработали, а лишь усилили мозаичность структурного плана, созданного в процессе байкальского цикла. Консерватизм в развитии древних структур исключает возможность предположения о крупных горизонтальных перемещениях отдельных блоков в рассматриваемых регионах Центральной Азии. Об этом же свидетельствуют длительное функционирование систем продольных и поперечных разломов, унаследованное развитие вдоль них разнотипных тектонических структур и магматизма на протяжении всей обозримой геологической истории. Однако имели место и раздвиговые деформации, иногда вскрывавшие подкорковые слои.

Полицикличность развития, считавшаяся характерной чертой складчатых областей Центральной Азии, свойственна лишь зонам незавершенных складчатостей байкалид. Причем на площади каждой такой зоны выделяется по одному циклу геосинклинальной регенерации. Этим

мозаичная Саяно-Байкальская система существенно отличается от линейных геосинклинальных областей, например альпийских.

Отчетливо проявлены специфические черты развития Саяно-Байкальской системы, не свойственные ни эвгеосинклиналям в их современном понимании, ни сиалическому (терригенным) геосинклиналям, часто именуемым миогеосинклиналями. Так, в развитии геосинклиналей Саяно-Байкальской системы не проявлена океаническая стадия. Ее редуцированные признаки обнаруживаются лишь в строении некоторых шовных геосинклинальных зон байкальской и раннекаледонской эр. Эти признаки обусловлены, вероятно, явлениями конвергенции, а потому сходны только внешне. Генетически же шовные внутриконтинентальные эвгеосинклинали и талассогеосинклинали различны, на что указывают их многие формационные особенности. Главнейшими из них являются различия в характере доорогенного магматизма, а также в химизме мантийных пород вообще [9]. В общем плане эти различия особенно подчеркивал Ю. М. Шейнманн [180]. На существенные геохимические и петрологические различия офиолитов складчатых областей и океанов указывает Л. В. Дмитриев и другие исследователи. Отличаются внутриконтинентальные эвгеосинклинали также тем, что в них не устанавливается последовательная смена магматических пород, свойственная типичным эвгеосинклиналям [126, 115]. Так, в некоторых шовных геосинклинальных прогибах Саяно-Байкальской системы распространены кислые разности вулканитов даже в составе нижних частей геосинклинальных комплексов. Местами они преобладают над вулканитами основного и среднего состава, а местами накапливалась смесь тех и других в различных пропорциях и в ассоциации с терригенными породами, что свидетельствует о наличии коровых источников вещества уже на ранних стадиях развития этих геосинклиналей. Такие парагенезы пород, естественно, противопоказаны ранней стадии развития океанических геосинклиналей. Иначе говоря, во внутриматериковых эвгеосинклиналях «смазана» начальная стадия развития. Тем не менее в отдельных случаях создавались, вероятно, условия, при которых зарастание геосинклинальных щелей (термин М. В. Муратова) [109] происходило по схеме формирования континентальной коры в талассогеосинклиналях. Один из таких случаев описан К. А. Клитиним и Т. Г. Павловой [78] на примере отдельных частей Муйского прогиба Байкальской горной области. Существенное значение имеет тот факт, что синхронно с формированием геосинклинальных комплексов шовных зон в смежных структурных зонах накапливались терригенные, терригенно-вулканогенные и карбонатные формации, в строении которых участвуют вулканиты среднего и кислого состава, что также указывает на отсутствие в Саяно-Байкальской системе океанического пространства в палеогеографическом смысле.

Все другие докембрийские геосинклинали Саяно-Байкальской системы коренным образом отличаются от океанических, не имея с ними ничего общего. Отличаются они от эвгеосинклиналей и характером консолидации. Если в эвгеосинклинальных областях этот процесс кратковременен и повсеместен, то в Саяно-Байкальской системе он чрезвычайно растянут во времени (от эльсонской эпохи до мезозоя).

От миогеосинклиналей Саяно-Байкальская система отличается активной магматичностью (хотя и преобладающего сиалического профиля), указывающей на интенсивное дробление и переработку сиалического фундамента. Не извне в ее пределах аспидных формаций. Исключение составляет Восточно-Енисейская зона Енисейского края, в

которой к аспидной формации относятся отложения сухопитской серии [33] или, по крайней мере, ее горбилокской и удерейской свит [35]. В других зонах Саяно-Байкальской системы к аналогам формаций аспидного типа принадлежат, возможно, образования, выделяемые в терригенные формации, но в любом случае они типично аспидными не являются, так как всегда содержат в том или ином объеме карбонатные породы, вулканиты, кварциты (в том числе железистые) и другие компоненты, не свойственные аспидной формации. Отличается Саяно-Байкальская система от миогеосинклиналей и сплошным распространением глубоко метаморфизованных пород. Особенности структурного плана Саяно-Байкальской системы, отсутствие сопряженной синхронно развивавшейся талассогеосинклинали, особенности тектонического развития, в геосинклинальном и орогенном этапах, а также в последующую тектоническую историю — все это резко отличает ее от миогеосинклиналей. Тем не менее ряд признаков Саяно-Байкальской системы свойствен миогеосинклиналям. К ним относятся, прежде всего, широкое распространение зон с компенсированным осадконакоплением, а также карбонатных толщ, характеризующих стадии тектонического покоя в развитии структур. Последние не свойственны внутренним зонам фанерозойских геосинклинальных областей, но типичны для фанерозойских миогеосинклиналей и передовых прогибов и именуется средней стадией их развития [169].

Возможно, к Саяно-Байкальской системе более всего применим термин Ю. М. Пущаровского [130] «миктогеосинклиналь» (т. е. геосинклиналь со смешанными эв- и миогеосинклинальными признаками), тем более, что системе в целом свойственна медиотипная складчатость (т. е. складчатость со смешанными альпинотипными и германотипными признаками). Автор, не ставя цели обсуждения возможных наименований Саяно-Байкальской системы, называет ее более емким по содержанию термином — «эпикратонная геосинклинально-складчатая система». При этом предполагается, что входящие в ее состав шовные зоны возникли на месте ранее существовавшей коры континентального типа, тем или иным способом распавшейся к моменту их заложения. При заложении некоторых зон в раздвиговые деформации был вовлечен, возможно, лишь «гранитный» слой коры, в то время как при раскрытии межкратонных эвгеосинклиналей типа Зайсано-Гобийской в раздвиге участвовала, по-видимому, кора в полном объеме. Учитывая это, находят объяснение многие особенности развития магматизма в шовных геосинклиналях Саяно-Байкальской системы.

Рассмотрение основных черт тектонической истории Саяно-Байкальской системы позволяет сформулировать главнейшие закономерности формирования континентальной коры в ее пределах.

В ходе байкальского цикла выделяется четыре основных фазы тектоно-магматической активности, в течение которых сформировались массивы континентальной коры с разнокачественной зрелостью. Консолидация коры произошла лишь в тех зонах, которые пережили активный эльсонский орогенез. В остальных зонах процесс консолидации коры был оторван во времени от докембрийского этапа ее формирования и происходил в итоге геосинклинальных регенераций и повторного гранитообразования в рамках раннекаледонского, герцинского и мезозойского этапов тектогенеза. В целом процесс консолидации коры Саяно-Байкальской системы оказался растянутым во времени от рифея до мезозоя. При этом основной скелет структуры системы и программа всего ее фанерозойского развития были созданы в процессе складча-

тостей байкальского цикла, именовавшихся ранее рифеидами, что в свете новых данных оказалось неточным и заменено термином байкалиды.

На протяжении фанерозоя параллельно с геосинклинальными регенерациями развивались качественно новые тектоно-магматические процессы, усложнявшие и преобразовывавшие ранее созданную континентальную кору, которые, по-видимому, наиболее соответствуют понятию о тектоно-магматической активизации. Формами проявления этих процессов явились: повторный орогенез, обновление и заложение сети глубинных и региональных разломов, а также линеаментов, дейтероорогенный магматизм, рифтогенез и др.

Развитие структур Саяно-Байкальской системы сопровождалось растяжением, дроблением и переработкой континентального подложья. Крайним выражением этих процессов являлось образование зон шовных прогибов, заполнявшихся магматическими породами глубинного происхождения, внешне сходными с офиолитовыми сериями. Однако интерпретировать эти зоны в качестве свидетельств существования праокеанов оснований не имеется, так как по обе стороны от них и нередко среди них наблюдается однотипное древнее сиалическое основание.

Многие черты строения и развития системы не объяснимы с позиций геофизической модели тектоники плит. Среди них основными являются: асинхронность заложения геосинклинальных областей и зон, огромная длительность унаследованного развития в разнообразных планах, асинхронность орогенеза, длительность процесса консолидации, отсутствие океанической стадии (за исключением конвергентных зон) и типичных офиолитовых ассоциаций — реликтов океанической коры (с учетом явлений конвергенции формаций гипербазитов), наличие крупных останцов кратонного фундамента, широкое развитие сиалического магматизма, мозаичность структурного плана всех ярусов и др. В то же время сопряженность в развитии тектоно-магматических процессов в эпикратонной системе и за ее пределами находит естественное объяснение, исходя из общего эндогенного механизма тектогенеза, предполагавшегося многими исследователями ранее для объяснения, в частности, мезозойского тектогенеза Азии. Именно в этом аспекте концепция тектоники плит «работает» в Центральной Азии наиболее выразительно и четко.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение структуры складчатых областей Центральной Азии в объеме Саяно-Байкальской системы приводит нас к выводу о ее длительном эволюционном развитии на коре континентального типа.

Докембрийская тектоническая история Центральной Азии характеризуется широким распространением условий геосинклинального развития. Однако в одних зонах геосинклинальный процесс был прерван на рубеже около 2000 млн. лет, в других — около 1700 млн. лет, в третьих, наиболее обширных, — в основном на рубеже около 1400 млн. лет, наконец, в четвертых — около 1000 млн. лет назад. Иначе говоря, на протяжении значительного отрезка протерозойского времени в Центральной Азии сосуществовали геосинклинальный и орогенный режимы развития в их разнообразных формах (различные стадии развития геосинклиналей, активный и пассивный орогенезы и т. д.). В позднем протерозое некоторые структуры байкалиды были перекрыты чехлом платформенных отложений.

В развитии докембрийских геосинклиналей Центральной Азии отчетливо проявлена полярность геосинклинального процесса с востока и севера к западу и югу, т. е. в стороны от Сибирского кратона. При этом оттеснение геосинклиналей происходило параллельно с расширением площади геосинклинального пространства, сопровождавшегося дроблением и переработкой блоков Северо-Азиатского кратона. Такое развитие геосинклиналей обусловило омоложение верхней границы геосинклинальных комплексов по мере приближения к Кузнецко-Тувинской и Зайсано-Гобийской межкратонным системам (палеоокеанам). Следовательно, процесс формирования эпиархейской континентальной коры в рамках байкальского цикла осуществлялся в Центральной Азии по принципу акреции, но с преобладающей вертикальной компонентой, т. е. происходило наращивание мощности коры в соответствии с теорией разрастания древних ядер во времени.

В оформлении общего структурного плана Центральной Азии главное значение имели складчатости байкальского цикла, в результате которых был сформирован тектонический план, лишь усложнявшийся на протяжении фанерозоя, но не претерпевавший коренных перестроек и переработок. Тем не менее к концу байкальского цикла, наряду с зонами консолидированной коры, сохранялись зоны коры, не достигшей зрелости. Последние явились ареной распространения геосинклинальных регенераций в фанерозое.

Впервые проведено районирование докембрийских структур по возрасту складчатости и типу развития, что привело к необходимости пересмотра существующих представлений об общей структурно-магматической и металлогенической зональности и переориентации прогнозно-металлогенических исследований. При этом значительно повысились перспективы поисков месторождений литофильной и щелочной групп.

Выяснилось, что важнейшую роль в создании блоково-мозаичного структурного плана Центральной Азии играли докембрийские срединные массивы, многие из которых (в том числе крупнейший Баргузино-Витимский массив) были выделены в процессе проведенных исследова-

ний. Было установлено также, что при прослеживании по латерали геосинклинальные комплексы испытывают существенные преобразования, выражающиеся в изменении полноты разрезов, их мощностей, общей геосинклинальности, смене стиля складчатости и интенсивности деформаций, указывающих на неодинаковую глубину погружения блоков догеосинклинального фундамента и различную степень их переработки в пределах различных типов тектонических структур.

Выделены и охарактеризованы орогенные структуры байкалид — остаточные (унаследованные) и наложенные межгорные прогибы и впадины, краевые прогибы, краевой и внутренний вулканические пояса. Их формирование происходило в две стадии — раннюю и позднюю, отражая два типа орогенного развития. Структурные и магматические формы проявления в каждую стадию оказались внешне сходными, но были обусловлены различными механизмами тектогенеза.

Образования раннеорогенной стадии являлись эпигеосинклинальными. Породившие их тектоно-магматические процессы характеризовались региональным распространением в оболочке Земли. Результатом этих процессов являлись частные перестройки структурного плана докембрийских геосинклинальных областей на рубежах около 2000 и 1700 млн. лет назад, отражающие постепенный процесс созидания массивов континентальной коры в виде зон разновозрастной складчатости.

Образования позднеорогенной стадии развития формировались под влиянием процессов, не связанных с геосинклинальной предысторией, являясь формой выражения глобальной тектоно-магматической активности в пределах материков. Результатом этих процессов явилась коренная перестройка лика Земли, в связи с чем эпохи проявления подобных тектоно-магматических процессов могут именоваться главнейшими. В Центральной Азии это выразилось в резком наращивании новых континентальных масс в виде зон эльсонской и гренвильской консолидации, а также стягивании ранее созданных, но разрозненных микроконтинентов, совместно образовавших крупнейший в Евразии эпирифейский континент байкалид. Стадийность в развитии докембрийского орогенеза отражает особенности процесса консолидации яруса новой континентальной коры, а не ее первоначальное созидание, как это имело место в межкратонных системах.

Ограниченное распространение орогенных структур байкалид может быть объяснено замедленностью тектонических процессов в докембрии и, как следствие этого, малой контрастностью и расчлененностью тектонического рельефа. Это объясняет в то же время широкое распространение докембрийских орогенных гранитоидов, группирующихся в протяженные пояса и поля. Не исключено, однако, что в связи с длительными континентальными паузами, имевшими место в фанерозойскую историю развития регионов Центральной Азии, докембрийские орогенные комплексы были уничтожены эрозией. Ограниченное распространение орогенных структур объясняется также незавершенностью складчатостей байкальского цикла в ряде зон Саяно-Байкальской системы.

Картина орогенного развития байкалид, запечатленная в тектонической зональности их орогенных образований, отражает степень сформированности континентальной коры в различных секторах докембрийских структур, что позволяет оценить, в частности, тектонические условия формирования эндогенных месторождений в их пределах.

Расшифровка орогенных образований байкалид и анализ их соотношений с доорогенными образованиями (в совокупности являющихся

овеществленными свидетельствами развивавшихся в геологическом прошлом гетерогенных тектонических режимов в их разнообразных сочетаниях) позволили произвести объективную оценку докембрийских тектоно-магматических и металлогенических результатов и, следовательно, создать научно обоснованные предпосылки прогнозирования эндогенных месторождений.

На протяжении фанерозойских циклов тектогенеза — раннекаледонского, герцинского и мезозойского — на эпирифейском континенте Центральной Азии формировались однотипные наложенные структуры — регенерированные геосинклинали или моногеосинклинали, внешние геосинклинальные прогибы, дейтероорогенные структуры, а также магматические породы разнообразной формационной принадлежности и металлогенической специализации.

Развитие регенерированных геосинклиналей происходило по восходящей линии, с нарастанием тектонической активности, и завершалось активным орогенезом и гранитообразованием, что свидетельствует о незавершенности складчатостей докембрия в их основании. В то же время геосинклинальные качества наложенных геосинклиналей от более древних к более молодым все более вырождались, что указывает на прогрессивное разрастание консолидированной коры во времени.

Замыкание регенерированных геосинклиналей происходило от краев к центру, и, соответственно, орогенез распространялся «центростремительно», подчеркивая локализованный характер процесса консолидации коры в зонах геосинклинальных регенераций. Иначе говоря, орогенное развитие байкальских и эпибайкальских геосинклинальных структур принципиально различалось. Следовательно, фанерозойскую тектоническую историю складчатых областей Центральной Азии невозможно втиснуть в трафаретную схему развития геосинклинальных структур, разработанную на примере других регионов. Программа фанерозойского развития Саяно-Байкальской системы в значительной степени была предопределена особенностями строения коры, сформированной в процессе байкальского цикла.

В различных зонах Саяно-Байкальской системы происходило становление рядов магматических формаций, разновозрастные члены которых различаются составом и металлогенической специализацией. Это свидетельствует о неоднородном глубинном строении этих зон на протяжении всей истории их развития, по крайней мере, до глубин магмообразования.

Размещение магматических пород и эндогенных месторождений на площади различных зон Саяно-Байкальской системы неравномерное — «структурно-избирательное», что связано прежде всего с особенностями доорогенного развития структур байкалид, в течение которого осуществлялись неравномерные процессы переработки коры ранее созданного протоконтинента и созидание яруса новой коры континентального типа. Главное значение в формировании магматической и металлогенической зональности Саяно-Байкальской системы имели совокупные тектоно-магматические результаты, предшествовавшие той или иной эпохе магмо- и рудообразования.

Магматическая и металлогеническая зональность Саяно-Байкальской системы подчеркивает ее общую блоково-мозаичную структуру и находится в полном соответствии с особенностями развития всех ее структурных подразделений. В зонах завершенной складчатости байкалид фанерозойский магматизм и металлогенез характеризовались эпигенетическим типом развития, в зонах незавершенных в развитии



байкалид фанерозойский магматизм и металлогенез развивались по рекуррентному типу. Важнейшей чертой магматизма и эндогенной металлогении Саяно-Байкальской системы является резко проявленный их литофильный профиль. Поскольку большинство эндогенных месторождений в зонах центральноазиатских байкалид генетически или парагенетически связаны с докембрийскими орогенными гранитоидами, не вызывает сомнений первостепенное значение орогенических процессов в формировании рудного потенциала байкалид, значительно более высокого, нежели фанерозойских складчатых сооружений.

Таким образом, на протяжении обозримой геологической истории геосинклинально-складчатые структуры Центральной Азии развивались направленно и унаследованно. Направленность в их развитии выражается в нарастании тектонической активности на протяжении байкальского цикла, а также тектонической расчлененности от одного цикла к другому, или, иначе, в качественном обновлении палеотектонических и палеогеографических обстановок с течением времени, в преобразовании и появлении специфических формационных рядов в фанерозойском отрезке времени, в приобретении интрузивными образованиями дополнительных характеристик, в прогрессирующей во времени консолидации континентальной коры и т. д. Столь же многообразно проявлена и унаследованность в развитии структур как в байкальском, так и фанерозойских циклах. Это выражается в формационном и структурном планах, в длительном сохранении общего стиля тектоники, в консерватизме развития региональных структур, в длительном функционировании систем разломов, в формах проявления процессов магматизма и металлогенеза и в других аспектах. Унаследованность в развитии фанерозойских структур выражается и в том, что на площади байкалид, завершенных в своем развитии, в фанерозое развивались рекуррентные орогены, в зонах незавершенных складчатостей байкалид (зеленосланцевые прогибы) после периодов длительных континентальных пауз развивались моногеосинклинали.

Геосинклинальные системы, подобные центральноазиатским байкалидам, широко распространены среди структур континентов. По особенностям развития они могут быть подразделены на магматические и амагматические.

На примере докембрия Центральной Азии показана возможность применения принципов актуализма с учетом направленного развития структур земной коры. Это касается прежде всего учений о геосинклиналях, о тектоно-магматических циклах, формациях горных пород, разработанных тектонической школой А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, А. В. Пейве.

Автор отдает отчет в том, что аргументация положений, изложенных в настоящей работе, не всегда достаточна, так как в силу известной специфики докембрия прямые данные в пользу тех или иных построений подчас отсутствуют, а косвенные допускают различную интерпретацию. В этой связи представляется, что региональные исследования являются основополагающими в решении многих вопросов тектоники, магматизма и эндогенной металлогении Центральной Азии. Именно с этих позиций автор сделал попытку рассмотрения их основных аспектов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ажгирей Г. Д. К вопросу о догеосинклинальном (нуклеарном) этапе развития земной коры в архее.— В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии МГК. М., 1974, с. 183—187.
2. Алтухов Е. Н. Сравнительная тектоника домезозойских структур Забайкалья и Прибайкалья.— В кн.: Металлогенические и геологические исследования. Вып. 1. М., 1971, с. 73—79.
3. Алтухов Е. Н. Палеозойские структуры Восточного Забайкалья и их металлогеническое значение.— Докл. АН СССР. Т. 197, № 2, 1971, с. 403—406.
4. Алтухов Е. Н. О природе мозаичности структурного плана Забайкалья.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 7. М., 1976, с. 35—40.
5. Алтухов Е. Н. О природе торцового сочленения региональных структур Восточных и Западных Саян.— Докл. АН СССР. Т. 234, № 5, 1977, с. 1152—1155.
6. Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. О месте структуры Сангилен в рифейской зоне юга Сибири.— Бюл. МОИП. Отд-ние геологии. № 3, 1964, с. 125—126.
7. Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. Главнейшие структуры рифейд юга Сибири.— Бюл. МОИП. Отд-ние геологии. № 1, 1966, с. 49—60.
8. Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Леонтьев Л. Н. Тектоника Забайкалья. М., Недра, 1973. 172 с.
9. Алтухов Е. Н., Глазунов О. М. Структурное положение гипербазитов юга Сибири и особенности их геохимии.— Геология и геофизика. 1976, № 10, с. 3—16.
10. Амантов В. А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. Л., Недра, 1975. 223 с.
11. Амантов В. А., Матросов П. С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системе Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей.— Труды ВСЕГЕИ. Т. 58, 1961, с. 183—206.
12. Анатольева А. И. Палеотектоника юго-запада Сибирской платформы в эпоху формирования красноцветных толщ венда и низов нижнего кембрия.— Геотектоника, 1967, № 3, с. 104—109.
13. Арсентьев В. П. Главные структурные элементы территории Бурятской АССР.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бур. АССР. Вып. 9. Улан-Удэ, 1965, с. 3—30.
14. Архангельская В. В. Палеорифтовые системы и связанные с ними полезные ископаемые.— В кн.: Проблемы рифтогенеза. Мат-лы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли. Иркутск, 1975, с. 120—123.
15. Архангельская В. В., Гинзбург А. И. О геотектонической позиции поясов редкометальных пегматитов.— Докл. АН СССР. Т. 231, № 2, 1976, с. 423—425.
16. Беличенко В. Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск, Наука, 1977.
17. Белянкина М. Н., Долгинов Е. А. Границы байкалид Енисейского кряжа и их положение в тектонической структуре Центральной Сибири.— Сов. геология, 1969, № 8, с. 14—26.
18. Берзин Н. А. Зона главного разлома Восточного Саяна. М., Наука, 1967. 145 с.
19. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
20. Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., Наука, 1967. 328 с.
21. Боголепов К. В. О двух типах орогенеза.— Геология и геофизика, 1968, № 8, с. 15—26.
22. Борукаев Ч. Б. Стратиграфические ряды формаций Прибайкальского и Присаянского прогиба.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М., 1970, с. 242—249.
23. Борукаев Ч. Б. Диасхизис и орогенез.— В кн.: Орогенез в истории развития земной коры. Новосибирск, 1976, с. 24—54.
24. Борукаев Ч. Б., Башариц А. К., Берзин Н. А. Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск, Наука, 1977. 264 с.
25. Бузинов И. П., Обручев С. В. Стратиграфия и тектоника докембрия Тункинских гольцов.— В кн.: Мат-лы по изучению произв. сил Бур. АССР, вып. 3. Улан-Удэ, 1957, с. 69—90.
26. Булгатов А. Н. Тектоника Ципа-Витимского междуречья. Автореферат канд. дис. Новосибирск, 1966. 26 с.
27. Булгатов А. Н. Байкалиды и ранние каледониды Средне-Витимской горной страны.— Геология и геофизика, 1974, № 10, с. 50—57.

28. Булгагов А. Н., Красильников Б. Н. Орогенные системы юга Сибири. — Геология и геофизика, 1968, № 8, с. 3—14.
29. Бутов Ю. П., Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А. Проблема байкалид в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области. — Геотектоника, 1974, № 2, с. 60—72.
30. Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск, Наука, 1973. 140 с.
31. Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 3—17.
32. Волобуев М. И. Геохронология и геология гранитоидов Енисейского кряжа. Автореферат канд. дис. М., Изд-во МГУ, 1967. 30 с.
33. Воробьев И. В. К вопросу о вендско-рифейских осадочных формациях Енисейского Кряжа. — В кн.: Вопросы геологии Красноярского края. М., 1964, с. 327—341.
34. Воронцова Г. А. Микрофитолиды и корреляция верхнего докембрия Восточно-Саянской и Байкало-Патомской складчатых областей. Автореферат канд. дис. ГИН АН СССР. Иркутск, 1974. 36 с.
35. Вогах О. А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М., Наука, 1968. 138 с.
36. Геология Монгольской Народной Республики. Т. I, II. М., Недра, 1973.
37. Геологическая карта Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1 500 000. Гл. ред. Н. А. Маринов. 1971.
38. Геохронология СССР. Т. I. Докембрий. Ред. Ю. Ир. Половинкина. Л., Недра, 1973. 350 с.
39. Гептнер Т. М., Морозов Ю. А., Эз В. В. Наложённые складки в ольхонской серии докембрия Западного Прибайкалья. — Докл. АН СССР. Т. 210, № 2, 1973, с. 415—418.
40. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса/А. Б. Дергунов, Н. С. Зайцев, А. А. Моссаковский, А. С. Перфильев. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., 1971, с. 87—103.
41. Глубинное геологическое строение Забайкалья/Т. А. Аргутина, Л. Ф. Булавко, Н. К. Булиц, И. Х. Юзборовский. — Сов. геология, 1974, № 11, с. 103—117.
42. Головенко В. К. О положении мамской толщи среди докембрийских образований Северо-Байкальского и Патомского нагорий. — Докл. АН СССР. Т. 133, № 6, 1960, с. 1402—1404.
43. Григорьев В. Н., Семихатов М. А. Основные типы осадочных формаций нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 1, с. 30—45.
44. Грушевой В. Г., Ильин К. Б., Старицкий Ю. Г. Металлогеническая карта СССР. — Сов. геология, 1974, № 10, с. 16—27.
45. Гурулев С. А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-периодитового массива. М., Наука, 1965. 122 с.
46. Дзоцендзе Г. С., Хашн В. Е., Цагарели А. Л. Собрание европейских геологических обществ (Рединг, Англия, сентябрь, 1975 г.). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 6, с. 138—140.
47. Дибров В. Е. Геология центральной части Восточного Саяна. М., Недра, 1964. 334 с.
48. Додин А. Л. Основные черты тектоники Восточного Саяна. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия. Т. 112, 1967, с. 214—231.
49. Дольник Т. А., Воронцова Г. А. К вопросу о возрасте миричунской свиты Восточного Саяна. — Докл. АН СССР. Т. 198, № 4, 1971, с. 909—912.
50. Дольник Т. А., Воронцова Г. А. Новые данные о возрасте отложений Карагасской серии Присаянья. — Докл. АН СССР. Т. 204, № 2, 1972, с. 426—429.
51. Домезозойские тектонические структуры южной части Урало-Монгольского складчатого пояса/Б. Н. Красильников, Е. Н. Алтухов, К. Л. Волочкович, А. Д. Смирнов. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, 1971, с. 96—116.
52. Домышев В. Г. Рифейский базитовый магматизм Присаянского прогиба. — В кн.: Геология Восточной Сибири. Иркутск, 1972, с. 19—23.
53. Ескин А. С. Древние метаморфические комплексы Западного Прибайкалья. — В кн.: Геология Прибайкалья. Иркутск, 1969, с. 91—120.
54. Ескин А. С., Обухов С. П., Хренов П. М. Граниты рапакиви из Западного Прибайкалья. — Докл. АН СССР. Т. 200, № 4, 1971, с. 921—924.
55. Жарков М. А., Замаев С. М. История тектонического развития юга Сибирской платформы. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., 1964, с. 135—146.

56. *Зайцев Н. С.* О глыбовой структуре Саяно-Алтайской области. — В кн.: Идеи академика В. А. Обручева о геологическом развитии Северной и Центральной Азии. М., 1963, с. 127—143.
57. *Зайцев Н. С.* Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., 1964, с. 173—185.
58. *Зайцев Н. С., Ильин А. В.* Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (МНР). — Докл. АН СССР. Т. 192, 1970, с. 391—394.
59. *Зайцев Н. С., Благонравов В. А., Бямба Ж.* Формационная характеристика раннепалеозойских структур Северной Монголии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., № 4, 1974, с. 57—69.
60. *Замараев С. М.* Тектоническое строение и история геологического развития юго-восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Геофизические исследования и проблемы нефтегазосности юга Сибирской платформы. Вып. 2. М., 1962, с. 128—193.
61. *Замараев С. М.* Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., Наука, 1967. 248 с.
62. *Зоненшайн Л. П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., Недра, 1972. 240 с.
63. *Зоненшайн Л. П., Маркова Н. Г., Нагибина М. С.* О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии. — Геотектоника, 1971, № 4, с. 54—64.
64. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М.* Глобальная тектоника, магматизм, металлогения. М., Недра, 1976. 231 с.
65. *Иванов В. В.* Металлогения редких элементов. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. X. М., 1973, с. 279—288.
66. *Ильин К. Б.* Региональная металлогения СССР. М., Недра, 1974. 237 с.
67. *Казаков А. Н.* Взаимоотношение мамской серии с муйским комплексом и метаморфизм. — В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.—Л., 1965, с. 102—114.
68. *Карпова Е. Д.* Сводово-глыбовые области и их металлогения. — Труды ВСЕГЕИ. Т. 155, 1968, с. 223—250.
69. *Карсаков Л. П.* Докембрий восточной части Станового хребта. — В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 27—39.
70. *Карта аномального магнитного поля СССР.* М-6 1:10 000 000. Мин. геологии СССР, ВСЕГЕИ, 1968.
71. *Карта тектоники докембрия континентов в масштабе 1:15 000 000.* Гл. ред. академик Ю. А. Косыгин. М.—Новосибирск, изд. ГУГК, 1972.
72. *Келлер Б. М.* Тектоническая история и формации верхнего докембрия. Итоги науки и техники. Т. 5. Общая геология. М., 1973. 120 с.
73. *Келлер Б. М., Семихатов М. А.* Стратиграфические рубежи в докембрии. — В кн.: Границы геологических систем. М., Наука, 1976, с. 7—30.
74. *Кедров Б. М.* Оперирование научными понятиями в диалектической и формальной логике. Формы мышления. М., Изд-во АН СССР, 1962. 240 с.
75. *Кириченко Г. И.* Тектоника Енисейского кряжа. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск, 1963, с. 65—82.
76. *Клитин К. А., Постельников Е. С.* Орогенные образования байкалид Восточной Сибири. — Геотектоника, 1966, № 6, с. 31—48.
77. *Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С.* Байкалиды юго-востока Сибири. М., Наука, 1970. 143 с.
78. *Клитин К. А., Павлова Т. Г.* Офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области. Докл. АН СССР. Т. 215, № 2, 1974, с. 413—416.
79. *Клярковский В. М.* Геохронология горных областей юго-западной части обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1972. 257 с.
80. *Конииков Э. Г.* Формации докембрийских гипербазит-базитовых интрузий Северо-Байкальского пояса. — Геология и геофизика, 1976, № 2, с. 23—31.
81. *Кориковский С. П., Федоровский В. С.* Новые данные о возрасте докембрийских толщ междуречья Нечеры и Бульбухты (южная часть Патомского нагорья). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2, с. 93—97.
82. *Королюк И. К.* Сравнительная характеристика формаций рифей и кембрия Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1962. 129 с.
83. *Косыгин Ю. А.* Развитие Сибирской платформы в докембрии. — Геология и геофизика, 1962, № 7, с. 16—32.
84. *Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., Недра, 1969. 615 с.
85. *Косыгин Ю. А.* Проблемы тектоники молодых платформ. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, Наука, 1971, с. 9—20.
86. *Косыгин Ю. А., Луицкий И. В.* Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии. — В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962, с. 9—17.

87. Косыгин Ю. А., Парфёнов Л. М. Докембрийское обрамление Тихого океана. — В кн.: Тектоника Тихоокеанского пояса. М., 1973, с. 39—40.
88. Красильников Б. Н. О докембрийских краевых прогибах Сибири. — Геология и геофизика, 1963, № 5, с. 17—33.
89. Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. М., Недра, 1972. 152 с.
90. Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. М., 1967, с. 275—303.
91. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Наука, 1964. 387 с.
92. Кузнецов Ю. А., Косыгин Ю. А. Основные черты тектоники и магматизма Сибири. — Геология и геофизика, 1962, № 5, с. 3—13.
93. Кушев В. Г. Металлогеническая зональность Байкальской горной области и ее интерпретация на основе палеотектонических реконструкций. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые (Тезисы докладов к Всесоюзному научно-техническому совещанию). М., 1976, с. 214—216.
94. Лейтес А. М. Запад Алданского щита, его границы и особенности развития. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 5, с. 65—79.
95. Лейтес А. М., Федоровский В. С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 3—24.
96. Леонов Ю. Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М., Недра, 1976. 193 с.
97. Лутц Б. Г. Эволюция термического режима континентальной коры в докембрии и раннем палеозое. — Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 50, № 3, 1975, с. 16—27.
98. Луцицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.
99. Луцицкий И. В. Проблема унаследованного развития магматизма. — В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., 1968, с. 211—215.
100. Мануйлова М. М., Петров Б. В. Байкальская складчатая область. — В кн.: Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1968, с. 106—112.
101. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., Наука, 1965. 327 с.
102. Мастюлин Л. М. Структура «гранитного» слоя Забайкалья по геофизическим данным. — Изв. Заб. фил. геогр. об-ва СССР. Чита, 1967, т. 3, вып. 2, с. 3—22.
103. Мац В. Д., Гаскин А. П. Геотектоническое расчленение протерозоя Присяянья и западной окраины Байкальской горной области. — Геология и геофизика, 1973, № 7, с. 33—42.
104. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., Недра, 1973. 279 с.
105. Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М., Недра, 1971. 38 с.
106. Митрофанов Ф. П., Казаков И. К., Зингер Т. Ф. Раннедокембрийские конгломераты в Сангиленском среднем массиве каледонид Тувы. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977, с. 232—238.
107. Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойной Евразии. М., Наука, 1975. 318 с.
108. Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. — Геотектоника, 1970, № 2, с. 47—74.
109. Муратов М. В. Строение и развитие эвгеосинклинальных прогибов и их магматизм. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 5, с. 3—11.
110. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963. 463 с.
111. Новые данные о стратиграфии рифейских отложений Северо-Байкальского нагорья/А. Н. Булгаков, И. Ф. Баинов, Г. Ф. Словеснов, В. Ю. Шенфильд. — Геология и геофизика, 1975, № 12, с. 128—131.
112. О времени замыкания Хангайского прогиба в варисцидах Центральной Монголии/Н. С. Зайцев, А. А. Моссаковский, А. С. Перфильев, О. Томур-Тогоо, Б. Лхасурен. — Геотектоника, 1969, № 5, с. 89—94.
113. Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., Мир, 1967. 301 с.
114. Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской структурной зоны. — Докл. АН СССР. Т. 68, № 5, 1949, с. 905—908.
115. Океаны и геосинклинальный процесс/А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, А. Л. Кшиппер, М. С. Марков, Н. А. Богданов, А. С. Перфильев, С. В. Руженцев. — Докл. АН СССР. Т. 196, № 3, 1971, с. 657—659.

116. *Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы*/В. В. Хоментовский, В. Ю. Шенфиль, М. С. Якшин, Е. П. Бутаков. М., Наука, 1972. 356 с.
117. *Опыт типизации складчатых систем Урало-Монгольского пояса с учетом строения их фундамента*/Е. Н. Алтухов, К. Л. Волочкович, Б. Н. Красильников, А. Д. Смирнов. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., 1974, с. 45—56.
118. *О соотношении Сибирской платформы и геосинклинальных областей в докембрии*/Ю. А. Косыгин, Н. А. Берзин, Б. Н. Красильников, Л. М. Парфенов. — В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.—Л., 1964, с. 111—117.
119. *Основание континентальной коры Монголии по гранулитовым ксенолитам*/В. В. Кепежинкас, Н. С. Зайцев, И. В. Лучицкий, Ю. Г. Лаврентьев, Л. В. Усова. — Докл. АН СССР. Т. 229, № 2, 1976, с. 451—454.
120. *Основные черты тектоники докембрия континентов*/Ю. А. Косыгин, А. К. Башарин, Н. А. Берзин, Ч. Б. Борукаев, А. Л. Матвеевская, Л. М. Парфенов. — В кн.: Геология докембрия. М., 1972, с. 60—68.
121. *Павловский Е. В. Гранитообразование и тектоника.* — Докл. АН СССР. Т. 211, № 5, 1973, с. 1165—1167.
122. *Павловский Е. В. Происхождение и развитие земной коры материков.* — Геотектоника, 1975, № 6, с. 3—14.
123. *Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса*/А. В. Пейве, Н. А. Штрейв, А. А. Моссаковский, А. С. Перфильев, С. В. Руженцев, Н. А. Богданов, В. С. Буртман, А. Л. Книппер, Г. И. Макарычев, М. С. Марков, А. И. Суворов. — Сов. геология, 1972, № 12, с. 7—25.
124. *Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна.* М., Наука, 1967. 144 с.
125. *Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской тектоники континентов.* Автореферат докт. дис. Хабаровск, 1974. 48 с.
126. *Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.* — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
127. *Петров С. Г., Решетова С. М. Геология и петрография татарско-аяхтинского и гдлшихинского интрузивных комплексов Енисейского кряжа.* — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер. Т. 112, 1967, с. 108—139.
128. *Петрушевский Б. А. О некоторых принципиальных возражениях против идей мобилизма.* — Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 47, № 5, 1972, с. 125—138.
129. *Постельников Е. С. Байкальский орогенез.* М., Наука, 1973. 126 с.
130. *Пуцаровский Ю. М. Тектонические карты; обобщение опыта составления.* — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., 1971, с. 215—226.
131. *Разновозрастные процессы омоложения в докембрийских породах Восточного Саяна*/Л. П. Никитина, В. Я. Хильтова, Ф. П. Митрофанов, И. Н. Крылов. — В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.—Л., 1964, с. 219—228.
132. *Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов*/А. Д. Смирнов, Е. Н. Алтухов, В. В. Булдаков, Л. Н. Леонтьев. М., Наука, 1967. 114 с.
133. *Рублев А. Г., Козубова Л. А. О пермском возрасте щелочных интрузий куналейского комплекса в Западном Забайкалье.* — Докл. АН СССР. Т. 231, № 5, 1976, с. 1197—1199.
134. *Салоп Л. И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии.* — В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. М.—Л., 1960, с. 125—127.
135. *Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области.* Т. 2. М., Недра, 1967. 699 с.
136. *Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия.* Л., Недра, 1973. 310 с.
137. *Салоп Л. И. О некоторых дискуссионных вопросах геологии Байкальской складчатой области.* — Геология и геофизика, 1974, № 1, с. 11—24.
138. *Сезько А. И. Новые данные о взаимоотношении метаморфических комплексов докембрия Бирюсинской глыбы (Восточный Саян).* — В кн.: Геология Восточной Сибири. Иркутск, 1972, с. 11—13.
139. *Сезько А. И. Структура докембрийских складчатых зон Центральной части Восточного Саяна.* Автореферат канд. дис. Иркутск, 1975. 24 с.
140. *Семенов Н. П. Докембрийская геохронологическая шкала СССР.* — В кн.: Труды X сессии Комиссии по опред. абс. возраста геологических формаций. М.—Л., 1962, с. 10—39.
141. *Семенов Н. П. Геохронология и проблемы докембрия.* — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972, № 2, с. 3—12.
142. *Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя.* — Труды ГИН АН СССР, вып. 256, 1974. 302 с.
143. *Семихатов М. А., Трапезников Ю. А. Юго-западная граница Сибирской платформы в венде и раннем кембрии.* — Геотектоника, 1965, № 4, с. 36—53.

144. *Сидоренко А. В.* Осадочная геология докембрия, состояние, задачи. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 4—7.
145. *Сизых А. И., Шафеев А. А.* О соотношении докембрийских комплексов Бирюсинской глыбы и Туманшетского грабена. — Геология и геофизика, 1976, № 6, с. 16—25.
146. *Синчук Ю. А.* Первые находки вулканогенных пород в составе голоустенской свиты Северо-Западного Прибайкалья. — Докл. АН СССР. Т. 218, № 1, 1974, с. 175—177.
147. *Смирнов А. Д., Булдаков В. В., Недумов И. Б.* Рифейские структуры Восточного Саяна и положение в них редкометальных пегматитовых полей. М., Изд-во АН СССР, 1963. 154 с.
148. *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. Т. 3. М., 1970, с. 156—164.
149. *Смирнов В. И.* Металлогения тектонических секторов геосинклиналей. — Вестник МГУ. Сер. геол., 1961, № 1, с. 3—14.
150. *Смирнов В. И.* Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963. 164 с.
151. *Соботович Э. В., Грашенко С. М., Ловцюс А. В.* Возраст пород шарыжалгайской серии (Байкальская глыба). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 9, с. 38—41.
152. *Спижарский Т. Н.* Возникновение и история развития Сибирской платформы. — В кн.: Сочетание по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы. Вып. 3. Тезисы докладов. Иркутск, 1960, с. 3—10.
153. *Сребродольская И. Н., Козубова Л. А.* О возрасте ичетуйской свиты в Западном Забайкалье. — Геология и геофизика, 1976, № 7, с. 90—94.
154. *Средний палеозой Северо-Восточной Монголии*/В. А. Благонравов, Л. П. Зоненшайн, И. Б. Филиппова, И. П. Пугачева. — Сов. геология, 1973, № 8, с. 110—124.
155. *Суетенко О. Д.* Тектоника палеозой Юго-Восточной Монголии. Автореферат канд. дис. М., ГИН АН СССР, 1971. 29 с.
156. *Сурков В. С.* Глубинная структура и приповерхностная тектоника Алтае-Саянской складчатой области. — Геология и геофизика. 1972, № 11, с. 15—25.
157. *Твалчрелидзе Г. А.* О главнейших металлогенических эпохах Земли. — Геология рудных месторождений, 1970, № 1, с. 22—36.
158. *Твалчрелидзе Г. А.* О теоретической и региональной металлогении. — Геология рудных месторождений. 1975, № 6, с. 115—119.
159. *Тектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области*/И. И. Белостоцкий, Л. П. Зоненшайн, Б. Н. Красильников, Г. А. Кудрявцев, А. А. Моссаковский, И. Ф. Пожарянский, Н. Н. Херасков. — Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 34, вып. 6, 1959, с. 3—21.
160. *Тектоника Евразии.* Объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-ба 1 : 5 000 000 под ред. А. Л. Яншина. М., Наука, 1966. 487 с.
161. *Тектоника МНР.* — Труды Советско-Монгольской экспедиции. Вып. 9. М., Наука, 1974. 284 с.
162. *Тильман С. М.* Сравнительная тектоника мезозой севера Тихоокеанского кольца. М., Наука, 1973. 326 с.
163. *Тугаринов А. И., Войткевич Г. В.* Докембрийская геохронология материков. Изд. второе. М., Недра, 1970. 432 с.
164. *Федоровский В. С.* Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М., Наука, 1972. 130 с.
165. *Федоровский В. С., Лейтес А. М.* О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. — Геотектоника. 1968, № 4, с. 114—127.
166. *Фогельман Н. А.* Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений. — Труды ЦНИГРИ. Вып. 84. 1968. 196 с.
167. *Хаин В. Е.* О соотношении древних платформ, плит, молодых платформ и так называемых областей завершенной складчатости. — Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970, № 2, с. 18—29.
168. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. М., Недра, 1971. 548 с.
169. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., Недра, 1973. 510 с.
170. *Хаин В. Е., Шейнманн Ю. М.* Сто лет учения о геосинклиналях. — Сов. геология, 1960, № 11, с. 3—44.
171. *Халфин Л. Л.* Переходные горизонты в стратиграфической классификации. — В кн.: Этюды по стратиграфии. М., Наука, 1974, с. 22—32.
172. *Херасков Н. П.* О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. — В кн.: Докл. сов. геол. на 22 сессии МГК, проблема 4. М., Наука, 1964, с. 71—91.
173. *Херасков Н. П.* Тектоника и формации. М., Наука, 1967. 404 с.

174. Хлестов В. В. Об особенностях метаморфических процессов в раннем докембрии.— Геология и геофизика, 1970, № 8, с. 81—86.
175. Хренов П. М., Бухаров А. А., Некрасова Е. А. Особенности металлогении вулканических поясов Восточной Азии.— Сов. геология, 1975, № 1, с. 25—40.
176. Чумаков Н. М. О некоторых докембрийских тиллитоподобных породах СССР.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1965, № 2, с. 83—101.
177. Шатский Н. С. О тектонике Арктики.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Севера СССР. Т. 1. Л., 1935, с. 149—168.
178. Шатский Н. С. Избранные труды. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963. 622 с.
179. Шафеев А. А. Докембрий юго-западного Прибайкалья и Хамар-Дябана. М., Наука, 1970. 174 с.
180. Шейнманн Ю. М. Новая глобальная тектоника и действительность.— Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 48, № 5, 1973, с. 5—29. Т. 49, № 1, 1974, с. 5—26.
181. Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М., Мир, 1968. 206 с.
182. Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны.— В кн.: Доклады сов. геологов на 22 сессии МГК. М., 1964, с. 7—47.
183. Шувалов Ю. М. О возрасте складчатости в Западном Прибайкалье.— Записки Забайк. фил. Геогр. об-ва СССР. 1969, вып. 5, № 2, с. 50—53.
184. Шульдинер В. А. Докембрий на севере Тихоокеанского кольца. Новосибирск, Наука, 1973. 172 с.
185. Щеглов А. Д. Основные черты металлогении зон автономной активизации.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. М., 1967, с. 95—138.
186. Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л., Недра, 1971. 148 с.
187. Язмир М. М. К палеотектонике кембрия Байкало-Витимской горной страны.— Труды БКНИИ СО АН СССР. Сер. геол., 1966, в. 21, с. 40—59.
188. Язмир М. М., Перинова Э. П., Алексеев В. И. Стратиграфия и формации раннего палеозоя Удино-Витимской зоны и ее дальнейшее подразделение.— В кн.: Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ, 1967, с. 33—37.
189. Янин А. Л. Проблемы срединных массивов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, № 5, с. 8—39.
190. Янин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., 1965, с. 7—18.
191. Bemmelen R. W. van. Plate tectonics and the undation model.— Tectonophysics. 32, N 3—4, 1976, p. 145—182.
192. Crustal evolution and global tectonics/A. E. J. Engel, S. P. Itson, C. G. Engel, D. M. Stickney, E. J. Cray.— Bull. Geol. Soc. America. Vol. 85, N 6, 1974, p. 843—858.
193. Hoffman P. Evolution of an early Proterozoic continental margin: the Coronation geosyncline and associated avlacogens of the northwestern Canadian shield.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 273, N 1235, 1973, p. 547—581.
194. Hoffman H. J. On Aphebian stromatolites and Riphean stromatolite stratigraphy.— 25th. Int. Geol. Congr. Abstrs. Vol. I. Canberra, 1976, s. a. 31.
195. Kennedy W. Q. The structural differentiation of Africa in the Pan-Africa ( $\pm 500$  m. y.) tectonic episode, 8th a Rep. Scient.—Results. Res. Inst. Afr. Geol. (Univ. of Leeds), 1964, p. 48—49.
196. Metallogeny and Plate Tectonics. Ed. Strong D. F. (Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. N 14). S. 1, 1976, 660 p.
197. Strong D. F., Stevens R. K. Possible thermal explanation of contrasting Archean and Proterozoic geological regimes.— Nature, vol. 249, 1974, p. 545—546.
198. Sutton J., Watson J. V. Tectonic evolution of continents in early Proterozoic times.— Nature, vol. 247, 1974, p. 433—435.
199. Schopf J. William. The age of microscopic life.— Endeavour, 34, N 122, 1975, p. 51—58.
200. Wegner Joachim. Die Machtigkeit der Granitschicht und ihr Einfluß die Bildung von senken.— Z. geol. wiss., 1973, 1, N 11, p. 1391—1403.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>Глава 1. Принципы тектонического районирования и общая характеристика складчатых областей Центральной Азии . . . . .</b>	<b>6</b>
Принципы тектонического районирования . . . . .	6
Об общей структуре Центральной Азии . . . . .	9
<b>Глава 2. Основные черты стратиграфии докембрия . . . . .</b>	<b>15</b>
О расчленении и корреляции . . . . .	16
О возрасте . . . . .	20
<b>Глава 3. Тектоника докембрия . . . . .</b>	<b>39</b>
О формациях докембрийских образований . . . . .	39
Краткие сведения об архейском фундаменте и его структуре . . . . .	43
Геосинклинальные структуры . . . . .	46
Саяно-Байкальская система . . . . .	46
Структуры краевой системы . . . . .	81
О характере развития геосинклинальных структур . . . . .	85
Орогенные структуры . . . . .	89
Платформенные структуры . . . . .	105
<b>Глава 4. Основные черты фанерозойской тектоники . . . . .</b>	<b>109</b>
Структуры раннекаледонского цикла . . . . .	109
Структуры герцинского цикла . . . . .	115
Структуры мезозойского цикла . . . . .	125
О роли разломов в формировании геологической структуры Центральной Азии . . . . .	126
<b>Глава 5. Тектонические условия становления формаций магматических пород и основные черты металлогенической зональности . . . . .</b>	<b>130</b>
Тектонические условия становления формаций магматических пород . . . . .	130
Типизация формаций магматических пород на геотектонической основе . . . . .	130
Магматизм байкальского цикла . . . . .	132
Магматизм раннекаледонского цикла . . . . .	138
Магматизм герцинского цикла . . . . .	143
Магматизм мезозойского цикла . . . . .	149
Общие черты магматизма . . . . .	157
Основные черты металлогенической зональности . . . . .	163
Металлогеническая зональность байкальского цикла . . . . .	167
Металлогеническая зональность раннекаледонского цикла . . . . .	170
Металлогеническая зональность герцинского цикла . . . . .	172
Металлогеническая зональность мезозойского цикла . . . . .	174
О рудных поясах . . . . .	176
Общие черты металлогенической зональности . . . . .	180
<b>Глава 6. Тектоническое развитие . . . . .</b>	<b>184</b>
Геохронология тектоно-магматических событий . . . . .	184
Закономерности развития . . . . .	193
О природе тектонической зональности и мозаичности структурного плана . . . . .	208
Заключение . . . . .	213
Список литературы . . . . .	217

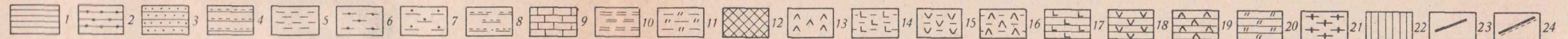
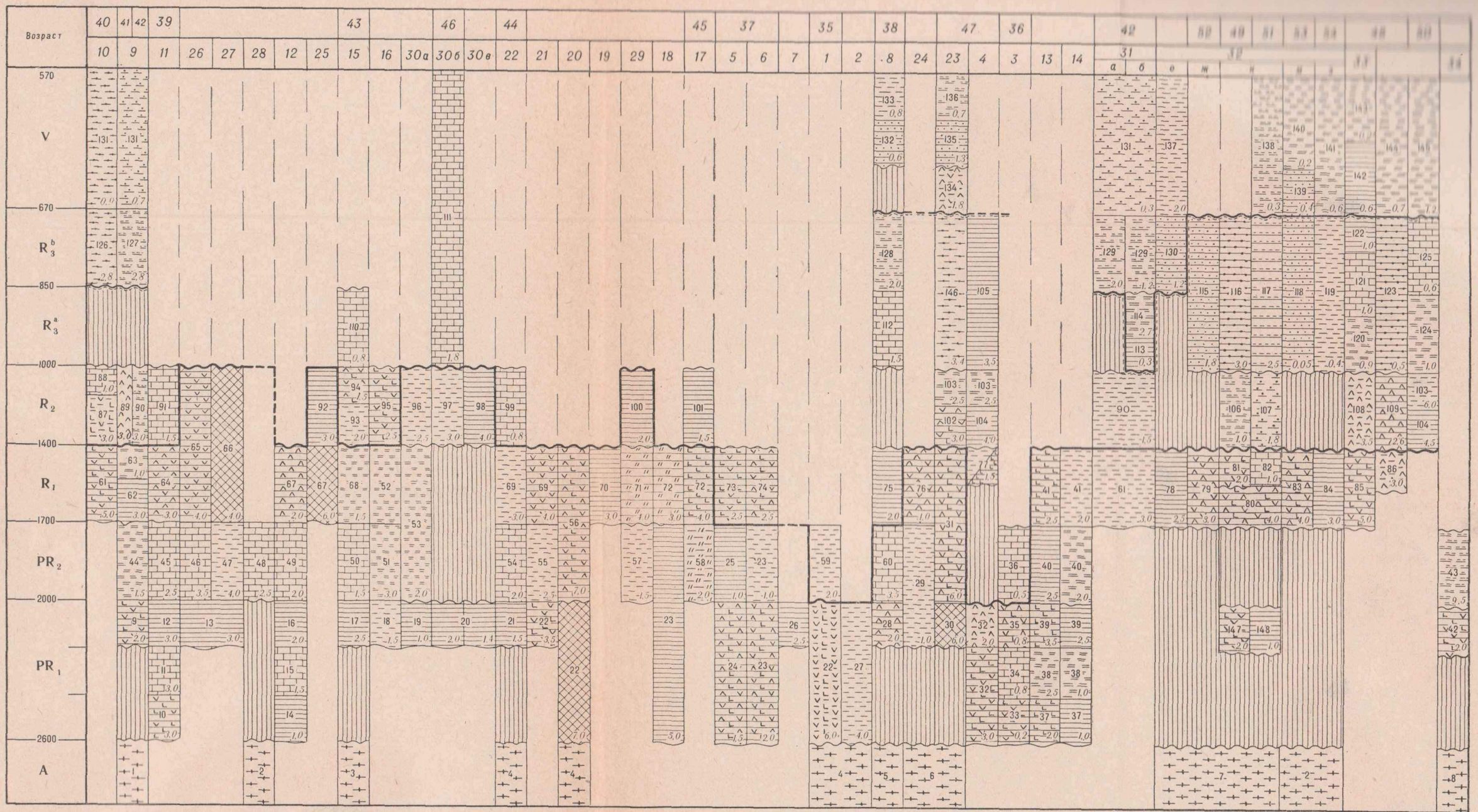


Рис. 8. Схема формационного расчленения доорнекаледонских образований Центральной Азии.

Структуры геосинклинального (1-34) и орогенного (35-54) этапов охарактеризованы в тексте. Формации: 1-4 — терригенные (1 — песчано-сланцевая, сланцево-гнейсовая, 2 — сероцветная, 3 — красноцветная, 4 — пестроцветная); 5-8 — карбонатно-терригенные (5 — карбонатно-сланцевая, карбонатно-гнейсовая, 6 — сероцветная, 7 — красноцветная, 8 — пестроцветная); 9 — карбонатная; 10 — терригенно-карбонатная; 11 — карбонатно-кремнистая; 12 — спилит-кератофировая; 13 — вулканогенная (кислого состава); 14-16 — терригенно-вулканогенные (среди вулканитов преобладают разности: 14 — основного, 15 — среднего, 16 — кислого состава); 17-19 — вулканогенно-терригенные (среди вулканитов преобладают разности: 17 — основного, 18 — среднего, 19 — кислого состава); 20 — кремнисто-сланцевая; 21 — архейского фундамента; 22 — прерывы в осадконакоплении; 23-24 — нижние границы формационных комплексов (23 — орогенного этапа, 24 — платформенного этапа).

Комплексы, серии, свиты, толщи и средние мощности формаций, км: 1 — канская и енисейская серии; 2 — шарыжалгайская серия; 3 — эрзинский комплекс; 4 — курультинско-гонамский комплекс; 5 — амалатская серия; 6 — тулдунская и илерская толщи; 7 — бирюсинская серия; 8 — алданский комплекс; 9 — свита хр. Карпинского тейской серии; 10-12 — дербинская серия (10 — алыгджерская, 11 — дербинская, 12 — дургомжинская свиты); 13 — хулгар-жалгинская и дзэнгольская свиты; 14 — шутхулайская свита; 15 — кыренская свита; 16 — билинская свита; 17 — моренский комплекс; 18 — улантологийская свита; 19 — сланцево-гнейсовая толща; 20 — гнейсовая толща; 21 — урулюнгуевская свита; 22 — никитинская серия; 23 — малханская серия; 24-25 — гнейсово-сланцевая толща (24 — сланцево-гнейсовая часть, 25 — гнейсовая часть); 26 — хангарульская свита; 27 — тунгирская серия; 28 — гаргинская толща; 29 — гнейсово-сланцевая толща и булдундская свита; 30-31 — муйская серия (30 — киленская подсерия, 31 — заминская подсерия); 32 — чуйская серия; 33-36 — охонская серия (33 — хобойская свита, 34 — хужирская свита, 35 — уланурская свита, 36 — зундукская свита); 37-41 — хамар-дабанская серия (37 — културская свита, 38 — перевальная — ингасунская свита, 39 — хангарульская свита, 40 — корниловская — барун-бильчирская и зунмуринская свита, 41 — шубутуйская свита); 42 — олондинская, субганская свиты и троговый комплекс; 43 — удоканская серия; 44 — пенчгинская свита тейской серии; 45 — ортинская (сарлыкская) свита; 46 — монгошинская свита; 47 — иркутная свита; 48 — каронатная толща; 49 — айдыгская свита; 50 — нижечартыльская подсерия (сайлыгская свита); 51 — гоби-алтайская свита; 52 — даланульская свита; 53 — карбонатно-кварцитовая толща; 54 — нортуйская свита; 55 — карбонатно-сланцевая толща; 56 — джерольская (кулиндинская) свита; 57 — хайчингольская свита; 58 —

грехневская свита; 59 — ирганинская свита; 60 — баргузинская и тилиско-икатская свиты; 61 — сухопитская серия; 62 — кординская, горбылокская и удерейская свиты; 63 — погорийская, карточка и аладьинская свиты; 64 — ашкасовская свита; 65 — окинская свита; 66 — ильчирская свита; 67 — харальская свита; 68 — верхнечартыльская подсерия (муренская свита); 69 — быркинская свита; 70 — оюнская свита; 71 — эрендабанская (мандельская) свита; 72 — куналейская, долотуйская свиты; 73 — сланцевая толща; 74 — катаевская свита; 75 — янчуйская свита; 76 — самокутская свита; 77 — тенторинская серия; 78 — кувайская серия; 79 — туманшетская, нерсинская свиты; 80 — сублукская серия; 81 — олайская свита; 82 — ирельская свита; 83 — бурухтуйская, камчадалская свиты и свита Соснового Байца; 84 — видотская свита; 85 — сарминская серия; 86 — домугдинская свита; 87 — нижняя часть исаковской толщи; 88 — верхняя часть исаковской толщи; 89 — глушихинский вулканоплутонический комплекс; 90 — тунгусская серия; 91 — чатыгойская и изыкская свиты; 92 — охемская свита; 93 — нарынская свита; 94 — чахыртойская свита; 95 — зеленосланцевая толща; 96 — сланцево-известняковая толща; 97 — карбонатно-кварцито-сланцевая толща; 98 — зеленосланцевая толща; 99 — каданская свита; 100 — дзагинская свита; 101 — дарханская свита; 102 — делюнуранская подсерия; 103 — кадаликанская подсерия; 104 — балаганакская подсерия; 105 — бодайбинская подсерия; 106 — ермасохинская свита; 107 — карагаская свита; 108-109 — акитканская серия (108 — хибеленская свита, 109 — чайская свита); 110 — улануринская свита; 111 — ордогская свита; 112 — ороченская свита; 113-114 — ослянская серия (113 — нижеандгарская свита, 114 — дашкинская свита); 115 — джуктырская свита; 116 — ингашинская свита; 117 — оселковая серия; 118 — тыретьская свита; 119 — олхонская свита; 120 — голуостенская свита; 121 — удунтуйская свита; 122 — качергатская свита; 123 — трехчленный байкальский комплекс; 124 — каланчевская свита; 125 — жуинская (никольская) и ченчинская свиты; 126 — вороговская серия; 127 — чингасанская серия; 128 — точерская свита; 129 — тасеевская свита; 130 — ангульская свита; 131 — островная свита; 132 — нижняя часть туркской (богдаринская) свиты; 133 — верхняя часть туркской свиты; 134 — падринская (сынбирская) свита; 135 — падроканская (холоднинская) свита; 136 — туколаимайская и сидельтинская свиты; 137 — анастасьинская свита и нижежерзульская подсерия; 138 — усть-тагульская свита; 139 — хужирская свита; 140 — мотская и иркутская свиты; 141 — терригенно-карбонатный комплекс (хужирская, мотская, иркутская свиты); 142 — ушаковская и куртунская (мотская) свиты; 143 — аянканская свита; 144 — миньская свита; 145 — жербинская, тинневская и нохтуйская (юдейская, пестроцветная) свиты; 146 — противодаванская и ангольская свиты; 147 — неройская серия; 148 — тепсинская серия

PR <sub>1</sub>	PR <sub>2</sub>	R <sub>1</sub>	R <sub>2</sub>	R <sub>3</sub>	R <sub>4</sub>	Возраст
Тейская серия		Сухолитская серия	Тунгусская серия	Ослянская серия	Чингасанская серия	Енисейский Край
		Кувайская серия	Карагасская серия	Оселковая серия		Присяльне
Дербинская серия	Иркутная свита	Ашхасоская свита	Чатыгойская свита			Восточный Саян
Моренский комплекс	Дилыгская свита	Харальская свита	Нарын-Чатыр-Чартыска свита	Уланэргинская свита	Восточная Тува	
Ольхонская серия		Сарминская серия	Голоус-тенская свита		Улунтуй-ская свита	Западное
Чуйская серия	Амитканская серия		Калачевская свита	Жуминская свита	Ченчинская свита	Северо-Западное
Киланская свита	Заминская подсерия		Балаганская подсерия	Кадаинская подсерия		Патомское нагорье
Сурмакитская свита	Икатско-тилимская свита	Янчуйская свита	Ороченская свита		Точерская свита	Западное Забайкалье
Урлюн-гевская свита	Нортуйская свита	Быркинская свита	Кадаинская свита		Центральное и Восточное Забайкалье	
Троговский комплекс	Удоканская серия	Ничат-Хумал-лахская свита		Сеньская свита	Торгинская свита	Кодаро-Удоканское нагорье
Улантологийская свита	Хайчингольская свита	Зрендабанская свита	Дзагинская свита		Орцогская свита	

		xxxx				lobatus Reittl.
		xxxxx	oooo			ingens Jaksch.
			oooooo			breviculus Jaksch.
	xxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	flexuosus Reittl.
			oooooo			botrydioformis Krasn
			oooooo			concretus Z.Zhur.
			oooooo			compositus Z.Zhur.
oooooo			oooooo			rotundus Z.Zhur.
		xxxxx				rectus Z.Zhur.
		xxxxx				consuetus Jaksch.
		xxxxx				textus Klinger
		xxxxx				faveolatus M.Stp.
		xxxxx				Ovatus Z.Zhur.
		xxxxx				reticulatus Narosh.
		xxxxx	ooooo			clivusus Jaksch.
		xxxxx	oooooo			circumretio Korol.
		xxxxx				Nubecularites catagraphus
			oooo			guttatus Jaksch.
			oooooooo			gentilis Z.Zhur.
			oooooo	oooooo		glebosites Reittl.
		xxxxx				anfractus Z.Zhur.
		xxxxx				tortuosus Reittl.
			oooooo			angularis Reittl.
		oooooo				Paleomicrocystis sp.
		oooooo				Alterhia sp.
		xxxxx				Tunicatella sp.
		xxxxx				vadosa Z.Zhur.
		xxxxx				zonalis Narosh.
	ooooo					Favosphaeridium favosum Tim.
	ooooo					Orygmato-sphaeridium sp.
	ooooo					Pulvinomorpha sp.

						Cylindricus Masl.
						gaubitzia Kryl.
						baculus Kiric.
						cadilnicus
						kurtunica Korol.
						lituus Masl.
						freguens Masl.
						garganicus Korol.
						meta Kiric.
						Sp.
						Stratoconophyton Korol.
						lacutophyton sp.
						Tinnia patomica Dol.
						unca Semikh.
						baicalica Masl.
						maculosa f. n.
						ampla
						buriatica Masl.
						bulbuchtensis Komar.
						nimbifera Semikh.
						nimbifera Kryl.
						uralica Kryl.
						confragosus Semikh.
						irregularis f. n.
						Tungussia nodosa Semikh.
						nimbifera
						confragosa
						Kussiella sp.
						Katavia lenaica f. n.
						Masloviella columnaris Korol.
						Malginella malgica
						Nucleolo cf. figurata Komar
						Saralinskaja
						Ireutella Korol. gr. nov.
						Schancharia
						Protosphaeridium parvulum Tim.
						freguens Walc.
						ilimica
						punctata Korol.
						giga Kard.
						uluntuica Korol.
						sarmensis Korol.
						tuvensis Korol.
						lehaiensis Dol.
						Newlandia fucinica Korol
						Platella Korol.
						Stratifera cf. flexurata Kom.
						Segosia Butin.
						Olenia Butin.

		xxxxx				elongate
						sajanica Korol.
						grandis Z.Zhur.
						tenuilamellata Reittl.
						undosa Reittl.
						bella Korol.
						libidinosa Z.Zhur.
						sibirica Masl.
						columnata Reittl.
						composita Reittl.
						sigillaria Jaksch.
						donatella Korol.
						cf. anowalica Nilst
						lamellata Korol.
						minuta Z.Zhur.
						bothrydioformis Krasn
						irregulus Reittl.
						aff. senta Z.Zhur.
						poletaevi Krasnop
						corrugata Z.Zhur.
						akitkanica f. n.
						crustusus Z.Zhur.
						aculeatus Z.Zhur.
						limpidus Z.Zhur.
						badius Z.Zhur.
						tenebricus Z.Zhur.
						stirpitus Z.Zhur.
						elongatus Z.Zhur.
						sphaericus Z.Zhur.
						rapidus Z.Zhur.
						tenuis Z.Zhur.
						serratus Z.Zhur.
						stellatus Nar.
						humilis Z.Zhur.

Рис. 5. Схема вертикального распространения основных групп и форм строматолитов и микрофитолитов в докембрийских отложениях Центральной Азии

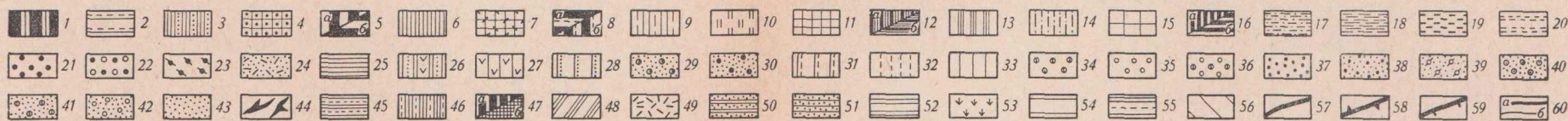
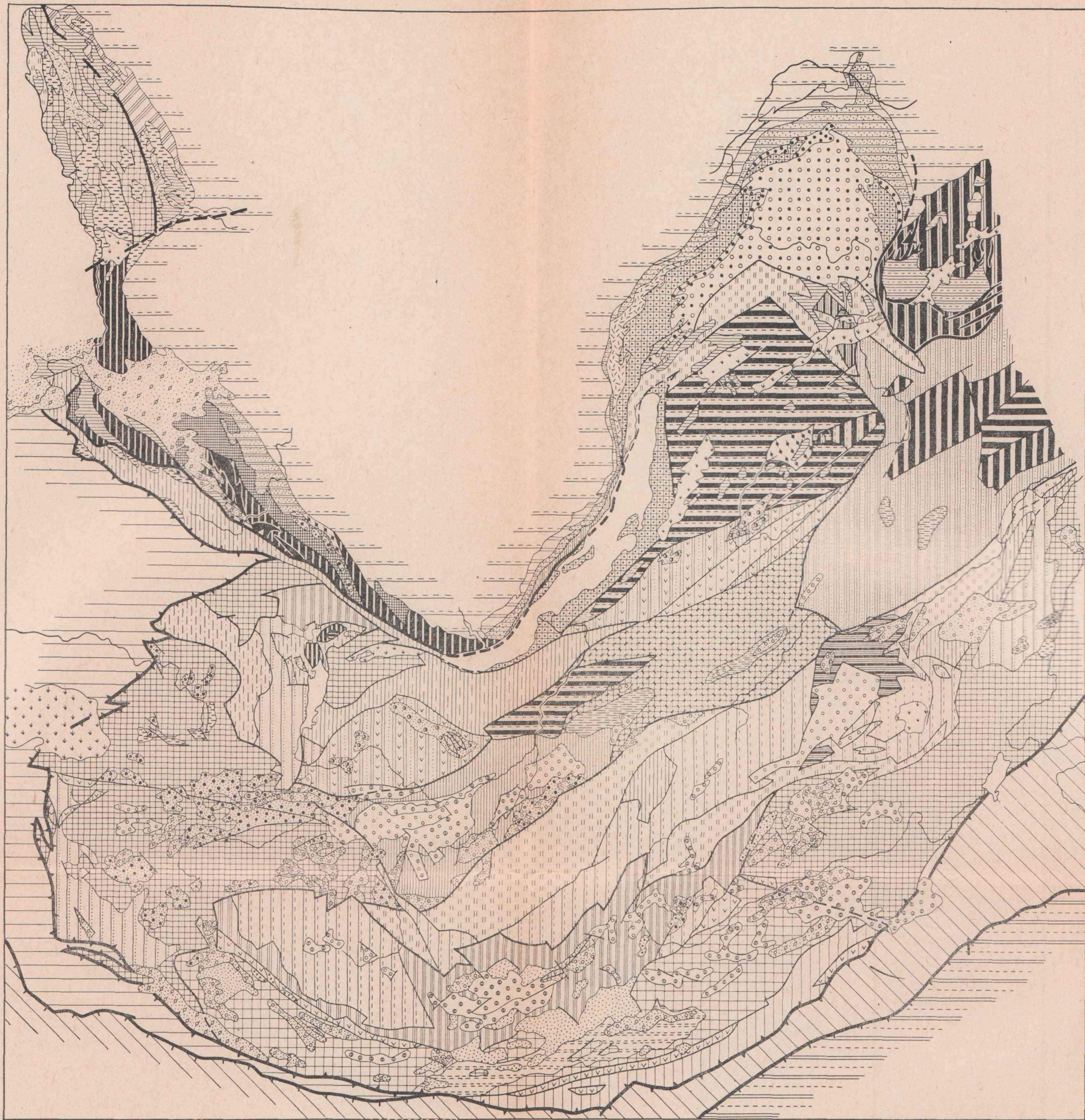


Рис. 51. Схематическая карта докембрийской тектоники складчатых областей Центральной Азии. Составил Е. Н. Алтухов.

**Сибирская платформа:** 1 — фундамент; 2 — чехол. **Саяно-Байкальская система.** Структуры байкальского цикла. **Доорогенный этап развития.** Зоны раннепротерозойской складчатости: 3 — геосинклинальные прогибы; 4 — геоантиклинальные поднятия; 5 — срединные массивы (а — фундамент, б — чехол). Зона среднепротерозойской складчатости: 6 — геосинклинальные прогибы; 7 — геоантиклинальные поднятия; 8 — срединные массивы (а — чехол, б — фундамент). Зоны раннерифейской складчатости: 9 — геосинклинальные прогибы; 10 — шовные геосинклинальные прогибы; 11 — геоантиклинальные поднятия; 12 — срединные массивы (а — фундамент, б — чехол). Зоны среднерифейской складчатости: 13 — геосинклинальные прогибы; 14 — шовные геосинклинальные прогибы; 15 — геоантиклинальные поднятия; 16 — срединные массивы (а — фундамент, б — чехол). **Орогенный этап развития.** Остаточные прогибы и впадины обособившиеся: 17 — со среднего протерозоя; 18 — с раннего рифея; 19 — со среднего рифея; 20 — с позднего рифея. Межгорные прогибы и впадины (общие с краевой системой), заложившиеся: 21 — в раннем рифее; 22 — в среднем рифее; 23 — в позднем рифее; 24 — внутренний вулканический пояс. **Платформенный этап развития.** 25 — фрагменты чехла эпибайкальской платформы (общий с краевой системой). Структуры раннекаледонского цикла. **Доорогенные структуры:** 26 — моногеосинклинали; 27 — шовные геосинклинали; 28 — внешние геосинклинальные прогибы. **Орогенные эпигеосинклинальные структуры:** 29 — межгорные впадины и прогибы. **Дейтероорогенные**

**структуры:** 30 — межгорные впадины и прогибы. Структуры герцинского цикла. **Доорогенные структуры:** 31 — моногеосинклинали; 32 — шовные геосинклинали; 33 — внешние геосинклинальные прогибы. **Орогенные эпигеосинклинальные структуры.** Межгорные впадины и прогибы, вулканические пояса, заложившиеся: 34 — в ранней перми; 35 — в поздней перми; 36 — пермские нерасчлененные. **Дейтероорогенные структуры.** Межгорные впадины и прогибы, заложившиеся: 37 — в ордовике; 38 — в силуре; 39 — в раннем девоне (общие с краевой системой); 40 — в среднем девоне; 41 — в позднем девоне; 42 — в раннем карбоне; 43 — в среднем карбоне. **Красная система.** Структуры, сформированные в доорогенном этапе байкальского цикла: 44 — геосинклинальные трюги; 45 — перикратонное опускание; 46 — перикратонная геосинклинальная зона; 47 — перикратонная геоантиклинальная зона (а — горсты, б — грабены); 48 — многогеосинклинальная зона. Структуры, сформированные в орогенном этапе байкальского цикла: 49 — краевой вулканический пояс, 50—51 — краевые прогибы (50 — заложившиеся в среднем рифее, 51 — в позднем рифее). Структуры, сформированные в дейтероорогенном этапе раннекаледонского цикла: 52 — предгорный прогиб; 53 — кайнозойские межгорные котловины. **Структуры обрамления Саяно-Байкальской системы:** 54 — Кузнецко-Тувинская система ранних каледонид; 55 — Уланульская система ранних каледонид; 56 — Зайсано-Гобийская система герцинид; 57—59 — краевые швы (ограничивающие: 57 — дорифейскую Сибирскую платформу, 58 — эпирифейский континент, 59 — Зайсано-Гобийскую систему); 60 — региональные разломы (а — разграничивающие зоны разновозрастной консолидации, б — ограничивающие региональные структуры)



Рис. 30. Палеотектоническая схема Саяно-Байкальской складчатой системы в герцинском цикле.

Структуры догерцинского этапа (каледонский континент). 1—Сибирская платформа; 2—3—Саяно-Байкальская и краевая системы (2—структуры, вовлекавшиеся в догерцинское время в активный орогенез, 3—структуры, вовлекавшиеся в догерцинское время в пассивный орогенез). Структуры герцинского этапа: 4—геосинклинальные прогибы; 5—шовные геосинклинальные прогибы; 6—внешние геосинклинальные прогибы; 7—16—орогенные (заложившиеся: 7—в ордовике, 8—в силуре, 9—в раннем девоне, 10—в среднем девоне, 11—в позднем девоне, 12—в раннем карбоне, 13—в среднем карбоне, 14—в ранней перми, 15—в поздней перми, 16—в перми без расчленения). Структуры обрамления Саяно-Байкальской системы: 17—ранние каледониды Кузнецко-Тувинской и Уланульской систем; 18—герциниды Зайсао-Гобийской системы. 19—краевые швы; 20—разломы между региональными структурами; 21—прочие разломы.

Номера структур на рисунке. Регенерированные геосинклинали: 1—Хангайская зона; 2—Хентей-Даурская зона; 3—Прикеруленская моногеосинклиналь; 4—Борзинская моногеосинклиналь. Внешние геосинклинальные прогибы: 5—Суух-Баторский. Дейтероорогенные структуры. Прогибы: 6—Джаргалантуйский; 7—Баилзтский; 8—Зерентуйский; 9—Северной Монголии; 10—Ундураланской зоны; 11—Туингольский; 12—Аргалинту-Ула; 13—Ихе-Богдинский; 14—Хардзанынский; 16—Баяндунгский; 17—Буйеульский; 18—Ундерханский; 19—Барунцогтинский; 20—Донинский; 21—Благодатский; 23—Жиргодинский; 24—Павловский; 25—Макаровский; 26—Хара-Шябирский; 27—Марковский; 28—29—Орхонский (28—бассейн р. Сумэин-гол, 29—район оз. Угуй-Нур); 31—Туингольский; 32—Юсун-Дзульский; 33—Центрально-Монгольский; 35—Аргалейский; 36—Шахтаминский; 37—Чиронский; 38—Причирский; 39—Улетский; 40—Средне-Ононский; 42—Северо-Восточной Монголии; 43—Центральной Монголии. Мульды: 15—Солхитская; 30—Будаганская; 34—Хара-Айракская. Впадины: 22—Рыбинская. Вулканические пояса: 41—Селенгинский; 44—Восточно-Монгольский

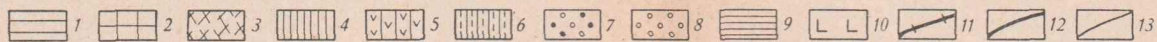
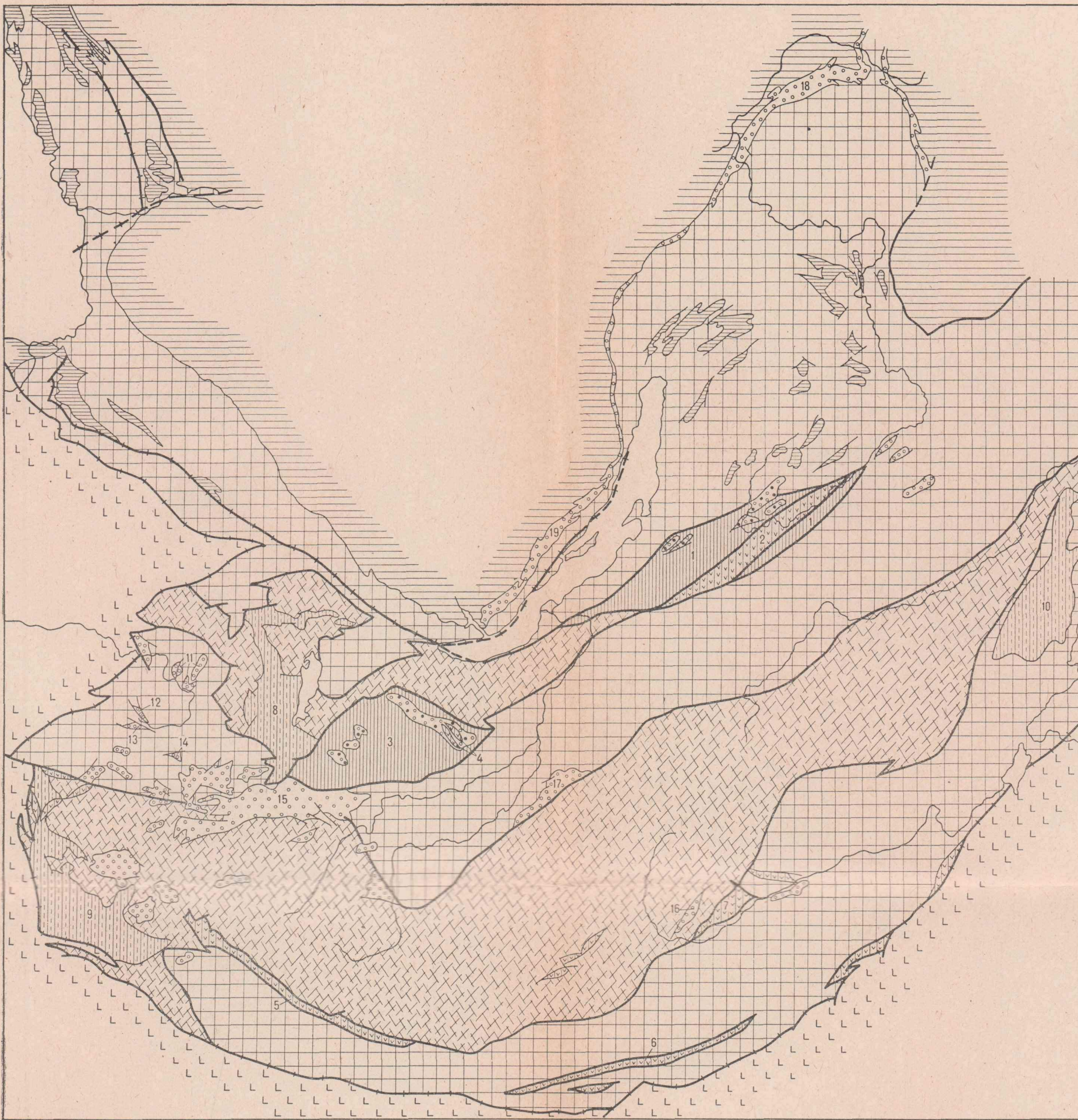


Рис. 28. Палеотектоническая схема Саяно-Байкальской системы в раннекаледонском цикле (этапе).

Структуры докаледонского этапа: 1—Сибирская платформа; 2—3—Саяно-Байкальская и краевая системы (2—структуры байкалид, вовлекавшиеся в активный орогенез, 3—то же, вовлекавшиеся в пассивный орогенез). Структуры раннекаледонского этапа: 4—геосинклинальные прогибы; 5—шовные геосинклинальные прогибы; 6—внешние геосинклинальные прогибы; 7—орогенные эпигеосинклинальные структуры; 8—дейтероорогенные структуры; 9—фрагменты платформенного чехла. Структуры обрамления Саяно-Байкальской системы: 10—ранние каледониды без расчленения; 11—краевые швы; 12—разломы между региональными структурами; 13—прочие разломы.

Номера структур на рисунке. Регенерированные геосинклинали: 1—2—Уда-Витимский прогиб (1—внешовная зона, 2—шовная зона); 3—4—Джидинский прогиб (3—внешовная зона, 4—шовная зона); 5—7—шовные зоны (5—Баян-Хонгорская, 6—Ундуршилдинская, 7—Керуленская). Внешние геосинклинальные прогибы: 8—Сархойско-Хубсугульский; 9—Дзабханский; 10—Георгиевский. Дейтероорогенные структуры: 11—15—впадины (11—Каа-Хемская, 12—Пучукская, 13—Нарынская, 14—Хусуингольская, 15—Идерская); 16—17—межгорные прогибы (16—Южно-Керуленский, 17—Тарято-Селенгинский); 18—19—предгорные прогибы (18—Жуинско-Патомский, 19—Прибайкальский).

3087

Зр.40к.

НЕДРА