

Тектоника  
Советского  
Дальнего Востока  
и прилегающих  
акваторий



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Тектоника  
Советского  
Дальнего Востока  
и прилегающих  
акваторий

ТРУДЫ СЕССИИ ОТДЕЛЕНИЯ НАУК  
О ЗЕМЛЕ АН СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Москва 1968

Сборник включает 17 докладов. Рассматривается комплекс проблем развития земной коры на границе континента и океана, а также более частные вопросы глубинного строения, закономерности развития и типизации структур на примере северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса и Североазиатского сегмента земной коры.

В статьях много полемических и дискуссионных положений.

О Т В Е Т С Т В Е Н Н Ы Й Р Е Д А К Т О Р

член-корреспондент АН СССР Ю. А. КОСЫГИН

## ПРЕДИСЛОВИЕ

На территории Востока СССР, охватывающей Северо-Азиатский сегмент земной коры и северо-западный сектор Тихоокеанского подвижного пояса, сосредоточено полное разнообразие тектонических структур. Здесь представлены все ряды кайнозойских и мезозойских структур (континентальных, шельфовых, геосинклинальных и океанических). Складчатый фундамент континента слагается самыми разновозрастными комплексами, начиная с древнейших архейских. Такое разнообразие исключительно благоприятно для решения проблем, связанных с глубинным строением земной коры и закономерностями ее развития. В геотектонике особое значение имеет комплекс проблем развития земной коры на границе континентов с океаном и проблема специфики Тихоокеанского сегмента Земли.

Рассмотрению этих проблем, а также некоторым частным вопросам тектоники Востока СССР посвящен предлагаемый сборник. Он включает 16 докладов, прочитанных на Выездной сессии Отделения наук о Земле АН СССР (проходившей в сентябре 1965 г. в городах Хабаровске и Южно-Сахалинске) и на заседании Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, которое было совмещено с Выездной сессией Отделения наук о Земле.

Общим проблемам тектоники Тихоокеанского подвижного пояса посвящены статьи Ю. М. Пушаровского, Н. А. Беляевского и Б. А. Петрушевского и Н. П. Васильковского. В первой статье дается определение тектонического пояса и рассмотрен вопрос проведения его границ. Ю. М. Пушаровский предлагает выделять в качестве Тихоокеанского тектонического пояса весь комплекс структур, занимающих площадь между территорией ложа Тихого океана и передними платформами прилегающих континентов. Современная граница разных типов земной коры (по геофизическим данным) должна лежать внутри пояса, отделяя древние его структуры от новейших. В статье анализируется история тектонического развития Тихоокеанского пояса и обосновывается его древнейшее заложение; подробно рассмотрены специфические черты строения пояса и всего Тихоокеанского сектора земной коры.

Статья Н. А. Беляевского и Б. А. Петрушевского посвящена дискуссионным проблемам тектонической природы северо-западного сектора Тихоокеанского пояса, который назван ими «зоной сочленения Азиатского материка и Тихого океана». Авторы развивают идеи о специфичности «зоны сочленения», как одного из важнейших структурных элементов земной коры, и о самостоятельном ее развитии, не зависимом от развития смежных континентальных и океанических блоков. В статье рассматривается ряд более частных дискуссионных вопросов (о включении Верхояно-Чукотской области в «зону сочленения», о природе вулканических поясов, о специфичности островных дуг, глубоководных желобов и сейсмоактивных разломов в кайнозойском этапе как принципиально новой стадии развития «зоны сочленения», о закономерностях распределения разновозрастных месторождений полезных ископаемых и др.).



Н. П. Васильковский критически анализирует современные взгляды на природу морских и внутриконтинентальных впадин и на генезис складчато-метаморфических структур среди молодых складчатых зон в северо-западном секторе Тихоокеанского пояса. Палеогеографические реконструкции, формационный анализ, прослеживание этапов тектонического развития от архея до кайнозоя и геофизические данные о современной структуре приводят автора к выводу о том, что кристаллические массивы представляют древнейшие в складчатых зонах ядра роста складчатой континентальной коры. С особенностями разрастания континента связано и общее распределение базальтового (океанического) и гнейсового (сиалического) типов коры в пределах Тихоокеанского пояса. Автором отвергаются представления, основанные на гипотезах панплатформы, обрушения, базификации земной коры по границе Азии и Тихого океана.

Мезозойской тектонике внегеосинклинальных областей Северо-Азиатского сегмента земной коры посвящена работа К. В. Боголепова. На основе разработанных им принципов он выделяет основные геоструктурные элементы (континентальные, шельфовые и геосинклинальные ряды структур) и на примере мезозойских структур Сибири подробно рассматривает два первых типовых ряда. Автором предложены структуры различного порядка — шельфовые (плиты, прогибы и т. д.) и континентальные (сводовые поднятия, своды, впадины и т. д.), намечены этапы их развития, проанализированы особенности формационных рядов, структурного плана, кинематики, динамики и типов тектонических деформаций, показано генетическое значение предложенных классификаций. Значительное внимание К. В. Боголепов уделил вопросам дисимметрии мезозойской структуры Сибири, наиболее четко проявившейся, по его мнению, в поздней юре и неокоме и связанной с активными тектоническими движениями в смежных крупных сегментах земной коры (в Яно-Колымской области Тихоокеанского пояса, в Монголо-Охотской системе). Автор делает вывод, что особенности тектонического режима складчатых областей Сибири в мезозое не укладываются в представление об их платформенном развитии; эпиплатформенный орогенез проявлялся на мезозойском этапе не менее активно, чем в следующий неоген-четвертичный этап.

Проблемам ранних этапов развития советской части Тихоокеанского пояса и смежных территорий Азии посвящены следующие четыре статьи. К. Б. Мокшанцев и Г. С. Гусев рассмотрели позднедокембрийский и раннепалеозойский этапы развития северо-западной части Тихоокеанского пояса. На основании анализа геофизических полей и данных абсолютного возраста авторы пришли к выводу, что в составе фундамента этой области, в отличие от Сибирской платформы, преобладают складчатые комплексы верхнеархейского и протерозойского возраста. Установлено, что глубинные разломы, активно проявлявшиеся в верхнем палеозое и мезозое, возникли еще в раннем докембрии. На основании структурного и формационного анализов выделены и охарактеризованы протерозойские и раннепалеозойские структурные элементы.

Особенности развития этой же территории проанализировал В. В. Еловских. Он пришел к дискуссионному выводу о «возвратно-поступательном, мегациклическом», хотя и направленном, необратимом развитии земной коры. От архея до кайнозоя В. В. Еловских выделил три «мегацикла», каждый из которых распадается на три «цикла» и на более дробные «стадии развития».

А. М. Смирнов вскрыл особенности докембрийского этапа геологической истории Советского Дальнего Востока. Им показано, что такие крупные тектонические формы, как Сибирская и Китайская платформы, Монголо-Охотский и Тихоокеанский пояса, существовали уже в раннем протерозое. Автор обращает внимание на то, что геосинклинальные прогибы закладывались на устойчивых участках земной коры, приближавшихся

по характеру к платформам. Вместе с тем предполагается, что докембрийская геосинклиналь Японии заложилась на симатической коре.

Большой интерес представляет вопрос о возрасте и структурном положении метаморфических комплексов, выступающих на поверхность в ряде мест Тихоокеанского пояса. Как известно, с разными решениями этого вопроса связаны различия представлений о тектонической природе пояса и о его развитии в докембрии и палеозое. Г. С. Гнибеденко на основании личных наблюдений и тщательного анализа литературных данных показал, что эти метаморфические комплексы имеют различный возраст. Одни из них — докембрийские (Охотский массив), другие — нижне-среднепалеозойские (восток Чукотки), третьи — мезозойские или даже кайнозойские (Камчатка, Хоккайдо). Автор приходит к выводу, что выходы кристаллических пород представляют собой метаморфические ядра роста разновозрастных складчатых сооружений в пределах Тихоокеанского пояса или метаморфические зоны, приуроченные к глубинным разломам.

Результатам специальных исследований глубинных разломов в одном из типичных районов Тихоокеанского пояса посвящена статья И. К. Туезова, К. Ф. Сергеева, Ю. Л. Неверова и В. Н. Занюкова. На основании совместного анализа геофизических, геологических и батиметрических данных авторы показали, что разрывные дислокации района Курильских островов могут быть подразделены на сверхглубинные, глубинные и коровые. Путем расчетов глубин залегания магнитовозмущающих тел, приуроченных к зонам разломов, и на основании данных сейсмологии оценена глубина проникновения разломов разного типа в недра Земли. Авторы описывают разломы и выясняют их роль в формировании морфоструктуры и в проявлениях магматизма Курильской зоны.

До недавних пор считалось, что вулканические пояса являются специфическим элементом Тихоокеанского подвижного пояса. В статье П. М. Хренова и Ю. В. Комарова обосновывается широкая распространенность вулканических поясов самого различного возраста (от протерозойского до кайнозойского) во внутренних районах континента. Выделены и охарактеризованы два типа вулканических поясов: 1) пояса, связанные с гессинклинальным развитием, и 2) пояса, не связанные в своем развитии с геосинклиналями. Авторы настаивают на необходимости сравнительного анализа вулканических поясов окраин Тихого океана и внутриматериковых вулканических поясов.

Решение проблемы о направлении и природе тектонических процессов на границе континента и океана требует изучения тектонически активных районов и их связи с районами Тихоокеанского пояса. Выяснению этих вопросов на примере переходной зоны Прибайкальского и Якутского сейсмических регионов посвящена статья В. П. Солоненко. На основе новейших данных он показал, что Прибайкальский сейсмический район не заканчивается у западного края Алданского щита, а протягивается далеко на восток, до Охотского моря. Автором намечается миграция неотектонических процессов из Байкальской рифтовой системы на восток, в зону Становика — Джугджура.

В статье В. В. Старченко, А. Ф. Озерского, Е. М. Фалькина, В. И. Шульдинера и в статье Л. А. Мастюлина приводится детальное тектоническое районирование (по геологическим и геофизическим данным) западной части Становой зоны и рассматриваются этапы ее развития от архея до кайнозоя. Статья Д. Б. Базарова, А. Н. Булгатова, Л. Нацаг-Юма, Ц. О. Очилова и Ц. Ц. Цырендоржиева посвящена вопросам тектонического развития Забайкалья и смежных районов Северной Монголии.

Г. И. Худяков на примере южной части Советского Дальнего Востока предлагает (в порядке обсуждения) классификацию и схему генетической последовательности развития геоморфоструктур (ряд форм: от океанических впадин и первичных вулканических хребтов до платформенных

континентальных сводов, впадин и равнин). Автор выделил ряд «горно-складчатых систем», «сводово-глыбовых поднятий», «зон блоковых геоморфоструктур», «прогибов», «впадин», проследил их развитие от палеозоя до кайнозоя, а также наметил основные факторы эволюции геоморфоструктур.

Статья И. О. Мурдмаа посвящена выяснению общих закономерностей связи между осадконакоплением и тектоническими процессами на примере современных геосинклиналей Дальнего Востока. Автор выделяет ряд из шести фациальных зон (от зоны континентальных фаций до зон фаций глубоководных желобов и краевой части ложа океана). Он детально прослеживает корреляцию между поведением всех основных характеристик осадков и тектонической зональностью «переходной зоны» вкрест ее простираия. Это позволило И. О. Мурдмаа установить главные тектонические факторы, которые прямо или косвенно контролируют процессы морского осадконакопления в пределах Тихоокеанского пояса.

Представленные в сборнике материалы иллюстрируют успешное развитие геологических, геолого-геофизических и тектонических исследований Востока СССР. Однако наличие полемических, дискуссионных и противоречивых положений в ряде работ указывает на то, что многие тектонические проблемы еще далеки от разрешения. Среди этих проблем не последнее место занимают новые принципы структурного расчленения земной коры, вопросы развития Тихоокеанского пояса на ранних этапах, изучение основных типов мезо-кайнозойских структур Тихоокеанского пояса и смежных областей Азии, изучение глубинных разломов материка и его окраин, разработка комплексных методов исследования поверхностных и глубинных структур земной коры, совершенствование методологии тектонических построений и т. д. Именно эти направления были намечены в решении Выездной сессии и Научного совета как основные для дальнейших исследований тектоники Востока СССР.

## ТИХООКЕАНСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС ЗЕМНОЙ КОРЫ

В данном сообщении автор предлагает определение и краткую характеристику Тихоокеанского тектонического пояса земной коры. Исследования строения этого пояса приобретают сейчас особенно большой познавательный интерес, поскольку они углубляют наши представления в области теории тектонической дисимметрии земной коры, структурного отличия ее Тихоокеанского и Атлантического сегментов.

Тихоокеанский и Атлантический сегменты планеты, как главные структурно-разнородные ее области, впервые противопоставил между собой Н. С. Шатский в 1957 г. Под Тихоокеанским сегментом он подразумевал при этом талассократон Тихого океана и его тектоническое обрамление, а под Атлантическим — остальную часть земной коры.

В настоящее время из работ Г. Б. Удинцева, Г. Менарда и ряда других авторов хорошо известно, что не только по своим размерам, но и по структурным особенностям талассократон Тихого океана существенно отличается от талассократонов Индийского и Атлантического океанов, хотя, конечно, по этому поводу мы имеем еще только самые первые и самые общие представления.

А. Г. Гайнанов и Е. Д. Корякин указывают на то, что ложа Тихого и Атлантического океанов различаются и по геофизическим характеристикам. Так, нижние кромки магнитовозмущающих тел верхней мантии в Тихоокеанской области расположены на 10—20 км выше, чем в области Атлантического океана, где они лежат на глубинах 40—60 км. Упомянутые авторы объясняют это тем, что изотерма точки Кюри, вероятно, расположена под Атлантическим океаном глубже, чем под Тихим. Вообще по их данным энергетическая насыщенность земной коры и верхней мантии под этими двумя океанами различна (что подтверждается и изучением тепловых потоков), причем в области Тихого океана глубинные процессы протекают более интенсивно. Проведенный А. Г. Гайнановым и Е. Д. Корякиным анализ гравиметрических и сейсмических данных позволил им зафиксировать, что верхняя мантия под Тихим океаном в среднем состоит из менее плотных пород, чем под Атлантическим.

Сейчас известно, что обрамление Тихоокеанского талассократона характеризуется многими специфическими чертами строения. Однако следует отметить, что тектонические явления в этом обрамлении выражены во много раз богаче, чем в пределах талассократона, и притом они значительно более доступны для исследования, потому что геолог может здесь часто опираться на факты, непосредственно наблюдаемые на суше. Если принять это во внимание, то нельзя признать удовлетворительным то состояние знаний о тектонике обрамления, которое мы имеем в настоящее время. Особенно это относится к истории структурного развития обрамления, к пониманию сущности происходивших здесь тектонических процессов в ходе геологического времени. Вместе с тем без этих знаний нет возможности сделать дальнейший заметный шаг в разработке теории дисимметрии земной коры.

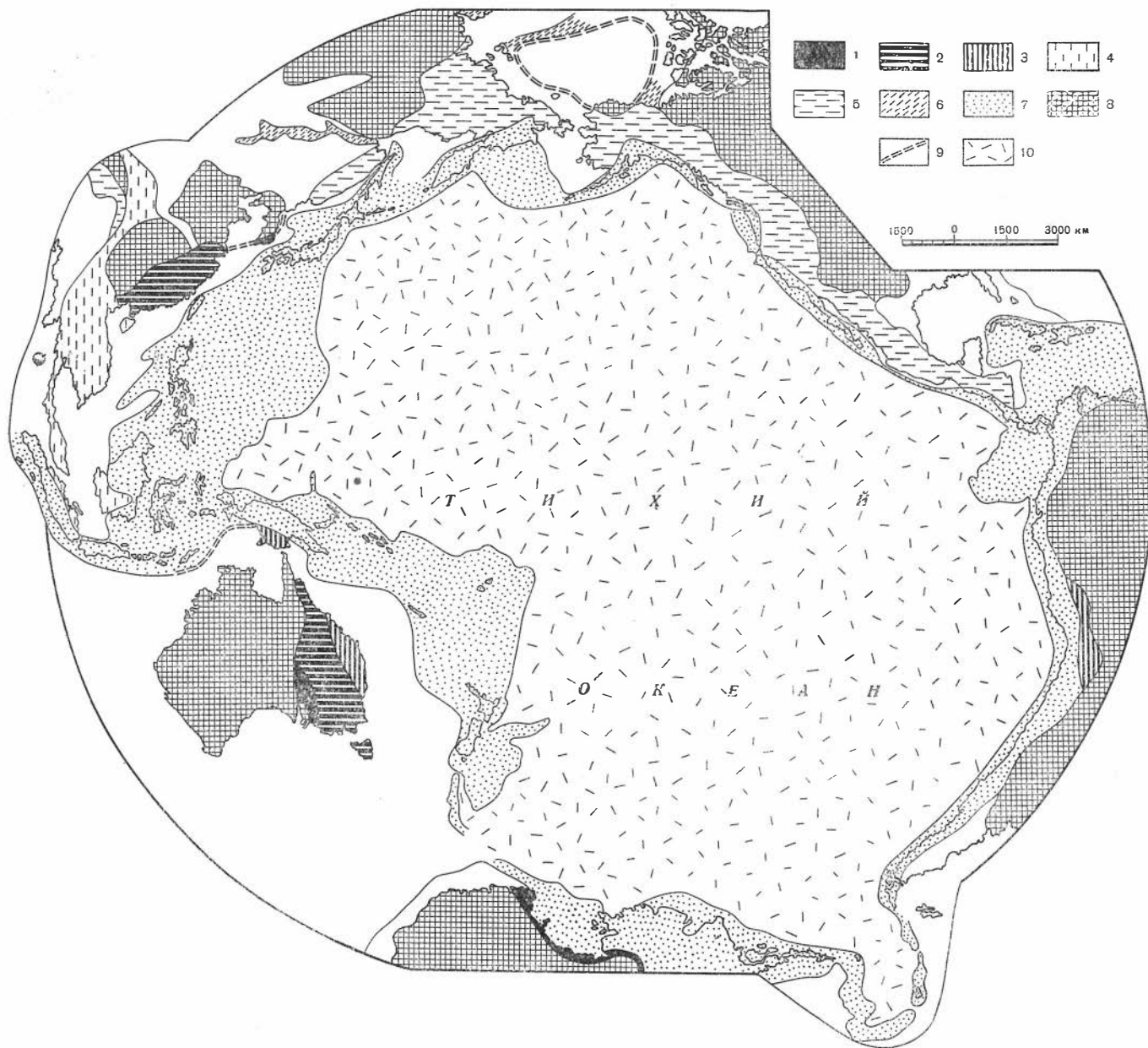


Рис. 1. Положение основных тектонических областей в Тихоокеанском поясе земной коры.

1 — байкалиды; 2 — каледониды; 3 — герциниды; 4 — ранние мезозойды; 5 — мезозойды; 6 — зоны выклинивания мезозойд; 7 — кайнозойское тектоническое кольцо; 8 — древние платформы, окружающие Тихоокеанский пояс; 9 — границы подеродных частей древних платформ; 10 — ложе Тихого океана

Для анализа истории структурного развития обрамления Тихоокеанского талассократона необходимо прежде всего конкретизировать само понятие «обрамление».

Большинство геологов сходится в мнении, что это обрамление представляет собой единый циркум-Тихоокеанский тектонический пояс. Однако в том, какие тектонические зоны относятся к указанному поясу (т. е. каковы его границы), общего мнения нет. Некоторые авторы, например, полагают, что к этому поясу принадлежат только те области, где проявились мощные кайнозойские тектонические движения. Другие исследователи придают решающее значение областям развития по периферии океана молодого вулканизма — так называемому огненному поясу. Третьи включают в пояс области индосинийского и более позднего мезозойского тектогенеза и т. д.

К решению вопроса о том, какие структурные зоны следует включать в Тихоокеанский тектонический пояс, автор подошел, пользуясь двумя основными методами: 1) тектонической картографии и 2) сравнительно-тектонического анализа. Как известно, еще в 50-х годах были опубликованы две тектонические карты Советского Союза в достаточно крупном для такой территории масштабе (1 : 5 000 000). В 1963 г. автором была опубликована Тектоническая карта Арктики в масштабе 1 : 10 000 000. Наконец, в 1966 г. Геологическим институтом Академии наук СССР опубликована коллективная Тектоническая карта Евразии в масштабе 1 : 5 000 000. Все эти карты составлены по одному принципу: тектонические регионы на них выделялись в зависимости от времени окончания геосинклинального развития того или иного участка земной коры. Каждая из названных карт раскрывала все новые и новые закономерности положения, строения и развития структурных зон, обрамляющих с запада и севера впадину Тихого океана.

Далее был произведен сравнительный тектонический анализ этих зон с другими областями, лежащими на периферии Тихого океана в пределах Австралии, Антарктиды, Южной Америки и Северной Америки. В итоге можно было увидеть, что повсюду складчатые зоны разного возраста располагаются концентрически по отношению к талассократону, причем наиболее молодые из них лежат ближе к краю океанического ложа. За этими молодыми зонами располагаются мезозойские складчатые зоны, а в южном полушарии — более древние: герцинские, каледонские и байкальские. В Восточной Австралии видна их последовательная смена в пространстве. Пределом распространения таких концентрически расположенных и закономерно сменяющих друг друга вкрест простирания зон на материках являются окраины древних платформ, соответственно: Сибирской, Северо-Китайской, Южно-Китайской, Австралийской, Антарктической, Южно-Американской, Северо-Американской и Гиперборейской, в основном погруженной на дно Северного Ледовитого океана.

Между складчатыми зонами, местами погруженными под уровень моря, и краем Тихоокеанского талассократона протягивается система современных геосинклинальных структурных образований, более или менее значительно развитых, но образующих почти непрерывное циркум-Тихоокеанское кольцо. Фронтом этой системы являются краевые глубоководные океанические желоба: — современные приокеанические геосинклинальные рвы. В нее входят также островные гряды (современные геантиклинали) и глубоководные впадины, отчлененные от океана этими грядами (геосинклинальные котловины).

Складчатые зоны разного времени образования и система современных геосинклинальных структур в совокупности образуют единый гигантский тектонический пояс. Единство его подчеркивается и тем, что по сравнению с тектоническими поясами других областей земной коры он обладает специфическими структурными чертами.

Итак, Тихоокеанским тектоническим поясом следует называть комп-



лекс структурных образований земной коры (складчатых и «живых» геосинклинальных), заключенных в гигантском кольце, лежащем между ложем Тихого океана, с одной стороны, и древними платформами прилегающих к океану континентов, с другой.

Если так понимать Тихоокеанский тектонический пояс, то протяженность его по внешней окружности составит около 56 000 км, а по внутренней — около 47 000 км, т. е. в обоих случаях она больше длины экватора. На тех участках, где Тихоокеанский пояс смыкается не с древними материковыми платформами, а с иными структурными образованиями, внешнюю его границу проводить не всегда легко. В этих случаях нужно руководствоваться распространением здесь специфических для Тихоокеанского пояса по строению или возрасту складчатых зон, а также простиранием последних. Так, например, Южно-Сандвичеву островную дугу, разделяющую Южную Америку и Антарктиду, в соответствии с ее строением можно рассматривать только в составе Тихоокеанского сегмента земной коры. Но по аналогии, сейчас признаваемой, вероятно, всеми исследователями, мы должны таким же образом рассматривать и Антильскую дугу. Руководствуясь особенностями строения, тектонического положения и простирания Сихотэ-Алиньской области, ее также следует относить к Тихоокеанскому сегменту. Нельзя, очевидно, исключать из Тихоокеанского пояса Индокитай и Индонезию, для чего также имеются веские структурные и иные доказательства.

По значению в структуре земной коры с Тихоокеанским поясом сопоставим только Евразийский срединный тектонический пояс, разделяющий северный и южный ряды древних платформ. Но еще раз подчеркнем, что в отличие от этого последнего Тихоокеанский пояс с внутренней стороны примыкает к океаническому ложу (рис. 1).

Ширина Тихоокеанского тектонического пояса весьма различна и изменяется от нескольких сотен километров (например, в южной части Южной Америки) до 3000—5000 км (в юго-восточной Азии и в Австрало-Меланезийской области).

Наибольшую площадь в поясе занимают кайнозойские складчатые зоны и современные геосинклинальные образования, составляющие в совокупности пояс кайнозойского тектогенеза. Складчатые зоны занимают его тыловую часть, а геосинклинальные образования — фронтальную.

Кайнозойские складчатые сооружения начали формироваться в разное время. На месте некоторых из них геосинклинальное осадконакопление прекратилось уже в начале третичного времени, как это было на большей части площади Анд, в Южной Аляске и на северо-западе Корякского нагорья. Хотя орогенный этап развития таких областей продолжался почти до конца неогена, их можно считать раннеальпийскими.

В других областях, например в Карибской, геосинклинальные формации накапливались почти до конца эоцена; эти области по возрасту складчатости близки к некоторым европейским альпидам. Наконец, в очень многих складчатых зонах геосинклинальное осадконакопление продолжалось до конца неогена, что определяет одну из существенных особенностей Тихоокеанского сегмента земной коры. Крупнейшие неогеновые геосинклинальные прогибы широко распространены в краевой части Азиатского континента, а также известны на крайнем юге Аляски, в Калифорнии, в крайней западной части Перу и Эквадора. Кстати заметим, что этого рода структуры имеют большое геолого-экономическое значение, поскольку повсюду с ними связаны месторождения нефти и горючего газа.

Фронтальная часть пояса кайнозойского тектогенеза или система современных геосинклинальных образований относительно кайнозойских складчатых сооружений в целом смещена в Азии на восток, а по другую сторону океана — на запад. Это свидетельствует об общем поступательном ходе кайнозойского геосинклинального процесса в Тихоокеанском сегменте и о тесной связи в развитии тыловых и фронтальных частей по-

яса кайнозойского тектогенеза. Иллюстрацией сказанному могут служить, в частности, Коряжско-Камчатский или Аляскинский регионы, где видно, как в течение геологического времени зоны геосинклинальных прогибов оттеснялись в сторону Тихого океана, причем последним звеном в серии таких прогибов являются Курило-Камчатский и Алеутский глубоководные океанические желоба.

Современные геосинклинальные системы, в том виде как они сейчас выступают перед нами (в простейшем случае это островная гряда и желоб), являются очень молодыми структурными образованиями. Необычайная контрастность их тектонического рельефа связана, как показывают геоморфологические данные и структурный анализ, в основном с плиоцен-четвертичными движениями. В большинстве случаев эти движения в той или иной мере перестроили структурный план геосинклинальных зон предшествующего этапа развития. Следствием таких движений, в частности, явилось то, что морские неогеновые геосинклинальные толщи оказались местами в составе комплексов, слагающих островные гряды. Подобная перестройка есть обычный атрибут длительно развивавшегося геосинклинального процесса; такие явления на данном участке земной коры имели место и на более ранних стадиях его геосинклинального развития и несомненно будут происходить и в будущем, прежде чем геосинклинальный процесс здесь прекратится.

В то же время нужно отметить, что некоторые крупные структурные элементы современных геосинклинальных зон развивались в позднем кайнозое, очевидно унаследовано от более раннего периода кайнозоя. Величайшая интенсивность проявления кайнозойских геосинклинальных процессов по периферии Тихого океана явилась одной из важнейших причин того, что более древние тектонические образования в Тихоокеанском поясе земной коры развиты сравнительно незначительно. Они оказались в основании молодых геосинклинальных структурно-формационных комплексов (Mz — Tr), причем эти последние частью непосредственно продолжали более древний геосинклинальный процесс, но главным образом паложжились на сформированные складчатые зоны, о чем свидетельствуют и выступы метаморфических пород, имеющиеся во многих районах.

Такое наложение происходило в разное время. В предыдущих работах автор приводил аргументы в пользу того, что, например, глубоководные впадины окраинных морей без гранитного слоя под ними (Японская, Курильская и др.) образовались в позднем кайнозое в результате переработки молодых движениями ранее существовавших складчатых структур.

Кайнозойскими тектоническими движениями были захвачены части океанского ложа. Пространство между Марианским и Филиппинским глубоководными желобами является современной геосинклинальной областью, образовавшейся, вероятнее всего, в кайнозое на океанском ложе. Сходный процесс отмечен и в районе Западно-Каролинских островов.

Наибольшее значение среди докайнозойских областей складчатости в Тихоокеанском тектоническом поясе имеют мезозойды, распространенные, однако, только в северном полушарии Земли. В силу указанных выше причин в Азии мы имеем дело лишь с краевыми областями мезозойских геосинклиналей. Развитие их не было синхронным. В Индокитае геосинклинальное осадконакопление закончилось в карнийском веке верхнего триаса, в Верхояно-Чукотской области — в конце юры, а в Сихотэ-Алиньском синклиналии — в начале верхнего мела. Невадиды Северной Америки близки по возрасту складчатости к мезозойдам Верхояно-Чукотской области, однако резко отличны от них по типу развития. В невадиде колоссальную роль играют вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, притом мезозойские комплексы здесь фактически продолжают ряд палеозойских образований. В Верхояно-Чукотской области нет таких пород, а распространены терригенные толщи многокилометровых мощностей, которые налегают на основание платформенного или близкого к нему типа.

Что касается Сихотэ-Алиньской и Индокитайской областей, то они по типу развития занимают промежуточное положение. В приуроченности мезозойд только к северному полушарию можно видеть асимметрию в строении Тихоокеанского пояса, притом поперечную по отношению к асимметрии в расположении островных дуг. Поскольку эти структурные образования сменяют друг друга во времени, приходится заключить о значительной перестройке глубоких слоев земной коры после образования мезозойд.

Мезозойский геосинклинальный процесс в Тихоокеанском поясе достигал большого размаха. На Северо-Востоке Азии он распространился даже на восточную часть Сибирской платформы. Вообще на Азиатском континенте есть много признаков его интенсивного влияния на более древние структуры, лежащие за пределами Тихоокеанского пояса. Сюда относится развитие, например, в Становом хребте либо на Северо-Китайской платформе мощнейшего гранитоидного магматизма или крупных локальных внегеосинклинальных впадин, представляющих собой как бы зародышевые геосинклинали, или наличие в платформенных районах Китая линейных складок (яньшанская складчатость). Наконец, о том же свидетельствуют поперечные апофизы мезозойд, иногда далеко вдающиеся в пределы континента<sup>1</sup> (Тибет, Монголо-Охотская зона, Южный Таймыр).

Нужно отметить, что и формации и характер структур мезозойд Верхояно-Чукотской области указывают на ее большую специфичность по сравнению со всеми другими складчатыми областями на Земле. Поэтому она была названа автором геосинклинальной областью второго рода.

Герцидинские складчатые зоны существуют сейчас в двух областях Тихоокеанского пояса: на крайнем востоке Австралии и в блоке Пуна Андийской системы. Однако ранее они занимали несравненно большие пространства. Можно считать доказанным, что до регенерации альпид на площади Анд, имевшей место в конце триаса — начале юры, почти вся она была занята герцинидами. Есть основания предполагать былое распространение герцинид также в восточной Антарктиде (аитикиниории Юэзрп и Антарктиандийский), в Индокитае и в некоторых других районах. Каледониды наиболее ярко проявлены на юго-востоке Китая (Катазия) и в Австралии, но, кроме того, вероятным остатком каледонской структуры являются горы Элсворта в Антарктиде. Наконец, байкалиды (или зоны ассинтской складчатости) известны в виде крупной зоны в Антарктиде и менее значительных — в Австралии, Корее и, возможно, на юге Южной Америки.

Наши представления об истории развития Тихоокеанского пояса в палеозое еще весьма гипотетичны. Кажется интересными взгляды Н. А. Богданова о том, что для западной половины пояса (Азия — Австралия) можно наметить три концентрически расположенные структурно-формационные геосинклинальные зоны, наиболее западная из которых протягивалась примерно по современной материковой окраине, а наиболее восточная — близко к зоне океанических желобов, причем последняя развивалась на океаническом ложе. Если это справедливо, то у нас есть дополнительный аргумент в пользу представлений о большой древности Тихоокеанского талассократона и об отсутствии дрейфа континентов.

Из изложенных данных о строении и структурном развитии Тихоокеанского тектонического пояса можно сделать два основных вывода. Во-первых, история развития пояса чрезвычайно длительна и уходит по крайней мере в глубь рифейской эры, причем от рифея и до кайнозоя данный кольцевой пояс был исключительно подвижным участком земной коры, следствием чего является, в частности, заполнение его основной площади кайнозойскими структурными образованиями при относительно небольших по размерам более древних (особенно домезозойских) складчатых зон. Во-вторых, выясняется, что, несмотря на условия большой подвижности в обрамлении Тихого океана, основная сущность тектонического

<sup>1</sup> Некоторые из них описаны автором как зоны выклинивания складчатых областей.

процесса здесь на протяжении последнего мегахрона заключается в постепенном наращивании складчатыми зонами континентальных блоков земной коры (хотя этот процесс и протекал противоречиво) при отступании геосинклинальных зон в сторону ложа океана. Современные геосинклинальные системы в этой связи должны рассматриваться как реликты этого длительно развивавшегося геосинклинального процесса.

При сравнении циркум-тихоокеанских и иных структурных образований выявляется их большое своеобразие. Прежде всего нужно отметить, что, начиная по крайней мере с верхнего палеозоя, тектонические процессы в Тихоокеанском поясе (на больших пространствах) вообще протекали асинхронно по отношению к процессам в другом сегменте земного шара. Это видно на примерах формирования мезозойских, ранних альпид и позднегоценеогеновых складчатых зон. О том же свидетельствует и широкое распространение современных геосинклинальных систем. Кроме того, весьма существенные особенности устанавливаются в геологических формациях, пространственном соотношении структурных зон, типах тектонических структур; учитывая все это вместе взятое, мы вправе констатировать, что Тихоокеанский пояс земной коры подчиняется особым, только ему присущим законам структурного развития.

Своеобразие Тихоокеанского тектонического пояса подчеркивается также чрезвычайно мощным проявлением мезозойского и раннекайнозойского гранитоидного магматизма. Гигантские пояса соответствующих интрузивов протягиваются по восточной окраине Азии, на западе Северной Америки, в Андах и Антарктиде. Однако в Австрало-Меланезийской области и в Индонезии, т. е. там, где широко развиты современные геосинклинальные структуры, гранитоидный магматизм проявлен незначительно, и, наоборот, большое распространение здесь имеют гипербазиты.

Причины возникновения столь мощных гранитоидных поясов еще не ясны. Можно только констатировать, что в таких областях Тихоокеанского пояса, как Верхояно-Чукотская, Невадийская и Андийская, многие из них совпадают по времени образования с периодом формирования крупнейших складчатых сооружений на месте ранее существовавших геосинклиналей. Наряду с такими поясами наблюдаются крупные пояса, которые по времени более или менее значительно оторваны от орогенной стадии геосинклинального развития той области, где они развиты. Такие пояса называют «внегеосинклинальными»; они существуют на юго-востоке Китая, распространены на краю Азиатского континента в пределах СССР, имеются в Мексике и в некоторых других районах. Более того, в ряде случаев, как уже отмечалось, большие пояса гранитоидов соответствующего возраста вообще выходят за пределы Тихоокеанского пояса, располагаясь на структурных образованиях разного возраста, в том числе и в пределах дорифейских платформ (Становой хребет, Китай, Скалистые горы). Все это дополнительно осложняет понимание причин и механизма появления такой огромной массы гранитоидных образований в Тихоокеанском поясе. Пока можно сказать, что это есть результат весьма значительного перераспределения глубинных масс в земной коре.

Специфическую черту Тихоокеанского пояса составляет также его металлогения. Не случайно, что выдвинутое С. С. Смирновым в 1946 г. понятие «Тихоокеанский рудный пояс» тотчас же укрепилось в литературе. Однако нельзя отождествлять это понятие с понятием «Тихоокеанский тектонический пояс». Первое из них служит лишь дополнительной качественной характеристикой второго, возникшего прежде всего на основе структурного анализа. Никто еще не указал границ Тихоокеанского рудного пояса, но априори можно утверждать, что они будут иными, чем границы тектонического пояса. К числу особенностей Тихоокеанского тектонического пояса относится и присутствие в нем гигантского Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса, который протягивается по краю Азиатского материка и отделяет «монолит» Азиатского континента от зоны, раз-

деляющей материковый блок и ложе океана, в пределах которой строение земной коры часто меняется. В основании этого вулканогенного пояса лежит сложная система крупнейших разломов.

Общезвестны такие особенности Тихоокеанского тектонического пояса, как мощнейшее распространение в нем молодого вулканизма ( $N_2-Q$ ) и сейсмических явлений. Что касается зон молодого вулканизма, то они разделяются на две основные группы: островных гряд и краевых частей материков. Наиболее интенсивные проявления молодого вулканизма связаны: а) с островными грядами, близко расположенными к ложу Тихого океана (восток Азии и другие районы), т. е. с краевыми геосинклинальными поднятиями современных геосинклинальных систем, и б) с приокеаническими зонами краевых частей материков (Анды, Мексика и Центральная Америка). Вулканизм удаленных от океанического ложа островных гряд и материковых областей проявлен слабее. Явно видна связь молодого вулканизма с формированием контрастного тектонического рельефа, особенно в системах, образованных крупными линейными поднятиями и глубоководными желобами. Интересно расположение молодых вулканических зон на Аляске, Камчатке, Хоккайдо, Хонсю, Кюсю, Тайване и в Новой Зеландии. Все они лежат на простирании островных вулканических гряд (Алеутской, Курильской, Идзу-Бонинской, Рюкю, Тонга-Кермадек), и представляется весьма вероятным, что возникновение их связано с развитием этих гряд. Такие зоны автор описывал ранее как сателлитовые.

Круговое распространение зон молодого вулканизма, как и сейсмических зон, ясно указывает на структурную целостность пояса новейшего тектогенеза в Тихоокеанском сегменте земной коры.

Если теперь суммировать все приведенные выше данные, то самостоятельность притихоокеанской «тектонической провинции» (циркум-Тихоокеанский пояс), о которой говорилось выше, становится более очевидной.

Последнее, о чем следует упомянуть в данной статье, это о том, что, как мы видели, Тихоокеанский тектонический пояс включает в свой состав и зоны с континентальным типом строения земной коры (окраинные части континентов), и область, которую называют обычно переходной между континентом и океаном. В этой переходной области наблюдается очень пестрая картина в отношении строения и мощности коры с чередованием участков океанического, континентального (или близкого к нему) и промежуточного (с возможными отклонениями в обе стороны) типов. Поэтому, когда геофизики находят границу, отвечающую резкому изменению глубинного строения земной коры в обрамлении Тихого океана, то она фиксирует лишь ту или иную особенность во внутреннем строении Тихоокеанского тектонического пояса, но обычно не является его внешней границей, как это часто считают.

В заключение нужно сказать, что в пределах Тихоокеанского тектонического пояса, так же как и в других областях земного шара, даже на современном уровне знаний можно видеть необратимый ход тектонического процесса с периодическим качественным, но в то же время направленным его изменением. Однако течение этого процесса в Тихоокеанском поясе было иным, чем в поясах Атлантического сегмента земной коры. Выясняется, что эта разница касается не только хронологических рубежей, но и самого существа строения геосинклинальных областей. Дальнейшая разработка теории дисимметрии несомненно вскроет корни этого различия. Имеющиеся сейчас данные приводят к представлению, что особый характер структурного развития свойствен Тихоокеанскому поясу (как части Тихоокеанского сегмента земной коры) скорее всего изначально.

Тектоническое районирование Тихоокеанского пояса и теория дисимметрии позволяют подойти к вопросам связи месторождений полезных ископаемых с тектоническими структурами. Уже упоминалось, что широко признанием пользуется представление о специфике металлогении Тихоокеанского пояса. В этом смысле особенно выделяются складчатые обла-

сти, связанные своим становлением с мезозойским временем, которые заключают большое количество гранитоидных интрузий и богатейшие месторождения олова, вольфрама, золота, полиметаллов и др.

Одним из путей расширения рудной базы ряда важнейших металлов является дальнейшее углубление знаний в области металлогенической зональности. Очень характерно, что в пределах Тихоокеанского тектонического пояса металлогеническая зональность часто адекватна структурной зональности.

Уже давно С. С. Смирнов подчеркнул различный характер металлогении двух зон в северном обрамлении Тихого океана, одна из которых непосредственно примыкает к океаническому ложу, а другая протягивается по внешней периферии его обрамления. В нашем понимании первая из этих зон отвечает поясу кайнозойского тектогенеза, а вторая — складчатым областям мезозойских и другим мезозойским структурам восточной окраины Азии. В данном случае речь идет о соответствии тектонической и металлогенической зональностей особенно крупного (сегментарного) порядка. Общее соответствие тектонических и металлогенических зон легко проследить и в отдельных частных районах Тихоокеанского пояса, например, в Сихотэ-Алиньской области. В ее южной (Приморской) части видно, что различные, обычно узкие, но протяженными структурными зонами отвечают каждый раз особые месторождения рудных и нерудных ископаемых. Если в узкой полосе, примыкающей к Японскому морю, сосредоточены месторождения свинца, цинка, серебра, ртути, то расположенный к западу Центральный синклиниорий характеризуется распространением руд олова и вольфрама. Особая металлогения связана с гипербазитами, развитыми в пределах Главного антиклинория. Ханкайский массив, как известно, также представляет совершенно обособленный район в отношении полезных ископаемых. Отмечаемая большая степень дробности зонального членения в конечном счете связана с резкой и контрастной тектонической дифференциацией, столь характерной для структурного развития Тихоокеанского тектонического пояса в мезозое и кайнозое.

Подчеркнем, что дальнейший анализ соотношения тектонической и металлогенической зональностей в Тихоокеанском рудном поясе является весьма перспективным для обнаружения новых рудных зон и районов.

Существенно коснуться вопроса и о структурной позиции нефтяных и газовых месторождений. В настоящее время он может быть рассмотрен в двух аспектах. С одной стороны, структурами, локализующими соответствующие месторождения, являются краевые прогибы мезозойского пояса: в Америке это Канадский и Аляскинский краевые прогибы, а у нас — Приверхоанский. Представляется, что обнаружение нефтяных месторождений в Приверхоанском прогибе сейчас зависит лишь от правильной организации и объемов поисковых работ. Другой аспект — это размещение нефтяных и газовых месторождений в кайнозойском тектоническом кольце. Заметим, что нефть, связанная с этим кольцом, составляет значительный процент от мировой добычи. Выясняется, что промышленные нефтегазоносные районы размещаются в тыловых зонах кайнозойского кольцевого пояса и связаны с глубокими неогеновыми прогибами геосинклинальной природы, местами с краевыми прогибами и с кайнозойскими впадинами типа межгорных котловин. Для нас представляют интерес первый и третий типы тектонических структур, которые существуют на Сахалине, на западе Камчатки и в Корьякском Нагорье. Очень важное значение имеет Сахалинский район, включая в него прилегающие участки морского дна. В связи с этим нужно обратить внимание на необходимость усиления здесь морских разведочных работ.

Следует сказать, что распространение промышленных нефтяных и газовых месторождений в Тихоокеанском поясе по существу не в меньшей мере, чем металлогения, подчеркивает его структурную обособленность.



## ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ АЗИАТСКОГО МАТЕРИКА И ТИХОГО ОКЕАНА

Геологическая природа зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана относится к числу основных тектонических проблем Восточной Азии. Именно поэтому представляется очень важным выяснить ее положение в структуре тихоокеанского сегмента Земли, установить связь развития зоны сочленения с геологическими событиями, имевшими место в пределах соседних крупных участков земной коры, определить основные особенности главных элементов структуры этой зоны<sup>1</sup>. Сформулированная подобным образом общая задача распадается на ряд более частных задач, каждая из которых представляет собой достаточно крупную региональную геологическую проблему. Следует помнить, что все они дискуссионны. Не существует полного единодушия и между авторами данной статьи. В частности, одно из разногласий касается определения тектонической принадлежности Верхояно-Чукотской области, а также особенностей ее домезозойского развития. Н. А. Беляевский исключает эту область из состава зоны сочленения, а Б. А. Петрушевский считает, что она входит в эту зону. Н. А. Беляевский (Беляевский, Борисов, 1964б), так же как Ю. М. Пушаровский (1960), полагает, что в рифее и в первой половине палеозоя эта область представляла собой платформу, тогда как восточнее и южнее геосинклинали существовали вплоть до мезозоя; на крайнем востоке зоны сочленения геосинклинальный режим продолжал сохраняться и позднее. Во то же время другой подход к анализу материалов по истории развития и некоторые новые данные (Богданов, 1963, Тильман, 1962) позволяют Б. А. Петрушевскому (1964а) относить Верхояно-Чукотскую область к геосинклинальным участкам и для палеозойской эры. Учитывая дискуссионность указанных проблем, авторы относятся к излагаемым ниже соображениям и выводам только как к одним из возможных решений рассматриваемых вопросов.

\* \* \*

В числе характерных особенностей развития зоны сочленения на первом месте должна быть отмечена чрезвычайная длительность и устойчивость геосинклинального режима — с докембрия или раннего палеозоя практически на одной и той же площади. Такого большинство геосинклинальных областей Восточной Азии; для некоторых геосинклиналей их история известна с более позднего времени — с середины палеозойской эры (Корякская зона) и даже с мезозоя (Камчатка).

Формирование платформенных элементов за счет геосинклинальных участков проявлялось слабо, хотя складчатость происходила здесь неоднократно и после нее имели место большие или меньшие поднятия на об-

<sup>1</sup> К зоне сочленения следует, по мнению авторов, относить не только островные сооружения и окраинные моря западной части Тихого океана, но и значительную часть континентальной Восточной Азии.

ширных пространствах. Таковы были поднятия в синийское и нижнепалеозойское время в Японии, в среднепалеозойское — в западном Приморье, в мезозойское и палеогеновое время — в северо-восточной Японии и т. д.

Послегеосинклинальный этап характеризовался образованием средне- и низковысотных горных сооружений и разделяющих их сравнительно неглубоких впадин. Некоторые исследователи избегают называть его платформенным. И. А. Беляевский (1958) именует этот этап «геоантиклинальным режимом». Однако Б. А. Петрушевский (1964а) пришел к выводу, что указанные сооружения принципиально сходны с молодыми платформами запада, например, с эпигерцинской Урало-Сибирской платформой.

Существует мнение, что в Восточной Азии происходило постепенное перемещение во времени зон большой подвижности к востоку, по направлению к Тихому океану. В действительности это лишь кажущееся явление, обусловленное тем, что на западе раньше прекращались геосинклинальные условия развития, тогда как на востоке они продолжали сохраняться. Так, на Северо-Востоке, в Приамурье, Сихотэ-Алине и Приморье геосинклинальный режим закончился в разные эпохи мезозойской эры; на западе — в середине мезозоя, а на востоке — в конце его; в Японии же и на Сахалине, где начало геосинклинального этапа восходит к тому же времени, что и в зонах мезозойских, он продолжался в течение всего кайнозоя. С середины палеозоя и до кайнозоя включительно в геосинклинальных условиях развивалась Корякская зона.

В то же время несомненно, что вследствие более раннего прекращения геосинклинальных условий на западе азиатский континент постепенно обрастал с востока причленившимися к нему консолидированными участками. Таким образом, в целом процесс развития в палеозое и, особенно, в мезозое был направлен в сторону расширения площади материка на восток, к Тихому океану.

Данные о длительности геосинклинального режима в Восточной Азии и замедленности образования платформенных элементов с несомненностью свидетельствуют о повышенной тектонической подвижности зоны сочленения в целом в течение последокембрийского этапа ее развития. Особенно отчетливым это становится при сравнении зоны сочленения с территорией континентальной Азии. Очевидно, эти явления могут быть объяснены лишь особым типом развития зоны сочленения, скорее всего, его независимостью от развития соседних областей.

\* \* \*

Хотя среди геосинклиналей зоны сочленения, как и в других регионах, могут быть выделены эв- и миогеосинклинали, а также промежуточный между ними тип мезогеосинклиналей (иногда называемых лептогеосинклиналями), все они отличаются от того, что известно на западе.

Эвгеосинклинали выражены здесь, по-видимому, не столь ярко, как, например, на Урале. Характерное для них мощное развитие спилитовой и спилито-кератофировой формаций ограничено во времени; в связи с этим намечаются ярусы, в течение которых специфический мапматизм развивался достаточно бурно. Иногда наблюдается только один такой ярус (подобный докембрию Приморья и Монголо-Охотского пояса) или несколько ярусов (внутренняя зона Японских островов).

Длительно существовала в зоне сочленения, видимо, лишь одна типичная эвгеосинклиналь, простирающаяся от Японских островов через Восточную Камчатку в направлении о-ва Карагинского. Другие прогибы эвгеосинклинального типа прекратили свое существование в конце верхнего докембрия или в нижнем палеозое.

С окончанием формирования этой древней группы эвгеосинклиналей, вероятно, была связана значительная консолидация земной коры в Во-

сточной Азии. В результате этого группа геосинклинальных прогибов, развивавшаяся в течение верхнего палеозоя и мезозоя, представлена в континентальной части зоны сочленения главным образом прогибами типа мезогеосинклиналей с нешироко развитыми комплексами порфирито-диабазовой формации и значительным распространением складчатых и преимущественно послескладчатых интрузий гранитоидов (Сихотэ-Алинь, Верхоянье, Нижнее Приамурье и др.).

Молодые (мел — третичные) эвгеосинклинальные прогибы достаточно определенно устанавливаются лишь на крайней восточной окраине материка (восток Камчатского полуострова, о-в Карагинский, Корякский хребет и др.). Для них пока имеются данные, характеризующие лишь поздний этап развития, тогда как особенности раннего этапа, связанного с их заложением и первыми стадиями развития, остаются не выясненными. Материалы о ранних стадиях геосинклинального развития Японских островов (силур — девон) дают некоторое основание считать, что эвгеосинклинальные черты развития здесь продолжали с перерывами сохраняться по крайней мере с палеозойского времени.

Типичные миогеосинклинали на Дальнем Востоке имеют, по-видимому, небольшое распространение, как о том можно судить по наличию почти во всех геосинклинальных прогибах зоны сочленения больших или меньших масс эффузивных продуктов магматической деятельности, что в целом не характерно для миогеосинклиналей. Миогеосинклинальные прогибы наиболее типично представлены в Корякском хребте к югу от Анадыря, возможно, на среднем и северном Сахалине, к северо-востоку от Магадана (в поле развития триасовых и юрских отложений) и некоторых других местах.

\* \* \*

Существенным своеобразием отличается и магматизм зоны сочленения (понимая под ним и эффузивную и интрузивную деятельность). Кое-что об этом было уже сказано при описании геосинклиналей Восточной Азии. Здесь остается отметить следующие важные моменты.

Во-первых, интенсивность эффузивных процессов в мезозойское время, по своему характеру близких к тем, которые обычно наблюдаются в геосинклинальных или возникающих из них складчатых областях, но происходивших на окраинах древних платформ. Прежде всего, это относится к Китайской платформе с ее мезозойскими (от триасовых до верхнемеловых) излияниями андезитового, трахиандезитового и липаритового состава.

Во-вторых, интенсивность интрузивных процессов геосинклинального типа в мезозойское время на древних платформах — Китайской и Сибирской, главным образом по окраинам Алданского щита. Аналогичные гранитоидные интрузии широко распространены и в других, самых разных геотектонических зонах Восточной Азии. Они известны и в областях мезозойского складчатого пояса (Монголо-Охотская и Приморская зоны), так и в тех, где эта складчатость оказалась слабее (Кольмо-Чукотская зона), и в областях кайнозойской складчатости (юго-западная Япония). В большинстве этих разных геотектонических зон достаточно сходным является и связанное с мезозойскими интрузиями оруденение.

Все это позволяет ставить вопрос о существовании сложных связей между составом интрузивных пород и природой геотектонических зон, что справедливо и в отношении эффузивной деятельности. Об этом уже довольно давно писал И. В. Лучицкий (1954).

Как известно, некоторые ученые полагают, что состав изверженных пород Восточной Азии закономерно меняется к востоку в сторону увеличения его основности. Наиболее четко и аргументированно эту точку зрения за-

цищает Е. К. Устиев (1959), связывая такие изменения с приближением к зоне Тихого океана с ее огромными массами основных пород. По мнению авторов, эти заключения не могут быть приняты прежде всего потому, что сравниваются несравнимые, тектонически принципиально различные зоны. В качестве примера притихоокеанских областей, где основность изверженных пород «должна быть» большей, берут Камчатку и Курильские острова с развитыми в их пределах преимущественно кайнозойскими образованиями и интенсивнейшим кайнозойским базальтовым вулканизмом. Сравнение же этих зон производится с областями мезозойской складчатости Верхоянья и Чукотки, в которых кайнозойские породы развиты крайне мало. Подобное сравнение состава разновозрастных изверженных пород имеет слишком общий характер. В этом отношении очень интересно и показательно то, что, обратившись к притихоокеанской зоне, на площади которой широко распространены не только кайнозойские, но и мезозойские породы, — к Японии, мы увидим здесь большое количество кислых интрузий. Вероятно, их даже не меньше, чем в мезозоидах на западе. По подсчетам японских геологов (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961), четвертичные и третичные магматические породы (а основные среди них главенствуют) занимают 20% площади страны, тогда как кислые интрузии, правда всех возрастов, имеют лишь сравнительно небольшое распространение — 13%, основные же интрузии — только 0,9%.

Положение резко меняется при переходе к кайнозойскому времени с его огромными по объему излияниями базальтов. Однако это уже принципиально иной этап развития зоны сочленения, на котором мы специально остановимся дальше.

Все сказанное о магматизме (до начала или середины палеогенового времени) в соединении с другими геологическими данными подтверждает представления о самостоятельном развитии зоны сочленения азиатского материка с Тихим океаном. Кажется трудноопровержимым вывод, что в пределах этого участка магматические проявления являлись отражением тенденций, присущих именно данной территории, ее глубинным процессам, и не зависели от того, что происходило на соседних территориях.

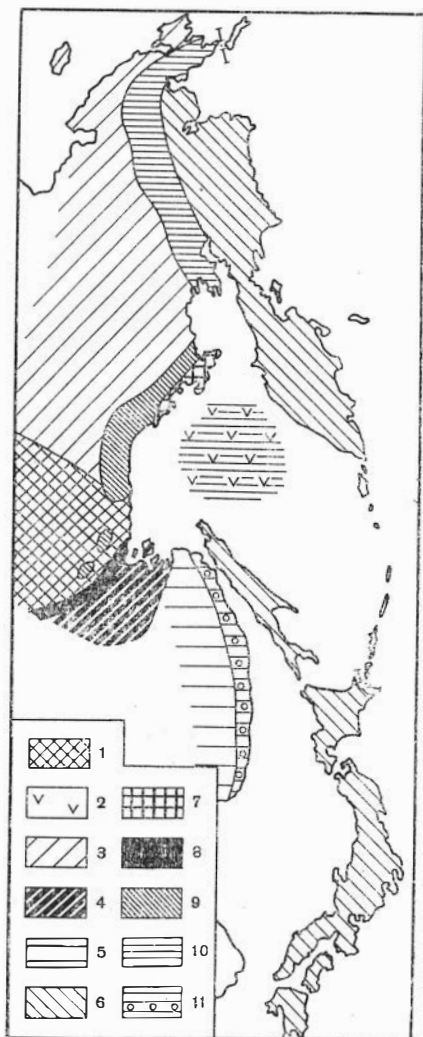
Очевидна также высокая степень раздробленности территории Восточной Азии, особенно резко начавшая сказываться с мезозойского времени. Анализ разнообразных геологических данных приводит к заключению, что первое значительное раздробление имело место в каменноугольном периоде (а местами и раньше), на целую геологическую эру раньше того времени, которое некоторые геологи полагают основным для этих процессов.

\* \* \*

Интереснейшая и остро дискуссионная проблема касается природы вулканических поясов, которые многие исследователи связывают с влиянием развития Тихоокеанской котловины, рисуя по восточной окраине Азии единую гигантскую вулканическую дугу. Между тем крупные вулканические пояса сочленения, как правило, приурочены к границам крупных различных геотектонических элементов, по-видимому, представляя собой поверхностное выражение разделяющих их крупных глубинных швов (Ицксон, Красный, 1959). Так, Эвенкский пояс разделяет мезозонды Верхоянно-Чукотской области и кайнозоиды Корякской зоны. Вулканический пояс южного побережья Охотского моря является границей между мезозоидами Верхоянно-Чукотской области и, видимо, более древними складчатыми сооружениями, развитыми на площади Охотского моря. Приморский пояс расположен по границе мезозойских складчатых сооружений Приморья и кайнозойских — Сахалино-Японской области. По мнению Н. А. Беляевского и А. А. Борисова (1964б), пояса достаточно закономерно располагаются вдоль участков сочленения различных структурно-фациальных зон, особенно там, где эти сочленения так или иначе отражают особенности глубинной структуры земной коры, в частности изгибы поверхности Мохоровичича.

Рис. 1. Положение вулканических поясов в структуре Восточной Азии.

1 — зона докембрийской складчатости; 2 — предположительно домезозойские складчатые сооружения на территории Охотского моря; 3 — Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая область; 4 — Монголо-Охотская мезозойская складчатая зона; 5 — Приморская мезозойская складчатая зона; 6 — Корьянско-Камчатская и Японо-Сахалинская кайнозойские складчатые области; вулканические пояса: 7 — главная вулканическая деятельность в юрское время; 8 — то же, в верхнеюрское — нижнемеловое время; 9 — то же, в нижне- и верхнемеловое время; 10 — то же, в верхнемеловое время; 11 — то же, в верхнемеловое и кайнозойское время



Следует заметить, что о природе и положении вулканических поясов высказаны весьма различные взгляды. Мы упомянем здесь лишь о точке зрения Ю. М. Шейнманна<sup>1</sup>, выступившего с обоснованием наличия двух типов вулканических поясов на Дальнем Востоке. Один из них связан с развитием складчатой структуры и закономерно возникает после ее образования. Этот тип поясов характеризуется широким распространением не только вулканических излияний, но и внедрением интрузий, что дает основание называть эти пояса вулканоплутоническими. Собственно вулканические пояса представлены, по мнению Шейнманна, лишь в островных дугах, будучи теснейшим образом связанными с развитием геосинклиналей в ранние и средние этапы, вследствие чего отмирание их происходит одновременно с отмиранием геосинклиналей.

Ю. М. Шейнманн полагает, что глубина заложения разломов в островных дугах несравненно более значительна (сотни километров), чем в вулканоплутонических поясах, располагающихся в континентальной части Восточной Азии, разломы которых, по-видимому, не очень далеко выходят за пределы земной коры. В соответствии с этим и магматические очаги, и источники оруденения, связанные с этими двумя группами разломов, находятся на разных глубинах и отвечают разному исходному составу магм.

Закладывались вулканические пояса в разные отрезки геологического времени, преимущественно в мезозое. Это представляется объяснимым, поскольку именно с мезозоя наиболее отчетливо началась структурная дифференциация Восточной Азии, обособление в ее пределах обширных геотектонических зон. Кажется объяснимым и то, что более древние вулканические пояса (или более древние их участки) располагаются в районах, где граничат достаточно древние складчатые сооружения. Так, в Примагданском районе, по границе предполагаемых домезозойских складчатых образований на территории Охотского моря и мезозойского Северо-Востока вулканическая деятельность в поясе восходит к концу триаса (рис. 1); в вулка-

<sup>1</sup> Доклад на выездной сессии Отделения наук о Земле на Дальнем Востоке в 1965 г.

ническом поясе в Удском районе и на побережье Охотского моря, по границе докембрийских и мезозойских складчатых сооружений вулканическая деятельность началась в верхней юре. В то же время по границам кайнозойских геосинклинальных зон мы видим самые молодые вулканические пояса — верхнемезозойские и кайнозойские (Эвенкский, Приморский).

В пределах разных поясов наблюдается чрезвычайная пестрота состава эффузивных пород, различно и количество вулканических циклов в разных поясах. Например, в монголо-хэйлунцзянских мезозойских поясах намечается несколько циклов с переходом внутри каждого из них вверх по разрезу от основных к средним и кислым породам, в Эвенкском же верхнемеловом поясе установлено три цикла с переходом внутри каждого из них от кислых к основным породам. В поясах Приморья в кайнозой выделяется несколько вулканических циклов, каждый из которых начинается основными или средними породами, а заканчивается кислыми.

Завершающие фазы вулканизма этих последних поясов, уже в конце кайнозойского времени, представлены излияниями андезито-базальтов, базальтов и в малой мере липаритов. Такая последовательность определяет вероятное зарождение магматических очагов в основании «гранитного» слоя земной коры, с последующим захватом более высоких горизонтов. После отмирания этих магматических очагов трещины разломов проникали в глубинные части земной коры и, возможно, в подкоровый слой, что обусловило базальтовые излияния. Таким образом, разломы, контролирующие континентальные вулкано-плутонические пояса, в своей конечной стадии развития в ряде случаев, по-видимому, сближаются по глубинам заложения с разломами вулканических поясов островных дуг.

Отметим далее, что географически пояса отнюдь не составляют единой зоны, какими их изображают на мелкомасштабных схемах. Это хорошо видно на рис. 1.

Наконец, подобные пояса недавно установлены и в далеких западных районах континентальной Азии, в Центральном Казахстане, Забайкалье, Саянах вне всякой связи с развитием океанических котловин (Богданов и др., 1962; Хренов и др., 1965).

Все сказанное делает маловероятной связь восточноазиатских вулканических поясов с «влиянием» Тихоокеанской впадины. Наоборот, достаточно очевидна их связь с местными глубинными процессами, что, как и в ранее рассмотренных случаях, говорит о независимости развития зоны сочленения от развития окружающих территорий.

\* \* \*

Обратимся еще к одной чрезвычайно интересной и дискуссионной проблеме глубоководных желобов, глубоких землетрясений и островных дуг. На рис. 2 нанесены, по данным Б. Гутенберга и Ч. Рихтера (Gutenberg, Richter, 1954), пояса эпицентров поверхностных, промежуточных и глубоких землетрясений; авторами добавлено в эту схему положение глубоководных желобов. Как хорошо видно по схеме, устанавливается поистине замечательная связь желобов с поясами промежуточных (глубины очагов до 300 км) и глубоких землетрясений (очаги до 600—700 км); эти пояса почти сплошным кольцом обрамляют глубоководную часть Тихого океана. Выдержанность этой связи на протяжении десятков тысяч километров, конечно, не может рассматриваться как случайное совпадение. В этом отношении особенно интересно следующее обстоятельство: глубоководные желоба отсутствуют на единственном крупном отрезке Тихоокеанского подвижного кольца — по западному побережью Северной Америки, и именно только здесь нет ни промежуточных, ни глубоких землетрясений.

Очевидно, что желоба приурочены к зонам глубочайших из надежно установленных на Земле разломов. По-видимому, их надо рассматривать не в качестве единых гигантских сколов, а как системы располагающихся на



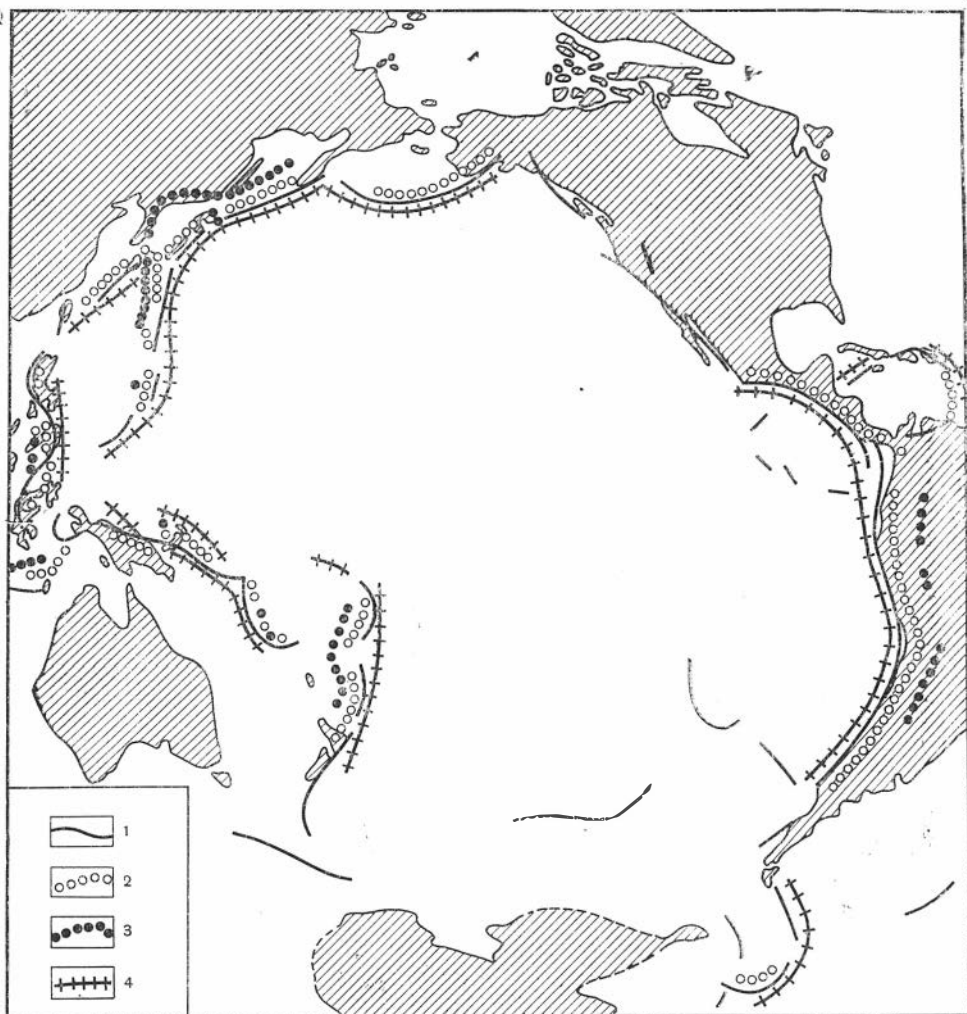


Рис. 2. Схема соотношения землетрясений Тихоокеанского подвижного кольца и глубоководных желобов.

1 — пояса поверхностных землетрясений; 2 — то же, промежуточных; 3 — то же, глубоких; положение поясов землетрясений нанесено по Б. Гутенбергу и Ч. Рихтеру (Gutenberg, Richter, 1954); 4 — глубоководные желоба

разных глубинах трещин, не всегда непосредственно соединенных друг с другом, о чем позволяют говорить пропуски в положении очагов землетрясений на некоторых глубинных интервалах. Таким образом, глубоководная часть Тихоокеанской котловины почти полностью окружена преимущественно крутопадающими зонами дробления, уходящими на 600—700 км в мантию Земли. Поскольку эти зоны представляют собой одни из наиболее выдержанных линейных структурных элементов земного шара, несомненно, что их возникновение следует объяснять не частными, а какими-то общими процессами, сходно проявившимися на огромных протяжениях (и при очень большой глубине заложения). Не имея возможности подробно останавливаться здесь на этом вопросе (что сделано Б. А. Петрушевским в одной из его работ, 1964б), отметим, что наиболее правдоподобным кажется объяснять возникновение этих планетарных систем трещин взаимодействием глубинных процессов по границе чрезвычайно глубоко заложеного тихоокеанского геотектонического элемента с окружающими

его материковыми элементами. Глубоководные желоба служат одним из поверхностных выражений движения по этим разломам.

В таком случае наиболее выдержанные желоба и пояса глубоких землетрясений, достаточно точно совпадающие с андезитовой линией в Тихом океане, можно считать границей бывшего распространения материковых сооружений, очевидно, на значительной площади на западе поглощенных позднее океаном. Площади же внутри андезитовой линии отвечают собственно тихоокеанскому геотектоническому элементу. У нас нет, и не может быть, прямых доказательств геологического возраста этого океанического элемента, но ряд косвенных данных свидетельствует о большой его древности, позволяя думать, что с очень давних пор, с раннего палеозоя или, возможно, даже с докембрия, эта зона представляла собой океаническую впадину.

С этим связан и вопрос о возрасте глубоководных желобов. Обычно желоба считают очень молодыми образованиями. Однако если справедливы изложенные соображения о них, как о поверхностном выражении движений по глубинным разломам, ограничивающим собственно тихоокеанскую геотектоническую зону, более вероятным кажется предположение о древности желобов. Но говоря об этом, было бы, вероятно, преждевременным пытаться ввести в подобные представления желаемую точность.

В заключение настоящего раздела отметим, что глубоководные желоба, линейные пояса промежуточных и глубоких землетрясений и островные дуги являются типичнейшими структурами тихоокеанского сегмента Земли. За его пределами они развиты крайне мало.

! \* \* \*

Все изложенное выше достаточно для того, чтобы говорить о гетерогенном строении зоны сочленения азиатского материка и Тихого океана и о независимости развития составляющих ее участков от развития пограничных территорий. Очевидно, что разный ход тектонического процесса в соседних областях был обусловлен различиями происходивших под ними глубинных явлений. Поскольку обе граничащие с Восточной Азией зоны — континентальная Азия и Тихий океан — являются несравненно большими по площади, возникает естественный вопрос, в чем могут заключаться различия глубинных процессов, вызвавшие столь ярко выраженную тектоническую индивидуальность Восточной Азии?

Как известно, эта область входит в состав Тихоокеанского подвижного пояса, представляющего, судя по всем геологическим данным, наиболее высокоподвижную зону земного шара в последокембрийское время, которая развилась, вероятно, на земной коре континентального типа. Своеобразие строения пояса и истории его развития, несомненно, обусловлены соседством с глубоководной частью Тихого океана, но, как мы видели на ряде примеров, отнюдь не в смысле распространения отсюда тех или иных тектонических тенденций и «влиятий». Речь должна идти о своеобразии проявлений глубинных тектонических процессов по окраинам огромной, малоподвижной и очень глубоко заложеной древней массы дна Тихого океана. Именно здесь смогли сформироваться глубочайшие на Земле линейно выдержанные системы расколов, вдоль которых и возник Тихоокеанский подвижный пояс.

В миниатюре образование в известной мере сходных структур — узких и длинных глубоких прогибов большой подвижности (приразломные прогибы, авлакогены) — происходило на материках в аналогичных условиях, вдоль разломов по окраинам крупных малоподвижных участков, граничащих с более подвижными. Возникает вопрос: нельзя ли формирование этих прогибов связывать с тем, что тектонический процесс как бы получает «свободу» непосредственно за пределами стабильного участка, на площади

которого нет условий для его «свободного» проявления. Если бы это было так, то большие размеры устойчивой древней массы Тихого океана и значительная глубина ее заложения могли бы рассматриваться в качестве причин особой интенсивности тектонического процесса по ее ограничениям. А тогда становятся понятными огромные размеры Тихоокеанского подвижного пояса, длительность его развития практически на одном и том же месте, его самостоятельность и независимость от событий, происходивших на соседних территориях.

Все эти данные служат подтверждением представления о существенных отличиях тихоокеанского сегмента Земли от остальной ее территории, о чем с необыкновенным проникновением впервые сказал В. И. Вернадский (1942). Позднее с большей или меньшей подробностью об этом писали Н. С. Шатский (1960), Ю. М. Шейнманн (1958а, 1958б), Н. П. Херасков (1958, 1963), Ю. М. Пущаровский (1960, 1964), Б. А. Петрушевский (1964а, 1964б) и др.

\* \* \*

Рассматриваемую нами область, лежащую между континентальной Азией и Тихим океаном, обычно называют зоной «перехода» от континента к океану. Изложенные в настоящей статье данные показывают, что этот термин неудачен. По своему смысловому значению слово «переход» означает нечто промежуточное между резко различными элементами, постепенность изменений между ними. Однако ничего подобного не наблюдается в Тихоокеанском подвижном поясе; это сооружение резко отлично как от континентальной Азии, так и от Тихого океана. Поэтому правильнее, вероятно, говорить не о зоне «перехода», а о зоне «сочленения» Тихого океана и континентов.

\* \* \*

Мы видели, что в палеозойское и мезозойское время развитие зоны сочленения азиатского материка и Тихого океана не зависело от того, что происходило на соседних территориях; оно было связано с местными глубинными процессами. Геосинклинальные условия, с характерной для них большой тектонической подвижностью, раньше прекращались в западных районах зоны сочленения, сохраняясь в восточных. Благодаря этому складчатость во времени смещалась все дальше на восток; за складчатостью следовали поднятия, так что в конечном счете материк обрастал с востока новыми стабилизирующимися участками и как бы наступал на океан. Однако все эти процессы разыгрывались, по-видимому, лишь в пределах андезитовой зоны.

В конце мезозоя и особенно в кайнозойское это развитие было существенно осложнено наступлением Тихого океана на азиатский континент. Для территорий окраинных морей это доказано по многочисленным формам субаэрального рельефа (долины, валы, террасы, выровненные поверхности и т. д.), обнаруженным на значительной части площади дна Охотского и Японского морей и прослеживаемым до глубин свыше 1400 м (Зенкевич, 1959а, 1959б; Удинцев, 1957а, 1957б). Данные эти настолько очевидны, что даже у самых крайних защитников мобилистических построений не возникает сомнений относительно очень недавнего (в основном в неогене) опускания указанных площадей под уровень моря.

Наступление Тихого океана на азиатский континент сопровождалось большей или меньшей океанизацией земной коры многих глубоко опущенных участков. Наиболее уверенно это установлено для территорий в средней части Курильской гряды, в пределах Охотского и Японского морей. Здесь данные об этом явлении могут вызывать возражения лишь со стороны тех ученых, которые вообще не признают возможности изменения строения земной коры во времени и не хотят принимать во внимание геологические факты. Число сторонников представления об океанизации

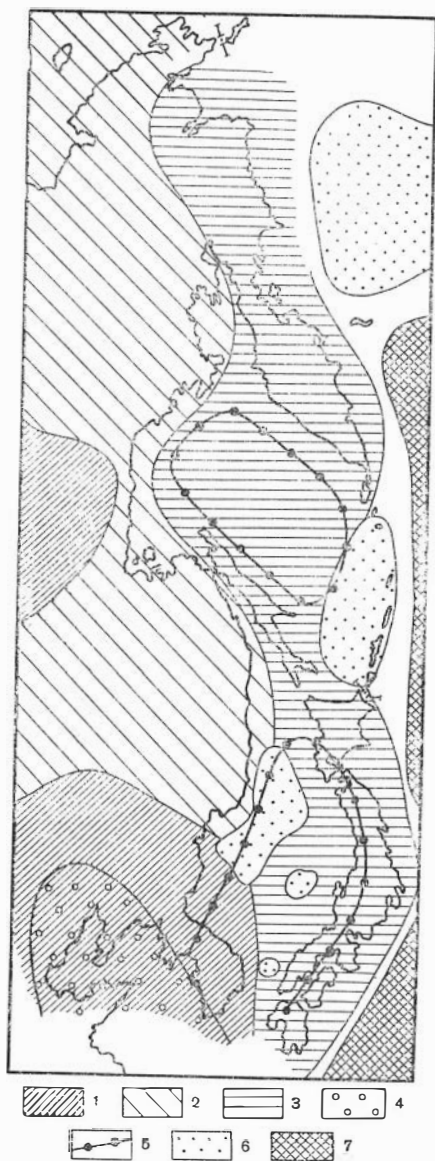


Рис. 3. Схема расположения участков кайнозойской океанизации земной коры в общей структуре Восточной Азии.

1 — зона докембрийской складчатости; 2 — то же, мезозойской; 3 — то же, кайнозойской; 4 — новообразованная мелкайнозойская континентальная геосинклираль; 5 — границы наиболее устойчивых внутригеосинклинальных донеогеновых поднятий; 6 — участки, земная кора которых в кайнозойское испытала океанизацию; 7 — зона Тихого океана

коры на площади окраинных морей северо-западной части Тихого океана все время возрастает (Белоусов, 1960; Беляевский и Борисов, 1964б; Горячев, 1962; Петрушевский, 1964а; Рудич, 1962; Строевне земной коры..., 1964).

Чрезвычайно интересно, что участки с океанизированной корой располагаются как на площадях, длительно испытывавших поднятия и называемых некоторыми геологами срединными массивами (Японское море), так и вне этих площадей (Юхотское море) (рис. 3). Иными словами, в данном регионе процесс океанизации происходил независимо от предшествующей истории развития земной коры, т. е., вероятно, независимо от ее толщины.

Наряду с океанизацией в кайнозое получил широчайшее развитие интенсивный базальтовый вулканизм. По объему базальтовые излияния значительно превышают объемы эффузивов за все предшествующее в палеозое и мезозое время. Отсутствие чего-либо похожего на кайнозойский вулканизм во всей более ранней истории зоны сочленения заставляет рассматривать его как принципиально новое явление в развитии этой области.

И наступление Тихого океана на азиатский континент с сопутствующей океанизацией земной коры ряда участков, и базальтовый вулканизм были вызваны глубинными процессами на площади Тихого океана, распространившимися в стороны от него. Для наступления океана на материк это вряд ли требует дополнительных доказательств. Но и для базальтового вулканизма это может считаться установленным надежно: по его проявлениям на всех материках, граничащих с Тихим океаном, при постепенном ослаблении вулканической деятельности в глубь материков.

Таким образом, оба эти процесса явились чуждыми для зоны сочленения, что с полным основанием позволяет называть их наложенными процессами. Возникающие при этом структурные формы накладывались на существовавший структурный план, в той или иной мере видоизменяя его, но обычно не приводя к коренной перестройке.

Третий наложенный процесс кайнозойского времени — неоген-четвертичная активизация тектонических движений — в отличие от только что рассмотренных был связан с развитием не Тихоокеанской котловины,

а континентальной Азии. Как известно, в Тянь-Шане начало рассматриваемых движений датируется средним олигоценом при максимальной амплитуде до 11—12 км; в Прибайкалье новейшие движения начались позднее, в миоцене (если не в начале плиоцена), максимальный их размах 6—7 км; еще дальше к востоку (юго-востоку), в северо-восточном Китае, эти движения начались так недавно, что часто не имеют ясного отражения в рельефе и устанавливаются лишь по сильным землетрясениям. В более северных районах Восточной Азии амплитуда новейших движений, по-видимому, нигде не превышает 2—3 км. На площадях Охотского и Японского морей мы видим значительные опускания, но амплитуда движения невелика (если брать сопоставимые с Тянь-Шанем или Прибайкальем расстояния по горизонтали). Наконец, в зонах кайнозойской складчатости крайних восточных районов Азии наблюдается некоторое возрастание интенсивности движений, правда, сравнительно очень небольшое; кроме того, надо считаться и с тем, что частично подвижность здесь обусловлена принадлежностью этих зон к кайнозойским геосинклинальным областям, может быть еще не завершившим своего развития.

По своему характеру эти движения очень существенно отличались от движений, происходивших в зоне сочленения во время ее геосинклинального развития. В результате сводовых, сводово-глыбовых и глыбовых поднятий возникали различные по высоте и размерам горные сооружения, разделенные большего или меньшего размера тектоническими депрессиями, заполнявшимися толщами обломочного материала. Эти молодые тектонические сооружения чаще всего располагаются в общем согласно с планом ранее образованных структур. На востоке Азии сопряженный процесс роста горных сооружений и развития впадин нередко сопровождался появлением гранитоидов и других магматических пород в областях поднятий. В зоне сочленения возникновение горного рельефа и впадин происходило по мере отмирания геосинклинальных условий без сколько-нибудь крупных интервалов времени, разделяющих его от этапа геосинклинального развития.

Изложенные данные об ослаблении интенсивности новейших движений в континентальной Азии в восточном направлении прекрасно согласуются с данными о сейсмичности, а известно, что землетрясения служат лучшими и наиболее объективными показателями современной тектонической активности. Интересно, что в большинстве областей Восточной Азии землетрясения малочисленны и обычно не превышают 6—7 баллов. Это относится не только к зонам мезозойских, но в значительной части и к зонам кайнозойских — Корякскому нагорью, центральной и западной Камчатке, Сахалину. Сейсмичность здесь понижена по сравнению с притихоокеанскими участками.

Высокая сейсмичность характеризует лишь те районы, которые находятся вблизи глубоководных желобов: притихоокеанские участки Японии, Курильскую дугу, юго-восточную Камчатку. Здесь происходит огромное количество землетрясений, в том числе много сильных и наисильнейших. Очевидно, что их возникновение обусловлено подвижками по тем разломам, с развитием которых связано образование желобов.

Интенсивность кайнозойского базальтового вулканизма и активизации новейших тектонических движений на территории континентальной Азии затухает во встречных направлениях; интенсивность вулканизма — к западу, новейших движений — к востоку. Это убеждает нас в том, что рассматриваемые наложенные процессы непосредственно не связаны друг с другом, будучи, видимо, порожденными разными причинами.

Проявление в кайнозое следствий новых для зоны сочленения процессов, обусловленных, в отличие от всей предшествующей истории, глубинными явлениями, происходившими вне ее пределов, интенсивность этих процессов, существенные изменения строения ряда участков, которые

они за собой повлекли (океанизация земной коры),— все это позволяет уверенно говорить, что кайнозойское время знаменует собой начало принципиально нового этапа в развитии зоны сочленения азиатского континента и Тихого океана.

\* \* \*

Несколько замечаний о характере преобладающих движений, происходивших в зоне сочленения. Все относящиеся сюда данные, как и данные по истории Тихоокеанского подвижного пояса в целом, хорошо согласуются с представлениями о господстве вертикальных движений. Длительное сохранение на одной и той же площади подвижного Тихоокеанского пояса, при условии огромной глубины его заложения, служит надежным свидетельством того, что эта структура возникла и развивалась в результате действия вертикальных сил и движений и отсутствия сравнимых с ними по масштабам горизонтальных сил и движений.

Представления о значительности этих последних в зоне сочленения не вяжутся с имеющимися фактами или даже противоречат им. Недавно Б. А. Петрушевский (1964а) подробно рассмотрел несостоятельность мобилистических построений на конкретных примерах территорий Охотского и Японского морей. Не случайно, конечно, что такой крупный тектонист и прекрасный знаток геологии Дальнего Востока, как Т. Юбаяси, ранее стоявший на позициях мобилизма, в своих последних работах по Японии (1959, 1960) крайне осторожно говорит о горизонтальных перемещениях в этой стране. Он подчеркивает, что они здесь менее значительны, чем, например, в Альпах, и отводит главную роль в образовании Цусимского пролива вертикальным опусканиям, хотя с точки зрения мобилизма этот пролив должен был бы образоваться вследствие отодвигания Японии к юго-востоку.

\* \* \*

Рассмотрение важнейших проблем геологии зоны сочленения азиатского континента и Тихого океана позволяет сделать некоторые общие выводы, касающиеся рудных богатств Восточной Азии. Прежде всего здесь хотелось бы сказать следующее: если признавать самостоятельность развития зоны сочленения в докайнозойское время, полагая его независимым от развития соседних территорий и связанным с местными глубинными процессами, то и оруденение этой зоны надо считать обусловленным теми же местными процессами. Этот вывод имеет значение не только для понимания генезиса оруденения, но и для общего направления поисковых работ в описываемом регионе, так как отсюда следует, что не надо искать месторождения в зависимости от географического положения так называемых «внешней» и «внутренней» зон Тихоокеанского рудного пояса или представлений о непременном наличии контролирующих оруденение крупнейших разломов, строго расклассифицированных в несколько различных групп или типов.

По мнению Б. А. Петрушевского (1964а), в Восточной Азии наблюдаются следствия широкого регионального процесса минерализации, в значительной мере сходно проявлявшегося в районах самого разного тектонического устройства и разной истории развития. И хотя ареал минерализации, по-видимому, выходит не очень далеко за пределы зон, для которых она должна считаться нормальной, однако говорить надо все же о многих сотнях, если не первых тысячах километров. Это ставит тектонистов, петрологов и металлогенистов перед необходимостью совместного исследования вопроса о причинах сходного проявления мезозойской (и отчасти кайнозойской) металлогении в принципиально разной геотектонической обстановке: как в молодых геосинклинальных и складчатых областях, так и на древних платформах, сравнительно мало захваченных мезозойскими движениями. При использовании только существующих схем стадийности магма-



тизма и металлогении, без серьезного обращения к тектонике и истории развития этот вопрос не сможет быть решен. Не решить его и с помощью одной тектоники, тем более только разломной.

По мнению Н. А. Беляевского, в свете изложенных данных об особенностях геологического строения и развития зоны сочленения можно уже в настоящий момент в известной мере конкретизировать выводы о тектонической приуроченности развитого здесь оруденения. Обратимся сначала к геосинклинальным областям. Молодые эвгеосинклинали этой территории расположены в зоне наиболее глубоких расколов, пересекающих всю земную кору и уходящих в мантию. Это дает основание предполагать непосредственную связь магматизма и рудной минерализации с глубокими слоями Земли, т. е. предполагать ее ювенильное происхождение, что прежде всего касается минерализации меди, золота, серебра, серы, хрома и некоторых других элементов, которые в свое время были выделены С. С. Смирновым в качестве характерных для так называемой «внутренней» зоны Тихоокеанского рудного пояса.

Для мезогеосинклинальных прогибов с их положением на консолидированной земной коре континентального типа характерны оловянно-вольфрамовая, фтор-бериллий-литиевая и тантало-ниобиевая минерализации, в основном связанные с формацией гранитоидов. М. И. Ицксон, Н. И. Тихомиров, Д. С. Харкевич и Е. Т. Шаталов<sup>1</sup> справедливо считают, что в данном случае эндогенная рудоносность имеет в своей основе тектонометаморфическую мобилизацию рудообразующих компонентов ювенильными возрожденными растворами в зонах глубинных разломов и причинно связана с распределением (точнее перераспределением) металлов, ранее содержавшихся в гранитно-осадочной оболочке. Эти взгляды следует дополнить тем, что сами граниты (носители и транспортирующие агенты рудного вещества), скорее всего, возникли как продукты реоморфизма (возрождения) в эпохи радикального изменения тектонического режима мезогеосинклинальных прогибов. Наличие гранитоидов повышенной основности, с которыми часто связывают проявление золотой минерализации, а также разного рода монцититоидов в известной мере указывает на связь их с процессами гибридизма и ассимиляции основных магм. Подъем этих последних из глубин, как недавно удалось показать одному из авторов (Беляевский, 1964а), мог явиться причиной для процессов магматической и тектонической активизации в геосинклинальных и складчатых областях.

Таким образом, рудная минерализация мезогеосинклинальных прогибов, по всей вероятности, имеет смешанное происхождение, при котором состав ее определяется особенностями первичного элементарного состава участков земной коры, где формировались очаги интрузий под активным воздействием на них разогретых газовых и других глубинных эманаций. Кроме того, определенное значение, вероятно, здесь имел привнос вещества из более глубоких слоев земной коры вместе с восходящими расплавами основного состава магмы.

Как справедливо отмечают Н. А. Шило и А. А. Сидоров<sup>2</sup>, для процесса пространственной локализации магматических продуктов и рудных дериватов, поднимающихся из глубин, важную роль играют разломы.

Говоря об оруденении вулканических поясов, следует иметь в виду возможность разделения их на два различных типа. Для вулкано-плутонических поясов, связанных со сравнительно неглубокими разломами, наибольшее экономическое значение имеют золото-серебряное и оловянно-вольфрамовое оруденения, соответствующие разным стадиям развития вулкано-плутонических поясов. Для вулканических же поясов типа островных дуг, приуроченных к зонам значительно более глубоких разломов, ведущи-

<sup>1</sup> Доклад на выездной сессии Отделения наук о Земле на Дальнем Востоке в 1965 г.

<sup>2</sup> Там же.

ми, по-видимому, должны являться эпitherмальные типы золотого, медно-золотого и серного типов промышленные оруденения, подробно описанные в Японии и пока еще недостаточно изученные у нас.

Коснемся теперь оруденения эпохи кайнозойской тектонической активизации. Для поднятий, созданных в эту эпоху, характерно внедрение послескладчатых (орогенных?) интрузий гранитоидов и близких к ним пород, а иногда также базитов и гипербазитов. В поднятиях областей древней складчатости, так же как и в областях мезозойских складчатостей, интрузии нередко имеют субвулканический характер и обнаруживают тесную связь с наземными эффузивными излияниями. Интрузии либо располагаются вдоль глубинных разломов и оперяющих их трещин, либо следуют вдоль ослабленных зон в складчатом фундаменте. Интрузии в большинстве многофазны; при этом для более ранних фаз отмечается появление магм повышенной основности. Причины молодой, так называемой «перигеосинклинальной магматической активизации» в областях древних складчатых сооружений не изучены.

С ранними стадиями тектонической активизации, как справедливо отмечают многие исследователи, тесно связано внедрение потенциально рудоносных (олово, золото, молибден и др.) интрузий разного состава, которые значительно расширили перспективные для поисков площади за счет областей древних (докембрийских и раннепалеозойских) складчатостей.

Борта молодых впадин, заполненных обломочными отложениями, иногда характеризуются появлением трещин, несущих оруденение (например, золото в Балее). А. Д. Щеглов (1962), одним из первых обративший внимание на перспективность таких структур, отмечает возможность нахождения здесь промышленно ценных руд флюорит (также шеелит)-киноварь-антимонитовой формации. Другие исследователи отмечают возможность нахождения ряда типов приповерхностного золотого оруденения.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Развитие земного шара и тектогенез.— Сов. геология, 1960, № 7.
- Беляевский Н. А. Очерк геологии Приморья. Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири и Дальнего Востока.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1958, вып. 1.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А. Возможная роль основных интрузий в магматической активизации платформ и древних складчатых сооружений. В сб.: «Труды тектонического совещания», т. 2. М., изд-во «Наука», 1964а.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— Сов. геология, 1964б, № 9.
- Богданов А. А., Зайцев Ю. А., Мазарович О. А., Тихомиров В. Г., Четверикова Н. П. Тектоническое районирование Центрального Казахстана.— В сб.: «Тезисы докладов на Совещании по проблемам тектоники». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Богданов Н. А. Строение и история развития в палеозое западной части Колымского срединного массива и сопредельных структур Восточной Арктики. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Вернадский В. И. О геологических оболочках Земли как планеты.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1942, № 6.
- Геология и минеральные ресурсы Японии. М., ИЛ, 1961.
- Горячев А. В. О связи сейсмичности и современного вулканизма Курило-Камчатской складчатой зоны.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 11.
- Зенкевич Н. Л. Геоморфологическая карта дна Японского моря масштаба 1 : 2 000 000. М., Изд. Ин-та океанол. АН СССР, 1959а.
- Зенкевич Н. Л. Новые данные о рельефе дна Японского моря.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1959б, № 3.
- Ицксон М. И., Красный Л. И. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканических образований на территории Дальнего Востока. В кн.: «Проблемы вулканизма». Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1959.
- Кобаяси Т. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. М., ИЛ, 1959.
- Кобаяси Т. Триасовый орогенез Акиеси. В сб.: «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., ИЛ, 1960.
- Луцицкий И. В. Некоторые общие черты мезозойского вулканизма на юго-востоке Сибири. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1954.

- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., изд-во «Наука», 1964а.
- Петрушевский Б. А. К проблеме Тихоокеанского подвижного кольца. Сов. геология, 1964б, № 3.
- Пуцаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды северо-восточной Азии. Тектоника СССР, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Пуцаровский Ю. М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 11. М., изд-во «Наука», 1964.
- Рудиц Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Строение земной коры в области перехода от азиатского континента к Тихому океану. Под ред. Е. И. Гальперина и И. П. Косминской. М., изд-во «Наука», 1964.
- Тильман С. М. Тектоника и история развития северо-восточного Приколымья.— Труды Северо-Восточного компл. научно-исслед. ин-та, Магадан, 1962, вып. 1.
- Удинцев Г. Б. Геоморфологическая карта дна Охотского моря. М., Изд. Ин-та океанол. АН СССР, 1957а.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1957б, 22.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геология, 1959, № 3.
- Херасков Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.
- Хрепов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гордиенко И. Б., Киселев А. И., Лобанов М. П. О вулcano-плутонических поясах юга Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, 1965, 160, № 6.
- Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений.— Изв. высших учебных заведений, геол. и разведка, 1960, № 11.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые черты развития складчатой структуры Азии.— Изв. высших учебных заведений, геол. и разведка, 1958а, № 8.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые черты развития складчатых поясов Тихоокеанского кольца.— Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, 1958б, № 12.
- Щеглов А. Д. О рудных поясах Западного Забайкалья.— Докл. АН СССР, 1962, 147, № 1.
- Gutenberg B., Richter C. F. Seismicity of the Earth and associated phenomena. New Jersey, 1954.

Н. П. ВАСИЛЬКОВСКИЙ

## **ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА (С ПОЗИЦИЙ НЕОБРАТИМОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ)**

1

Представления о коренной деструкции платформ получили широкое признание геологов. Многие полагают, что восточные области азиатского континента — это именно та арена, где особенно ярко проявилось преобразование стабильных платформ в подвижные пояса. Примером служит азиатская ветвь Тихоокеанского подвижного пояса, заложение и развитие которой якобы происходили на материковой основе.

С точки зрения этой концепции, Анабарский, Алданский и Сино-Корейский щиты являются древнейшими и наиболее крупными фрагментами, сохранившимися от разрушения кристаллического фундамента докембрийских платформ. Некоторые геологи при этом считают, что архейский или вообще докембрийский фундамент Сибирской платформы некогда распространялся до Охотского моря и Чукотского полуострова, а обломки этого фундамента сохранились в виде остаточных срединных массивов — Восточно-Чукотского, Колымского, Тайгоносского, Охотского и др.

Аналогично этому считается, что и Китайская платформа имела более значительные размеры. Своим восточным выступом она доходила до бассейна Амура; остатки же ее докембрийского кристаллического фундамента слагают Хингано-Буреинский, Гонжинский, Ванданьшаньский, Кэнтэйский, Ханкайский и другие более мелкие остаточные массивы.

Недавно получила распространение и идея о том, что в байкальский этап развития, произошло слияние Сибирской и Китайской платформ в единую жесткую глыбу «Сино-Сибирю», которая доходила до современных берегов Тихого океана с образованием громадной эпибайкальской Восточно-Азиатской платформы (Смирнов, 1963, 1964; Фотиади и Каратаев, 1963). Разновозрастные (включая байкальские) остаточные структуры ее древнего фундамента якобы сохранились в виде складчато-метаморфических массивов на всем пространстве Восточной Азии, в том числе на Камчатке, Сахалине и в Японии. Эти массивы и раньше считались остатками добайкальских платформенных структур.

Аналогичные, преимущественно докембрийские, платформенные массивы и их крупные участки, частично или полностью переработанные и перекрытые молодыми осадочными толщами, предполагаются и под крупными внутриконтинентальными прогибами, под дальневосточными морями и даже под некоторыми участками Тихого океана. В пределах континента — это участки платформ или древние массивы, погребенные под Вилюйской впадиной, Предверхоанским прогибом, под Индигино-Колымской низменностью и Алазейским плато, под впадинами Амура-Зейской, Сунляо и др. Вне континента — это крупные участки Гиперборейской платформы и ма-

териковые массивы, погружившиеся в различные геологические эпохи и образовавшие ложе впадин Северного Ледовитого океана и морей Берингова, Охотского и Японского.

Основанием для таких суждений служит, с одной стороны, срезание краями впадин разновозрастных тектонических структур, а с другой — облекание их дугообразными складчатыми зонами. Первое рассматривается как доказательство наложенного характера впадин, а второе — существования под ними жестких массивов, контурам которых подчинялось дугообразное расположение складчатых зон. Все эти представления настолько укоренились, что некоторыми геологами принимаются как установленные положения.

Между тем имеющиеся в настоящее время геологические и геофизические данные не позволяют однозначно решать вопрос о геологической природе северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Мало того, эти данные вступили в глубокое противоречие с указанными выше представлениями, заставляют подходить к ним критически и искать иные объяснения особенностей строения и развития коры в северо-восточных районах Азиатского континента. Из сказанного вытекает необходимость рассмотрения двух важных особенностей строения северо-западного сектора Тихоокеанского пояса с точки зрения объяснения их геологической природы. Первой особенностью является наличие морских и внутриконтинентальных впадин, происхождение которых обычно объясняется опусканием крупных платформенных массивов или их участков. Вторая особенность — это наличие складчато-метаморфических структур, расположенных среди более молодых складчатых зон и обычно рассматриваемых как сохранившиеся от погружения и переработки остатки кристаллического фундамента древних платформ.

## 2

В настоящее время имеются вполне уверенные определения незначительной мощности коры под впадинами дальневосточных морей (Аверьянов и др., 1962). Местами, именно в тех районах, где предполагаются погружившиеся платформенные массивы, тонкая кора оказалась даже лишней гранитно-метаморфического слоя, обязательного для континентальных блоков, в таких районах выделяется кора субокеанического типа.

Вероятно, если бы имеющиеся геофизические данные были получены на 40 лет раньше, у геологов не возникло бы и мысли о погружившихся здесь массивах, а факты срезания морскими берегами складчатых структур и огибания морей островными дугами нашли бы объяснение, не связанное с гипотезой обрушения. Сейчас же сторонники гипотезы обрушения пытаются подвергнуть ее сомнению, а для устранения противоречия между ней и геофизическими данными привлекаются другие гипотезы. Наиболее популярными из них стали гипотезы базификации и базальтизации континентальной коры или поглощения веществом верхней мантии пород метаморфического слоя при перемещении вверх раздела Мохоровичича, которое обуславливается фазовым переходом базальтов в эглогиты.

Критическое рассмотрение этих гипотез слишком расширило бы поставленную задачу. Поэтому автор ограничивается лишь ссылкой на П. Н. Кропоткина, Е. Н. Люстиха, В. А. Магницкого, Э. Булларда и других исследователей, не допускающих возможности значительного опускания крупных блоков континентальной коры с преобразованием ее в базальтовую, а также на Х. Куно, С. Э. Тплли, Э. К. Бедерке, Е. Ф. Хоувелла, Р. А. Вудтли, Т. Ж. Гарриса, Дж. Роувелла и других, считающих невозможным фазовый переход эглогитов в базальты в условиях нижней границы коры. Вместе с тем обращает на себя внимание, что под явлениями базификации понимаются такие петрологические процессы, признаки которых даже в условиях глубочайших эрозионных срезов не

проявляются достаточно отчетливо. В то же время сравнительно хорошо изучен широко проявившийся в глубинных зонах коры противоположный процесс гранитизации.

Впрочем, ни одна гипотеза, пока она остается гипотезой, не должна служить препятствием для иных подходов к объяснению еще не вполне понятных природных явлений. Как известно, отсутствие континентальной коры под «вторичными» океанами и морями объясняют и с позиций мобилизма, причем и здесь привлекается гипотеза для подтверждения гипотезы. Но вполне правомерное допущение несостоятельности гипотезы крупных обрушений континентальных блоков с базификацией их коры должно оправдать и другие попытки объяснения особенностей строения и развития Тихоокеанского пояса. Может быть, лучше вообще не прибегать к гипотезам, а основываться на том, что отсутствие гранитно-метаморфического слоя коры под глубокими впадинами морей вполне согласуется с историей его происхождения — его вторичностью по отношению к базальтовой коре.

Приняв это объяснение, естественно полагать, что в зоне перехода от континента к океану должны быть и участки еще не вполне сформировавшейся континентальной коры. Таким участкам может отвечать субконтинентальная кора сравнительно небольшой переменной мощности (до 20—25 км) с недоразвитым гранитно-метаморфическим слоем, распространенная в центральной части Охотского моря. Предложенное объяснение не встречает никаких непреодолимых противоречий со стороны геологических фактов.

Не исключено, что некоторые обширные внутриконтинентальные впадины северных областей Азии сходны по своей геологической природе с впадинами дальневосточных морей. В отношении Тунгусской впадины на такую возможность обратили внимание автор и А. А. Предтеченский (1964), а в отношении центральных и северных районов Западно-Сибирской низменности — В. Ф. Игнатова.

В области Индигирско-Колымской низменности, под которой (и под Алазейским плато) якобы находится жесткая масса древней Колымской платформы, а также в районе Вилюйской впадины и Предверхоанского прогиба мощность коры местами составляет не более 30 км (Николаевский, 1964, Фотиади и Каратаев, 1962). Эта мощность немного меньше средней мощности континентальной коры. Однако при погружении она должна была увеличиться на толщину осадочных пород, заполнивших эти прогибы. В Вилюйской впадине и Предверхоанском прогибе мощность палеозойских и мезозойских отложений, покоящихся якобы на архейском кристаллическом фундаменте, местами достигает 15 км и более. Приблизительно такую же мощность имеют палеозойские и мезозойские отложения в районе предполагаемого погребенного Колымского срединного массива.

Учитывая, что базальтовый слой распространен повсеместно и толщина его в континентальных блоках редко бывает 15 км, а также что для многих мест мощность осадочных пород устанавливается по геологическим данным, мы можем вычислить толщину гранитно-метаморфического слоя. Если из общей мощности коры вычесть суммарную мощность базальтового и осадочного слоев, то разница, полученная при определении мощности гранитно-метаморфического слоя, будет чрезвычайно мала.

Если отказаться от гипотезы базификации, то нужно признать, что под этими внутриконтинентальными прогибами гранитно-метаморфический слой, как будто отвечающий докембрийскому кристаллическому фундаменту, недоразвит, а возможно, местами даже отсутствует. Можно также допустить, что вместо пород докембрия на глубине имеются частично даже палеозойские образования базальтового слоя коры, вероятно, сформировавшиеся в этих районах вплоть до начала палеозоя путем подводных базальтовых излияний. Иначе говоря, под отдельными участ-

ками Вилуйской впадины, Предверхоанского прогиба и Индигиро-Колымской низменности кора может быть такой же, как и под Охотским морем,— субконтинентальной, частью субокеанической.

### 3

Но рассмотрим главный аргумент, обычно выдвигаемый как доказательство распада повсеместно существовавшей на Северо-Востоке Азии древней платформы. Таким аргументом служит утверждение докембрийского, в некоторых случаях раннепалеозойского (байкальского) возраста структуры так называемых остаточных массивов, сложенных метаморфическими породами.

Обращает на себя внимание своеобразное состояние этого вопроса. Подробное ознакомление с геологическими материалами по всем районам северо-западной части Тихоокеанского пояса показывает, что широко известное мнение о докембрийском возрасте сильно метаморфизованных толщ и сложенных ими массивов, а также истолкование последних как обломков кристаллического фундамента древних платформ является далеко не общепринятым. Мало того, часто «общепринятый» вывод высказывается вопреки фактическим данным других геологов, обосновывавших более молодой возраст тех же массивов. Однако в отношении многих массивов фактические данные пока не позволяют делать однозначных заключений и допускают предполагать как докембрийский, так и более молодой возраст их структуры. Так или иначе, необходимы дальнейшие исследования.

Тем не менее автор вместе с Г. С. Гнибиденко пришел к твердому выводу о различном, преимущественно палеозойском и частью мезозойском возрасте складчато-метаморфических массивов.

Заведомо докембрийской является лишь структура таких крупных районов, сложенных ультраметаморфическими толщами, как Анабарский и Алданский щиты, система протерозоид Становика — Джугдужра и Олекминской зоны, а за пределами СССР — Аньшаньский, Телинский, Наннимский массивы и массив Кванмо области так называемого Сино-Корейского щита (Геология Кореи, 1964; Григорьев и др., 1960; Кобаяси, 1959; Масайтис, 1963, и др.).

Большинство других, менее крупных массивов сформировалось в последокембрийские геологические эпохи. Зарождение некоторых из них несомненно началось еще в докембрии, но докембрийские структуры, за редким исключением, строго не установлены даже там, где наличие докембрийских толщ не вызывает сомнения. Можно уверенно говорить о существовании небольших локальных протерозойских структур лишь в Приколымском и Охотском массивах и предполагать наличие таких же локальных докембрийских структур в Омолонском массиве. Однако окончательное становление этих массивов как крупных складчато-метаморфических структур, скорее всего, происходило в раннем и среднем палеозое.

Возникновение эмбрионов некоторых других массивов в виде небольших складчато-метаморфических зон, вероятно, также началось еще в позднем докембрии. Это, в частности, может относиться к Ханкайскому массиву (Гнибиденко, 1964), а также к Хингано-Бурейскому и, вероятно, к Тайгоносскому массивам. Окончательное формирование их происходило вплоть до среднего и верхнего палеозоя одновременно с геосинклинальной седиментацией, непрерывно протекавшей в пределах смежных или разделявших их пространств. Структура Восточно-Чукотского массива, согласно результатам исследований Г. С. Гнибиденко, имеет возраст не древнее девона, а структура осевого антиклинория о-ва Врангеля, по С. М. Тильману, С. Г. Бялбжевскому и А. Д. Чехову (1964), не древнее карбона. В Корее в течение раннего палеозоя, вероятно, продолжала развиваться метаморфическая зона геосинклинали Кюкуре и Хе-

сан-Ивонская зона (Межвилк, 1961), а до позднего палеозоя — зона Охчон (Кобаяси, 1959). В Японии древнейший складчато-метаморфический массив Хида сформировался лишь в верхнем палеозое, а во внешних же структурных зонах Японии региональный метаморфизм и складкообразование проявились главным образом в мезозое и даже в палеогене («Геология и минеральные ресурсы Японии», 1961). На Сахалине, как и во внешних зонах Японии, несмотря на наличие среди метаморфизованных образований толщ палеозойского возраста (вальзинская серия), домезозойские складчато-метаморфические структуры остаются недоказанными. В то же время теперь уже почти не вызывает сомнения мезозойский возраст большей части метаморфического комплекса (остринская и хайская свиты) и позднемезозойский возраст сложенных ими складчатых структур Восточно-Сахалинского хребта (Пушчаровский, 1964). Вероятно, были правы Н. Н. Тихонович и П. И. Полевой (1915), первыми высказавшими предположение о том, что на Восточном Сахалине происходила непрерывная геосинклиальная седиментация в палеозое и мезозое.

На Камчатке складчато-метаморфические структуры Срединного Камчатского и Ганальского хребтов, судя по результатам ранних и новейших исследований М. М. Лебедева и других камчатских геологов (Лебедев, Бондаренко, 1962), образовались в конце верхнего мела и в палеогене.

Нужно еще раз подчеркнуть, что в тех или иных различных по возрасту складчатых зонах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса все упомянутые разновозрастные массивы являются древнейшими складчато-метаморфическими структурами. Важно также то, что одновременно с длительным формированием этих структур в смежных с ними или на окружающих их пространствах протекала геосинклиальная седиментация, причем отдельные зоны этих пространств позднее также последовательно вовлекались в складкообразование и охватывались гранитидным магматизмом. Все это и подтверждает вывод о том, что подобные массивы не могут быть обломками кристаллического фундамента распавшейся гипотетической платформы. Выделение их как древнейших в данной складчатой зоне ядер роста складчатой континентальной коры является, по мнению автора, наиболее правильным.

#### 4

Основываясь на палеогеологических реконструкциях и формационном анализе главным образом вулканогенных образований, автор сделал попытку восстановить геологическую историю северо-западного сектора Тихоокеанского пояса.

Схематические палеогеологические карты, составленные автором при участии Г. С. Гнибиденко, В. В. Панова, Е. Н. Петрова и Ю. С. Шашкина, закончены лишь в предварительной редакции. Из-за слабой изученности литологии осадочных и вулканогенных формаций методика формационного анализа при этом использована в упрощенном виде. Тем не менее и в таком несовершенном виде палеогеологические построения способствуют более глубокому пониманию геологической природы зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.

Н. М. Страхов почти двадцать лет назад утверждал, что с течением геологического времени «источником реального прироста вещества стратисферы (т. е. земной коры. — Н. В.) все больше становился эффузивный процесс... К концу докембрия несомненно он был единственным фактором, обеспечивавшим действительное увеличение массы стратисферы» (1948, стр. 178).

В то время Н. М. Страхов полагал, что в раннем докембрии осадочные породы создавались за счет разрушения «первичной коры охлажде-



ния», но после работ Н. В. Фроловой (1953, 1961), Дж. Гилла (Gill, 1962), Е. В. Павловского (1962, 1964), Е. К. Мархинина (1965) и других можно уверенно считать, что вулканический процесс был главным фактором в приросте коры с самого начала ее формирования. В основном именно последовательность вулканогенных, в меньшей мере интрузивных формаций определяет общий ход изменений главных особенностей химического и минералогического состава осадочных формаций. Несмотря на то, что на осадочные формации накладываются глубокий отпечаток физико-географические, особенно климатические условия седиментации (Страхов, 1962), они косвенно отражают эволюцию коры по ее составу (Васильковский, 1960; Васильковский, и др., 1964; Pettijon, 1957). К сожалению, литология и геохимия осадочных формаций в советской части Тихоокеанского пояса изучена далеко не достаточно и, пожалуй, хуже, чем петрография сравнительно простых по составу эффузивных образований. Последние к тому же являются прямым индикатором изменений состава коры в данную геологическую эпоху. Следовательно, эффузивные и вообще вулканогенные породы, даже если они составляют небольшую долю осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, несомненно также отражают эволюцию коры по составу и являются индикатором той стадии ее формирования, которой отвечают эти формации в данной структурной зоне.

Учитывая это обстоятельство, автор особо выделяет даже те осадочные формации, в которых вулканогенные породы играют хотя бы незначительную роль.

Среди формаций, в составе которых эффузивы и вулканогенные осадки преобладают, выделены следующие их группы:

1. С п и л и т о - д и а б а з о в а я. Это подводно-вулканогенные формации, состоящие преимущественно из эффузивов, туфов и туффигов основного состава. Им подчинены кремнистые, терригенные и карбонатные породы, причем терригенные имеют характер граувакк, а карбонатные часто представлены фацией рифов.

Эта группа объединяет формации, характерные для начальных или вообще доорогенных этапов развития эвгеосинклинальных областей: спилито-диабазовую, зеленокаменную диабазовую, спилито-диабазово-кремнистую, а также кремнисто-вулканогенную, терригенно-вулканогенную, карбонатно-вулканогенную — все они состоят из эффузивов первично-базальтового состава.

Автор полагает, что спилито-диабазовая группа формаций отвечает в основном этапам развития коры, протекавшим до возникновения ее гранитно-метаморфического слоя в данной структурной зоне, т. е. до метаморфизма, гранитизации и гранитоидного магматизма (Васильковский, 1960; Васильковский, Предтеченский, Сенников, 1964). Она особенно характерна для эвгеосинклинальных прогибов, где ассоциирует с такими осадочными формациями, как аспидная, граувакковая, песчано-глинистая (в том числе флишевая и флишеидная), кремнистая, кремнисто-терригенная, кремнисто- и терригенно-карбонатная, карбонатная (в том числе рифовая), в составе которых спорадически также присутствуют эффузивы и туфы первично-базальтового слоя. Судя по данным современного седиментогенеза, такого же характера формации отвечают тем океаническим областям, где, благодаря крайне ограниченной седиментации осадков, очень медленное наращивание коры происходит главным образом за счет эпизодических подводных базальтовых излияний. С формациями спилито-диабазовой группы часто тесно связаны интрузивные залежи основных и ультраосновных пород, составляющие вместе с ними офиолитовые комплексы. Но гипербазитовый магматизм, вероятно, локализуется вдоль разломов (Кузнецов, 1964) в зарождающихся геантиклинальных зонах и затем сопровождается седиментацией андезитового этапа этих зон.

2. Спильитокераитофирровая, возможно и кварц-альбитофирровая (Кузнецов, 1964). Формация этой группы обычно тесно ассоциируют с формациями предыдущей, следуя за ними и наращая непрерывные разрезы эвгеосинклинальных прогибов.

3. Андезитовая. Это преимущественно подводно-вулканогенные, реже наземные формации, состоящие главным образом из средних по составу туфов, туффитов и эффузивов щелочноземельного ряда. Базальты могут играть существенную роль, но дациты и липариты еще не характерны (Кузнецов, 1964). Преобладают андезито-базальты и особенно андезиты (в зеленокаменной фации метаморфизма — порфириты). Подчиненные вулканическим породам осадочные образования обычно имеют тот же характер, что и в формациях предыдущих двух групп, причем в терригенных породах часто принимает участие граувакковый, полимиктовый и, реже, аркозовый материал.

Эти формации часто также продолжают непрерывные разрезы эвгеосинклинальных прогибов, замещаясь по простиранию существенно осадочными формациями — терригенными (аспидной, флишевой, флишеидной), терригенно-кремнистыми, терригенно-карбонатными, кремнистыми, кремнисто-карбонатными и карбонатными, иногда с подчиненными им средними эффузивами и туфами. Но не менее часто формации андезитовой группы отвечают геантиклинальному режиму седиментации или геантиклинальным зонам, развивающимся в геосинклинальной области.

В таких зонах уже произошло внедрение древнейших ультрабазитов, габброидов, иногда и плагиогранитов. Местами начались процессы метаморфизма и складкообразования, что обуславливает несогласие, с которым андезитовая формация иногда ложится на более древние уже метаморфизованные толщи. Образование самой формации в геантиклинальных зонах может прерываться фазами усиления складчатости и последовательными этапами внедрения интрузивных пород ряда диорит — гранит. В локальных участках, а затем во всей геантиклинальной зоне формируется гранитно-метаморфический слой коры. Однако в смежных, отстающих в своем развитии геосинклинальных прогибах продолжается непрерывная седиментация формаций предыдущих групп.

4. Липаритовая или порфировая. Это преимущественно наземные, реже подводные формации, в составе которых могут участвовать все представители эффузивных пород ряда базальт — липарит, но обычно преобладают кислые и щелочно-кислый эффузивы и особенно их туфы, а также сопровождающие их обломочные осадки, в составе которых играют роль полимиктовые и, чаще, аркозовые разности. Реже им подчинены кремнисто-яшмовые и карбонатные осадки. Эти формации, отвечающие дальнейшим, уже орогенным и посторогенным этапам развития геантиклинальных зон, превращающихся в крупные складчатые сооружения, часто разделяются несогласиями, сопровождаются субвулканическими телами и прорываются нормальными и щелочными гранитоидами, которые вместе с эффузивами составляют вулканоплутонические комплексы. Времени образования этих формаций отвечает дальнейший рост гранитно-метаморфического слоя и консолидация коры в данной зоне, рядом с которой все еще могут сосуществовать и зоны с остаточно-геосинклинальным или депрессионным режимом седиментации.

5. Группа наземных базальтовых формаций соответствует посторогенному этапу развития геосинклинальной области.

Нет надобности подробно останавливаться на осадочных и вулканогенно-осадочных формациях, в которых эффузивы и их туфы играют подчиненную и незначительную роль. Среди них также могут быть выделены формации, отражающие режим седиментации прогибов, но не только эвгеосинклинальных, но и миогеосинклинальных. Спорадически встречающиеся в них основные эффузивы обычно сменяются вверх по разрезам средними и кислыми, сами же разрезы отличаются большей мощностью и большей

стратиграфической полнотой, а входящий в состав осадочных пород терригенный материал отражает эволюцию развивающихся рядом геантиклинальных зон или крупных складчатых сооружений.

Осадочные формации, отвечающие геантиклинальному режиму седиментации, как правило, не содержат эффузивов спилито-диабазовой формации, но обычно спорадически в них встречаются породы андезитовой и липаритовой групп формаций. Эти формации отличаются меньшей мощностью, наличием перерывов и стратиграфической неполнотой, а иногда аркозовым и полимиктовым составом терригенных пород.

Особую роль играют синорогенно-молассовые формации, среди которых часто встречаются прибрежные и континентальные вулканогенно-молассовые. Они отлагаются в прогибах и отличаются наличием эффузивов, но главным образом — андезитовых и липаритовых туфов, свидетельствующих о характере вулканизма в смежных геантиклинальных или складчатых зонах.

## 5

Сопоставление сводных стратиграфо-формационных разрезов и палеогеологических схем показывает, что развитие вулканогенных формаций в северо-западном секторе Тихоокеанского пояса и в его отдельных структурных зонах независимо от их возраста (от архея до плиоцена) всюду происходило в последовательности:

а) спилито-диабазовая и другие формации, в которых преобладают продукты подводной вулканической деятельности базальтового состава; на последующем этапе иногда следует спилито-кератофировая (или кварц-альбитофировая) подводно-вулканогенная формация;

б) андезито-базальтовая и андезитовая (или порфиритовая) формации;

в) липаритовая или порфиритовая формация.

Эта давно установленная последовательность (Билибин, 1955; Кузнецов, 1964 и др.) иногда нарушается выпадением среднего или позднего звеньев, что вызывается прекращением вулканической деятельности. Но в определенных структурно-фациальных зонах обратной или периодической последовательности обычно не наблюдается. По крайней мере автору не известны строго проверенные факты появления (не только в Тихоокеанском поясе) в данной структурной зоне спилито-диабазовой формации после андезитовой или порфиритовой и после внедрения гранитных батолитов и регионального метаморфизма. Базальты обычны и в андезитовой, и липаритовой формациях. Это означает, что базальтовый вулканизм проходит через всю историю формирования коры, проявляясь трапповыми излияниями даже на наиболее поздних этапах ее развития. Это и понятно, так как в верхней мантии Земли могут постоянно существовать условия, благоприятные для генерации из ультраосновного материала прежде всего базальтовой магмы.

Однако в наиболее глубоких эрозионных срезях данной структурной зоны неизменно присутствуют только базальты, входящие в состав измененных до разных степеней метаморфизма пород спилито-диабазовой группы формаций. Обычно это наблюдается в древнейших ядрах складчатых зон, но мало у кого вызывает сомнения распространение этих же пород спилито-диабазовой формации на глубине и в смежных синклинорных зонах, где эрозия их не достигла.

Вместе с тем обращает на себя внимание отмеченная ранее приуроченность андезитовой формации к геантиклинальным зонам, где начало андезитового вулканизма знаменует и формирование геантиклинальной структуры и начало соответствующего (геантиклинального) режима седиментации.

Эта приуроченность наблюдается не только в современных малых островных дугах типа Курильской и Алеутской, но и в древних складчатых

областях, причем всюду андезитовая формация подстилается то согласно, то несогласно в той или иной степени метаморфизованными (иногда до амфиболитов и основных гнейсов) толщами, содержащими породы спилито-диабазовой группы формаций.

Смена спилито-диабазовой формации андезитовой представляет собой важный рубеж в геологической истории коры. Эта смена происходила одновременно в различных геодиастрофических зонах; она же одновременно фиксирует в них начало явлений метаморфизма, гранитизации и гранитоидного магматизма, т. е. начало формирования гранитного слоя коры.

Судя по тому, что граниты и гнейсы, свойственные гранитно-метаморфическому слою коры, редко обладают абсолютным возрастом более 3 млрд. лет, в раннем архее почти всюду существовала арена преимущественно базальтового вулканизма. Это имеет отношение и к пространству Тихоокеанского пояса. Если включать в него Алданский и Сянь-Корейский щиты, где аккумуляция пород спилито-диабазовой формации закончилась в интервале 2,2—2,6 млрд. лет назад, то почти всюду в пределах пояса до этого времени формировалась базальтовая кора, за исключением участков указанных щитов, где к этому интервалу времени относится начало геодиастрофического режима (метаморфизм, гранитизация, гранитоидный магматизм, складчатость), по-видимому, возникшего в разных участках в разное время. Следует отметить, что древнейшие из известных образований андезитовой формации (около 1800—2000 млн. лет) на южной окраине Алданского щита входят в средне- или верхне-протерозойскую элгетейскую серию (Виноградов, Тугаринов, 1964; Кнорре и др., 1962), отложившуюся после вполне законченного этапа формирования гранитно-метаморфического слоя в древнейших структурах щита. Примерно в это же время и несколько позже, но еще в рамках среднего и позднего протерозоя, произошла смена накопления спилито-диабазовой формации андезитовой в различных зонах системы Становика-Джугджура. В Патомской области островные дуги с пригнотированной к ним андезитовой и порфировой формациями, сменившими спилито-диабазовую, появились в позднем протерозое. Вероятно, в конце протерозоя и в раннем кембрии подобная смена (или возникновение геодиастрофического режима) произошла в отдельных геодиастрофических структурах Монголо-Охотского пояса, Ханкайского, Хингано-Буреинского и Приколымского массивов, в Селеняхском крыже; в среднем палеозое — в тех же районах, но в других, более молодых зонах, а также в Полоусненской зоне и в Восточно-Чукотском массиве; в верхнем палеозое и раннем мезозое — в еще более молодых зонах Монголо-Охотского пояса, Гиринской и Западно-Приморской (вместе с Туманганской) зонах, в области главного антиклинория Сихотэ-Алиня, Верхоянского антиклинория и во внутренних зонах юго-западной Японии; в позднем мезозое — в главном синклинории Сихотэ-Алиня, нижнем Приамурье, западных районах Корякского нагорья, Срединном Камчатском хребте, Восточно-Сахалинском антиклинории, в зоне Хидака и в некоторых внешних зонах юго-западной Японии; в кайнозое — в восточных зонах Корякского нагорья и Камчатки, в зоне Курильской островной гряды и наиболее внешних зонах Японии.

Важно, что в течение всех интервалов геологического времени, в геосинклинальных прогибах, смежных с развивающимися геодиастрофическими и складчатыми зонами и даже вступившими в орогенный этап развития (липаритовый вулканизм и гранитоидный интрузивный магматизм), на реликтах океанического ложа подводные базальтовые излияния все еще продолжались, хотя и эпизодически. Возможный ареной плиоценового и современного подводного базальтового вулканизма является ложе впадин Охотского и Японского морей, местами характеризующееся аккумулятивно-вулканическими формами рельефа и отсутствием гранитно-метаморфического слоя коры.

Автор предполагает следующую трактовку главных геологических событий, приведших к образованию современной структуры северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. В архее (2600—3000 млн. лет назад и ранее) всюду были физико-географические условия, сходные с обстановкой ложа современного Мирового океана с той лишь разницей, что глубины его были значительно меньшими, а океаническая вода обладала иным газово-солевым составом (Страхов, 1962). Господствовал базальтовый вулканизм, наращивавший земную кору. Континентальных массивов с спалической корой не было, как не было и пространств, сходных с палеозойскими и более молодыми геосинклинальными областями (Павловский, 1962, 1964; Фролова, 1961; Павловский, Марков, 1963).

Глубинные разломы обусловили возникновение ослабленных зон в верхней мантии, проницаемых для усиленного поступления из нее магматических продуктов. В этих зонах, в частности, приуроченных к современным территориям Алданского, Анабарского и Сино-Корейского щитов, образовался ряд утолщений базальтовой коры, частью выступавших над поверхностью океана. Продукты размыва сносились в смежные понижения, где и отлагались вместе с вулканическими породами в виде слоистых толщ.

Осадочные породы представляли собой продукты механической и химической дезинтеграции, главным образом базальтов, причем большую роль играло осаждение толщ хемогенного кремнезема, преобразованного в мощные пачки кварцитов. В области Алданского щита этот догеосинклинальный этап развития коры в позднем архее и раннем протерозое (2600—2200 млн. лет) завершился длительным процессом формирования крупных куполовидных структур — очагов интенсивного метаморфизма, мигматизации и гранитизации граувакк и основных эффузивов (Павловский, 1962, 1964).

Наличие структур типа гнейсовых куполов подобных амeboобразным вздутиям, в архейском комплексе Алданского щита установлено рядом геологов (Кулиш, 1964; Павловский, 1962, 1964; Судовиков и др., 1962), такие структуры распространены также в Канадском, Балтийском и других щитах.

Древнейшие структуры щитов не прошли геосинклинального этапа развития, но базальтовая кора в процессе их формирования испытала преобразование в гнейсовую — сиалическую кору.

Следует отметить, что верхний член алданского архея — джелтулинская серия, хотя и залегает согласно на иенгрской и тимптонской сериях, формировалась за счет размыва уже метаморфизованных пород. На это указывает характер первичного состава джелтулинской серии, отвечающего терригеинной и терригенно-карбонатной формациям. Следовательно, древнейшие участки щита являются синседиментационными и лишь после накопления осадков джелтулинской серии — около 2300 млн. лет назад и несколько позднее — произошло формирование всей сложной складчато-метаморфической структуры алданского архея. В позднем архее произошло заложение геосинклинальных прогибов Становой геосинклинальной системы (Судовиков и др., 1964).

Протерозойды Становика — Джугджура, судя по новым данным, сложены как архейскими (джанинская и курультинская серии), так и протерозойскими (становой комплекс) образованиями, по своему первичному составу отвечающими эффузивам и осадочным породам спилито-диабазовой группы формаций. Предположение о наличии несогласия между алданским археем и становым комплексом, а также о заложении Становой геосинклинали на уже сформировавшейся архейской структуре, продолжавшейся сюда из области Алданского щита, остается гипотезой, так как фактическими данными не доказывается. Новейшие исследования показали, что джанино-курультинский и становой комплексы, скорее всего, участвуют в строении структур единого плана и составляют непрерывный

разрез, нижняя часть которого отвечает по возрасту по крайней мере части алданского архея; это подтверждается и данными абсолютной геохронологии (Виноградов и др., 1960, 1964; Кнорре и др., Полевая и др., 1961).

Следовательно, эвгеосинклиальная седиментация в Становой геосинклинали протекала сначала одновременно с седиментацией в области Алданского щита, затем продолжалась во время и после формирования его архейской структуры. Геосинклиальная седиментация в протерозое происходила и вдоль восточной окраины Алданского щита, а также в олекминской ветви, обрамлявшей его с запада (Судовников, Неелов, 1964) и продолжавшейся на северо-восток к Якутску; происходила она и в пределах Вилюйской впадины (Кузнецов, 1964).

Судя по геологическим взаимоотношениям и значениям абсолютного возраста (Виноградов, Тугаринов, 1964; Геология Кореи, 1964; Ли Пу и др., 1960; Масайтис, 1963), протерозойские образования Сино-Корейского щита (частью представленные породами спилито-диабазовой группы формаций), возможно, также продолжали архейскую седиментацию в геосинклиальных прогибах — Амноканском, Хесан-Ивонском, Окчхонском и других до и во время формирования древнейших структур Аньшаньского, Телинского и Наннинского массивов.

Все это ведет к важному выводу об отсутствии повсеместного для Тихоокеанского пояса архейского структурного этажа. Формирование гнейсово-сиалической коры или ее гранитно-метаморфического слоя в архее ограничивалось лишь пределами древнейших структур Анабарского, Алданского и Сино-Корейского щитов. На остальном громадном пространстве была почти всюду распространена океаническая кора. На ее базальтовом субстрате еще с позднего архея начали развиваться обширные энсиматические геосинклинали, в том числе обрамлявшие и разделявшие щиты.

Отдельные зоны Становой геосинклиальной системы охватывались метаморфизмом, гранитоидным магматизмом и складчатостью, возможно, еще в раннем, но главным образом в среднем и верхнем протерозое. Об этом свидетельствуют значения абсолютного возраста гранитоидов Становика и Джугджура (от 1900 до 900 млн. лет и меньше) и кое-где сохранившиеся толщи пород андезитовой и липаритовой формаций, входящие в элгетейскую (1900—1800 млн. лет), чульманскую (до 1300 млн. лет) и ярогинскую серии. В южной зоне (Судовников, Неелов, 1964) и на западном продолжении системы Становика — в Кударо-Удоканской зоне, а затем в области Патомского нагорья (Великославинский, Петров, 1964; Салоп, 1964) разрезы геосинклиальных образований иногда с породами спилито-диабазовой формации включают верхнепротерозойские, местами даже и нижнепалеозойские отложения.

Имеется ряд примеров заполнения геосинклиальными толщами тех предполагавшихся стратиграфических пробелов, которые должны отвечать генеральным несогласиям, разграничивающим якобы повсеместно или почти повсеместно распространенные в Тихоокеанском поясе дорифейский, байкальский, нижнепалеозойский (каледонский), средне- и верхнепалеозойские (ранне- и позднегерцинские), мезозойские и другие структурные этажи. По мнению автора, это противоречит представлениям о последовательном возникновении и последующем распаде эпипротерозойской, эпибайкальской, эпигерцинской и других более молодых обширных платформенных массивов. В конечном итоге это противоречит идее повсеместного проявления тектоно-магматических циклов.

Непрерывные геосинклиальные разрезы, характеризующиеся участием в них вулканогенных пород спилито-диабазовой группы формаций, сменяются (часто с несогласием) геоантиклинальными образованиями с характерными для них вулканитами андезитовой и липаритовой формаций на самых различных стратиграфических уровнях. Вместе с тем обра-

щает на себя внимание сосуществование как бы «сквозных зон» геосинклинальной седиментации и возникших в разное время геоантиклинальных зон. Примеры такого сосуществования очень многочисленны. Так, если в отдельных зонах Монголо-Охотского пояса геосинклинальная (в частности, эвгеосинклинальная) седиментация сменялась геоантиклинальным режимом в позднем протерозое и нижнем кембрии (древние структуры Хингао-Буренского массива), а также в среднем и верхнем палеозое (некоторые структуры Верхнего Приамурья, Джагды и др.), то одновременно с этим в других зонах геосинклинальная седиментация протекала не только до верхнего палеозоя (Агинская зона), по местами и до конца юры. В антиклинориях Верхояно-Колымо-Чукотской геосинклинальной области в ряде зон геоантиклинальный режим сменил непрерывную геосинклинальную седиментацию в позднем протерозое (Приколымский и Охотский массивы, возможно, Селеняхский кряж, древнейшие участки так называемого Омолонского массива), в раннем и среднем палеозое (в антиклинориях Полоусненской зоны, в Восточно-Чукотском массиве и др.), в верхнем палеозое и триасе (Сетте-Дабан, Верхоянский антиклинорий и др.), в синклинориях же этой области геосинклинальная седиментация местами продолжалась до поздней юры. В геосинклинальных зонах Сихотэ-Алиньской геосинклинальной области смена геосинклинального режима геоантиклинальным происходила с позднего протерозоя до девона (Ханкайский массив) и продолжалась затем до перми (Хасан-Гродековская зона) и начала мезозоя (главный антиклинорий), в то время как в Алчанской зоне геосинклинальная седиментация продолжалась до конца юры, а в главном синклинории Сихотэ-Алиня местами до верхнемеловой эпохи. Непрерывная седиментация геосинклинальных (в частности, эвгеосинклинальных) толщ протекала с древнейших времен до неогена в отдельных зонах Курило-Камчатско-Корякской геосинклинальной области и Сахалина, а также в арпокеанских зонах Японии, наряду с чем геоантиклинальные структуры развивались в позднем палеозое (Япония, возможно, Сахалин), раннем мезозое (Таловско-Майнская зона Корякской области), позднем мезозое (Срединный Камчатский и Восточно-Сахалинский массивы, зона Хидака на о-ве Хоккайдо и др.) и даже в палеогене (Ганальский хребет на Камчатке).

Геоантиклинальные зоны возникали главным образом на базальтовом субстрате коры и в своем развитии обычно переживали стадию островных и вулканических дуг и гряд. Некоторые из них в различные геологические эпохи превратились в мелкие и крупные складчато-метаморфические структуры, представляющие собой одновременно развивающиеся ядра роста гранитно-метаморфического слоя континентальной коры. Разрастание и слияние их путем образования все более молодых складчатых зон постепенно расширяло арену формирования континентальной коры и наземного андезитового, а затем липаритового и трапшового вулканизма. Одновременно все больше сокращались пределы океана, зона перехода к которому от континента, хотя и очень сложно, но в общем неуклонно отступала на восток. Реликты океанической (субокеанической) коры сохранились под впадинами дальневосточных морей; наличие их, по мнению автора, не исключено и под некоторыми внутриконтинентальными впадинами.

В свете современных достижений геологии и геофизики все более отчетливо выступает главная закономерность геологических процессов — их направленное развитие. Изложенный материал, несмотря на неполноту и предварительный характер его интерпретации, подтверждает возможность поступательно-стадийного развития континентальной коры.

- Аверьянов А. Г., Вейцман В. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М. и др. Глубинное сейсмическое зондирование в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану в период МТГ.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 2.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Гостеолтехиздат, 1955.
- Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии.— Труды СНИИГГИМС, 1960, вып. 13.
- Васильковский Н. П., Предтеченский А. А. О строении Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., 1964, № 6.
- Васильковский Н. П., Предтеченский А. А., Сеников В. М. Осадочные и вулканогенные формации Алтае-Саянской складчатой области и связанные с ними полезные ископаемые. В сб.: «Осадочные формации Сибири».— Труды V Всес. литол. совещания, т. II. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.
- Великославинский Д. А., Петров Б. В. Стратиграфия и метаморфическая зональность верхнего докембрия области сочленения Северо-Байкальского и Патомского нагорий.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1964, вып. 19.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Проблемы геохронологии Восточной Азии. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 3. М., изд-во «Наука», 1964.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. О возрасте горных пород Алданского щита.— Геохимия, 1960, № 7.
- Геология и минеральные ресурсы Японии. Сборник. М., ИЛ, 1961.
- Геология Кореи. Перев. с корейск. М., Изд-во «Недра», 1964.
- Гнибиденко Г. С. К тектонике Ханкайского срединного массива.— Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во «Наука», 1964.
- Григорьев В. М., Грошин С. И., Пак Сен Ук. Основные черты геологического строения Кореи.— Изв. высших учебных заведений, геол. и разведка, 1960, № 1.
- Кяорре К. Г., Тугаринов А. И., Гаврилов Е. А., Зверев В. Л. Возраст пород Алданского щита по данным аргонового метода.— Труды X сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Кобаяси Т. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая.— М., ИЛ, 1959.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во «Недра», 1964.
- Кулиш Е. А. К стратиграфии и тектонике архея южной части Алданского щита. В сб.: «Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса». М., изд-во «Наука», 1964.
- Лебедев М. М., Бондаренко В. Н. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород центральной Камчатки.— Сов. геология, 1962, № 11.
- Леонтьев Л. П. О тектоническом плане Сибирской платформы в протерозое — позднем докембрии и природе Вилюйской впадины. В сб.: «Русская и Сибирская платформы и их обрамление». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ли Пу, Чен Ю-чи, Ту Гон-Чжи, Тугаринов А. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. и др. Об абсолютном возрасте горных пород Китайской Народной Республики.— Геохимия 1960, № 7.
- Мархини Е. К. Роль вулканических продуктов в формировании земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 2.
- Масайтис В. Л. Очерк тектоники и истории геологического развития Корейского полуострова. В сб.: «Материалы по региональной геологии и металлогении Корейского полуострова и Монголии». Л., ВСЕГЕИ, 1963.
- Межвилк А. А. Возраст метаморфических толщ северо-восточной Кореи.— Сов. геология, 1961, № 11.
- Николаевский А. А. Современный рельеф поверхности Мохоровичича по геофизическим данным. В кн.: «Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР».— Труды Северо-Восточного компл. научно-исслед. ин-та СО АН СССР, Магадан, 1964, вып. 11.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5, 1962.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. В кн.: «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». М., изд-во «Наука», 1964.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимом развитии земной коры).— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 93.
- Полевая Н. И., Путинцев В. К., Спрингсон В. Д. О возрасте некоторых магматических и метаморфических пород Северной Кореи.— Труды IX сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1961.



- Пущаровский Ю. М. О тектонике Сахалина.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 12.
- Салоп Л. И. Геологическое строение Байкальской горной области. М., изд-во «Недра», 1964.
- Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Смирнов А. М. Активизированные зоны сочленения Сибирской и Китайской платформ и некоторые закономерности процесса активизации. В кн.: «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., изд-во «Наука», 1964.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии. М., Госгеолиздат, 1948.
- Страхов Н. М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 12.
- Судовиков Н. Г., Другова Г. М., Крылова М. Д., Михайлов Д. А. Особенности тектонического строения архейских образований Алданского горно-промышленного района.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 11.
- Судовиков Н. Г., Неелов А. Н. Геология южного обрамления Алданского щита.— Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 10. М., изд-во «Недра», 1964.
- Тильман С. М., Бялобжеский С. Г., Чехов А. Д. Геологическое строение острова Врангеля. В кн.: «Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР».— Труды Северо-Восточного компл. научно-исслед. ин-та СО АН СССР, Магадан, 1964, вып. 11.
- Тихонович Н. Н., Полевой П. И. Геоморфологический очерк Русского Сахалина.— Труды Геол. ком., геол. серия, 1915, вып. 120.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований.— Геол. и геофиз., 1963, № 10.
- Фролова Н. В. О некоторых вопросах гранитизации и генезисе гранитной магмы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 1.
- Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея южной Якутии и Восточной Сибири.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, серия геол., 1961, вып. 5.
- Gill J. E. Continents derived from basalt.— Geol. Soc. Amer., Spec. Papers, 1962, 182, N 68.
- Pettijon E. J. Sedimentary rocks. New York, 1957.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТониКИ ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ СИБИРИ

Изучение особенностей развития мезозойских структур Сибири представляет интерес по следующим причинам:

1. В общей и исторической геотектонике наименее разработан раздел, касающийся послерогенного развития геосинклинальных сооружений, т. е. «молодых платформ» и их «щитов», по одним представлениям, и областей «завершенной складчатости» или просто складчатых областей, по другим.

2. Установлению общих закономерностей эволюции земной коры должен предшествовать сравнительный анализ тектонических структур и их парагенезов в вертикальных и горизонтальных рядах для отдельных этапов (каледонский, герцинский и т. п.) геологической истории континентов или их отдельных крупных частей.

3. С мезозойским этапом развития земной коры связан обширный комплекс эндогенных и осадочных полезных ископаемых, закономерности размещения которых обусловлены главным образом тектоническими причинами.

Сибирь с ее разнообразным комплексом мезозойских структур, формировавшихся в пределах древних платформенных массивов и областей разновозрастной палеозойской складчатости, исключительно благоприятна для рассмотрения поставленных задач.

Мезозойский тектонический этап, продолжительность которого составляет около 170—180 млн. лет, довольно четко отделяется от предшествующего герцинского и последующего неоген-четвертичного этапов, хотя границы его для территории Сибири не изохронны. Нижняя граница тяготеет к концу среднего — началу позднего триаса. На большей части Сибири именно в позднем триасе закладываются новые тектонические формы, происходит существенное изменение предшествующего структурного плана, меняется направление в развитии отдельных сегментов земной коры. Со второй половины триасового периода, после создания герцинских складчатых сооружений, спаявших разновозрастные докембрийские и палеозойские структуры Казахского массива, Саяна, Сибирской платформы, Хинганско-Ханкайской и Становой области, происходит формирование крупнейшего Северо-Азиатского материкового свода. В это время северо-западная часть Сибирской платформы (Тунгусская синеклиза) преобразуется в подняtie. Начавшееся опускание крупных участков земной коры приводит к образованию Западно-Сибирской, Туранской и Лено-Алданской плит. В Монголо-Охотском поясе, Сихотэ-Алиньской и Охотско-Чукотской областях в позднем триасе начинается существенное оживление тектонической деятельности и вулканизма, и на месте относительно консолидированных герцинских и более древних складчатых образований формируются новые геосинклинальные прогибы.

Завершение мезозойского этапа и начало следующего неоген-четвертичного или неотектонического этапа знаменуется оживлением тектонической деятельности в середине — второй половине олигоцена.

## **О ПРИНЦИПАХ ВЫДЕЛЕНИЯ ОСНОВНЫХ ГЕОСТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ, ФОРМИРОВАВШИХСЯ В МЕЗОЗОЙСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП**

В соответствии с задачами исследования классификация основных структурных элементов, формирующихся в течение изучаемого времени, должна строиться не по результатам предшествующих тектонических процессов (платформа, складчатый пояс и т. п.) или времени их проявления (байкальская, каледонская складчатость и т. д.), а по комплексу признаков, отличающих развитие земной коры в течение рассматриваемого этапа.

Наиболее объективными критериями для разделения земной коры на участки различного тектонического режима являются: 1) мощность отложений, градиенты мощности; 2) состав геологических формаций, как осадочных, так и магматических; 3) морфология разрывных и складчатых дислокаций. Совокупность этих признаков отражает характер тектонических движений: их преобладающее направление (знак), скорость и градиент. Важным критерием для оценки общих тенденций развития крупных участков земной коры, выражением суммы вертикальных движений и их знака является рельеф поверхности Земли — соотношение его длительно существовавших мега- и макроформ.

На основании этих признаков все разнообразие структур мезозойского этапа в пределах «континентального блока» земной коры и в зоне его сочленения с «океаническим блоком» может быть сведено к трем основным группам или рядам структур, имеющим прямое выражение как в составе и мощности слоистых толщ, так и в палеорельефе.

Первый ряд — континентальные структуры, образующиеся в условиях преобладающих поднятий крупных линейно вытянутых или изометричных участков земной коры. Их морфоструктурным выражением является материк с присущими ему формами сводовых поднятий и внутриконтинентальных впадин. Осадочные формации (автохтонные) представлены континентальными (редко морскими) толщами. Они локализируются во впадинах, разделенных широкими пространствами поднятий, где преобладали процессы денудации. Преобладающей формой дислокаций являются сводовые изгибы поверхности земной коры, большого радиуса кривизны, достигающие сотен километров. Образование сводовых изгибов в компетентных толщах неизменно сопровождается разрывами и дифференцированными движениями блоков, нарушающих форму свода почти на всех стадиях его развития. Градиент, скорость и амплитуда поднятий определяют особенности разграничивающих их негативных структур, состав формаций и степень компенсированности прогибов.

Второй ряд — шельфовые структуры (по С. Н. Бубнову), образующиеся в условиях слабо дифференцированных длительных опусканий (отрицательных изгибов) крупных участков земной коры в пределах того же «континентального блока». Их выражением как в современном, так и в древнем рельефе являются шельфовые моря и генетически связанные с ними прибрежные аллювиальные равнины. Преимущественным развитием пользуются аллохтонные формации, представленные мелководными морскими и лагунными образованиями и сопряженными с ними аллювиально-озерными и болотными осадками. Общей структурной особенностью шельфовых областей является их синклинальное строение.

Третий — геосинклинальный ряд представляет собой наиболее сложную парагенетическую ассоциацию структурных и соответствующих геоморфо-

логических элементов, развивающихся в результате дробления земной коры при господстве резко дифференцированных отрицательных движений. В ассоциации структур могут проявляться элементы как шельфового, так и континентального рядов. Но они являются лишь частным выражением развития отдельных внутригеосинклинальных блоков. При весьма разнообразном наборе осадочных и вулканогенных формаций широко развиты образования, накапливающиеся в морях бассейнового типа. Пресобладающая форма дислокаций — линейная складчатость, развивающаяся на фоне движения по разломам, разделяющим земную кору на системы крутопадающих чешуй. Ориентируясь соответственно общему простиранию геосинклинальной системы, они испытывают резко дифференцированные, преимущественно нисходящие движения. Степень раздробленности коры, густота и глубина заложения разломов, положение в пределах раздробленного «континентального блока» или в зонах растяжений вдоль его границ с «океаническим блоком» и на окраинах последнего определяют особенности развития геосинклинальных систем (эпикратонные геосинклинали, ортогеосинклинали, эв- и миогеосинклинали), состав и последовательность образования формаций, характер складчатости и т. п.

При индексации рядов структур предложены термины, широко используемые в литературе и имеющие как тектоническое, так и геоморфологическое значение, что подчеркивает роль крупных форм палеорельефа как одного из важнейших показателей синхронных тектонических движений. Наибольшие возражения обычно вызывает термин «шельфовые структуры». Однако их следует рассматривать не по аналогии с современными шельфовыми областями, ограниченными случайной, полевой линией уровня моря, а в углубленном историко-геологическом смысле (С. Н. Бубнов). Замечания, высказанные в свое время Н. С. Шатским, к выделяемой нами категории шельфовых структур не относятся, так как, рассматривая классификацию С. Н. Бубнова, он критиковал разделение древних платформ на глыбы и шельфы, нарушающее их структурное единство.

## СТРУКТУРЫ ШЕЛЬФОВОГО РЯДА

К их числу отнесены Западно-Сибирская плита, Лено-Енисейский прогиб, намечаемые нами для юрского периода Лено-Алданская плита и Ангаро-Вилуйский прогиб.

Представления о строении фундамента Западно-Сибирской плиты основаны главным образом на экстраполяции структурных элементов, распространенных в обрамляющих сводовых поднятиях с использованием в первую очередь геофизических данных. Достоверность их интерпретации уменьшается для центральных и северных районов плиты. Но для них вопрос может решаться путем палеотектонических реконструкций и установления областей сноса, питавших в палеозое северо-западную часть Сибирской платформы и отчасти разновозрастные прогибы Северного и Полярного Урала и Пай-Хоя. Состав пород и соотношения фациальных зон в палеозое приводят к выводу о существовании в северной части плиты области докембрийской стабилизации, с которой почти непрерывно сносился терригенный материал как в сторону Сибирской платформы, так и Уральской геосинклинали. Результаты анализа, подтвержденные рядом геофизических данных, позволяют предполагать, что палеозойские геосинклинальные прогибы существовали лишь в зонах, тяготеющих к обнаженным полям герцинид и каледонид Урала, Казахстана и Алтае-Саянской области. Их распространение на севере, в центральной части плиты, по-видимому, ограничивалось входящим углом, образованным Омской и Алтае-Кузнецкой зонами разломов.

Следствием разновозрастности складчатого фундамента плиты является широкое развитие осадочных и магматических образований, занимающих промежуточное положение между складчатым основанием и мезозойским

чехлом. Разнообразные по возрасту, формациям и структурным особенностям, они отражают различные этапы развития отдельных складчатых поясов. Их объединение в один «промежуточный» структурный ярус затуманивает различия в развитии отдельных блоков основания. Одно-, двух- или многоярусное строение мезозойского фундамента плиты зависит от возраста складчатых поясов и характера их послегеосинклинального развития (континентальный, шельфовый).

К началу мезозойского этапа развития плиты относится образование молассоидных вулканогенно-осадочных и угленосных формаций (туричская, челябинская серии) среднего — верхнего триаса и рэт-лейаса. В разных структурных зонах они выполняют системы линейных грабенов (рифтов) и пологих мульдообразных прогибов, аналогичных континентальным впадинам мезозойских сводовых поднятий смежных областей Сибири. Образование триаса и раннего лейаса и последующие отложения чехла отражают противоположные тенденции развития земной коры и потому должны быть выделены в самостоятельные структурные ярусы. Триасовые впадины оказали влияние на дальнейшее развитие плиты. Многие из них (Омская, Тегульдетская) явились первичными «овалами оседания», вокруг которых формировались наиболее глубокие прогибы. Дробление коры и контрастные движения блоков во второй половине триаса и раннем лейасе могут рассматриваться как подготовительная, «предчехольная» стадия, предшествующая общему погружению плиты — «чехольной» стадии ее развития. Подобный же ход процесса намечается при образовании ранних авлакогенов и последующем формировании палеозойских плит на кратонах.

В составе чехла Западно-Сибирской плиты выделяются две крупные группы формаций, связанных взаимоотношениями в латеральном и вертикальном направлениях. К первой группе относятся преимущественно наземные формации окраинных частей плиты, непосредственно связанные с областями сноса. Состав пород зависит не только от характера выветривания и интенсивности денудации в смежных сводовых поднятиях, но и от субаэральной переработки сформировавшегося осадка. Ее значение особенно велико при прерывистой континентальной седиментации, когда осадконакопление локализовалось в руслах рек и озерных водоемах, тогда как на остальной части аллювиальной равнины условия благоприятствовали выветриванию. Ко второй группе относятся морские формации, а также формации низменных приморских равнин. Они образуются в центральных частях плиты и более глубоких прогибах, где преобладали субаквальной режима или высокое стояние грунтовых вод препятствовали субаэральной переработке. В прогибах, удаленных от обрамления, происходила интеграция обломочного и хемогенного материала, приносимого магистральными реками с различных по тектоническому режиму территорий. Отсюда: а) меньшее значение в составе пород продуктов размыва кор выветривания; б) незначительная роль вторичного выветривания осадков; в) более высокая цементация пород, связанная с нормальным течением диагенеза. Примером формаций первой группы является каолиновая формация окраинной плиты (кйская, линьковская, синарская, сымская и другие свиты) и второй группы — морская полимиктовая (нижняя — средняя юра Усть-Енисейской впадины) и терригенно-глауконитовая (кузнецовская, ипатовская и другие свиты) формации, а также сероцветные полимиктовая (тюменская, вартовская и др.) и мезомиктовая (пировская, покурская) формации приморских равнин.

Палеоклиматическая зональность предопределяет образование формаций аридного (в данном случае субаридного) и гумидного типов. К первым принадлежит красноцветная полимиктовая, слабокарбонатная формация (татарская, илекская, киялинская свиты). Ко вторым — остальные типы от угленосной (макаровская, итатская, яныманьинская свиты) и каолиновой (кйская и т. п.) до полимиктовой сероцветной формации приморских равнин (тюменская, уватская и т. д.).

Сложность пространственного распространения формаций определяется дисимметричным развитием восточной и западной частей плиты и ее положением в разных климатических зонах — субаридной на юге и гумидной на севере (поздняя юра, неоген).

В случае проявления метаморфизма (как правило, представлен начальными фациями) и преобразования первоначальных ассоциаций пород в новые парагенезы под влиянием наложенных тектонических процессов (усложнение или перестройка структурного плана) целесообразно выделение «вторичных» или «эпигенетических» формаций. Если в геосинклиналях в результате динамометаморфизма и складчатости «вторичные» формации распространены непрерывно, то на плитах они локализируются в узких приразломных, главным образом окраинных зонах (Приенисейская, Приаргунская) при сочленении с контрастно развивающимися континентальными поднятиями.

Тектонический режим (амплитуды и степень контрастности движений в областях аккумуляции и в питающих провинциях) и климатическая зональность определяют образование на Западно-Сибирской плите следующих рядов геологических формаций:

Средний верхний лейас — келловей	Полимиктовая угленосная	→	Сероцветная полимиктовая (приморских равнин)	→	Полимиктовая (морская)
Байос — баррем	Красноцветная полимиктовая, слабокарбонатная	→	Сероцветная полимиктовая (приморских равнин)	→	Терригенно-глауконитовая с подформацией битуминозных известковистых и кремнистых аргиллитов
	Каолиновая с подформациями угленосной каолиновой	→		→	
Алт — нижний олигоцен	Каолиновая с подформациями пестроцветной бокситоносной и белоцветной каолинистых песков	→	Сероцветная мезомиктовая (приморских равнин)	→	Терригенно-глауконитовая с подформацией кремнистой и железисто-глауконитовой

Состав и соотношение формаций и различная скорость осадконакопления, которая в условиях плиты может быть приравнена к скорости погружения отдельных блоков, позволяет выделить две группы впадин. Первая группа (Усть-Енисейская, Кеть-Тымская, Тегульдетская, Ляпинская) тяготеет к приенисейскому и приуральскому склонам плиты, вторая (Ханты-Мансийская, Надымская и др.) — к ее осевой части. Впадины предальтайского склона (Омская, Кулундинская) по характеру развития и скоростям осадконакопления тяготеют к впадинам осевой зоны. Соответственно, на Западно-Сибирской плите могут быть выделены три субмеридиональные зоны: Приенисейская, Приуральская и Центральная. Они разделены структурными швами: Восточно-Уральским, Алтае-Кузнецким и северной частью Омско-Пуровского. Развитие этих зон было различным. Погружение Приуральской зоны на севере (Ляпинская впадина) происходит только с начала бата, на юге — с альб-сеномана. В центральной и приенисейской зонах со второй половины лейаса области седиментации развиваются путем последовательного расширения впадин, унаследованных от триаса. В позднем лейасе и средней юре Приенисейская зона отличается от Центральной более быстрым погружением впадин (в первой 30—50 м за 1 млн лет, а во второй — 7—12 м). В неогене скорость более или менее одинакова (соответственно 40—50 и 30—40 м). В позднемеловую эпоху резко усиливается погружение в Центральной зоне (до 30—33 м, тогда как в Приенисейской — 0—30 м), и в него вовлекаются прилегающие структуры се-

верного фаса Алтая и смежных областей Казахского массива. В то же время в Приенисейской зоне погружение приостанавливается, и ранее сформировавшиеся впадины преобразуются в моноклинали. Приуральская зона отличается от Приенисейской более поздним и замедленным погружением. Однако в Ляпинской впадине, как и во впадинах Приенисейской зоны, наибольшая скорость погружения (до 25—30 м за 1 млн. лет) приходится на средне- и позднеюрскую эпохи и на ранний мел. В позднемеловое и палеогеновое время и здесь происходит перекося структур с образованием моноклиналичного склона.

Таким образом, формирование Западно-Сибирской плиты не укладывается в общую схему центрбежного развития. Оно обусловлено одновременным движением отдельных блоков основания, связанных с субмеридиональными системами разломов, унаследованных от палеозоя. Современное ясно выраженное синклиналичное строение плиты является результатом наиболее поздних верхнемеловых и палеогеновых движений.

В состав Лено-Енисейского прогиба входят восточная часть Усть-Енисейской впадины, Хатайская и Лено-Анабарская впадины. Начало формирования шельфовой структуры относится к среднему лейасу. Ему предшествует образование в раннем триасе узкого, по-видимому, приразломного прогиба вдоль северных складов Хатайской и Лено-Анабарской впадин.

Шельфовые геологические формации представлены следующим вертикальным рядом:

Полимиктовая (морская) формация нижней — средней юры  
↓  
Терригенно-глауконитовая формация верхней юры — готерива  
↓  
Мезомиктовая угленосная формация валанжина — баррема — сеномана  
↓  
Терригенно-глауконитовая формация турона — кампана — маастрихта

Типы формаций, их стратиграфическая последовательность и скорость накопления осадков аналогичны установленным на Западно-Сибирской плите и, в первую очередь, в северной части Приенисейской зоны. Начальный метаморфизм (цеолитная фация), проявившийся в восточной, Лено-Анабарской части прогиба, обусловлен активными тектоническими процессами в зоне разломов, отделяющих прогиб от Западно-Верхоянской ветви Яно-Колымского складчатого сооружения.

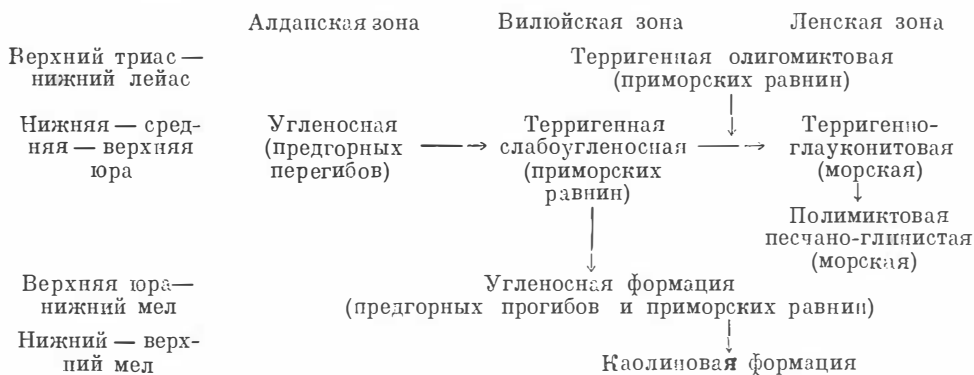
Ориентировка структур Лено-Енисейского прогиба подчинена двум главным направлениям глубинных разломов: субширотному, к которому относится намечающаяся Мессовско-Хатайская зона, и субмеридиональному. Субширотное простирание имеют границы этого прогиба, оси Хатайской, Лено-Анабарской и восточной части Усть-Енисейской впадин и осевые линии складок, осложняющих его моноклиналичные склоны. Субмеридиональное направление, правда, менее четкое, выражено Янгодинской и Анабарской седловинами и складчато-блоковыми дислокациями п-ова Пахса и о-ва Бегичева, ограничивающими на востоке Хатайскую впадину. Можно предполагать их связь с намечающейся Анабаро-Бегичевской зоной разлома. На фоне общего субширотного простирания, в северо-восточной части прогиба устанавливается сочленение структурных форм запад-северо-западного направления (затухающая Западно-Верхоянская миграция) с разворачивающимися к северо-востоку верхнепалеозойскими складками Восточного Таймыра. На их стыке в северо-восточной части Хатайской впадины, расположена Цветковско-Пахсинская мульда, наиболее погруженная в мезозое. Таким образом, намечается тесная связь мезозойских структур со структурными элементами домезозойского фундамента, в первую очередь с системами длительно развивавшихся разломов, разделяющих фундамент на отдельные блоки. Соотношение скоростей осадконакопления в Усть-Енисейской, Хатайской и Лено-Анабарской впа-

динах свидетельствует о различной амплитуде погружения отдельных блоков в одни и те же эпохи геологической истории. Более резко, чем на Западно-Сибирской плите, выражен перекося блоков основания вдоль дизъюнктивных границ, отделявших впадины от активно поднимавшихся структур Таймыра, Кряжей Прончищева, Чекановского, и отчасти, Путорана.

Таким образом, по составу и мощности формаций, времени развития, характеру движений и типам структур чехла, подчиненных блоковым движениям фундамента, Лено-Енисейский прогиб близок к Западно-Сибирской плите и особенно к ее Приенисейской зоне. Небольшая ширина Лено-Енисейского прогиба и его положение между активными поднятиями Таймыра, Путоранского и Анабарского сводов объясняют особенности формаций, накапливавшихся при обильном притоке обломочного материала, препятствовавшего широкому развитию кремнистых и железорудных дериватов терригенно-глауконитовой формации. Единство формаций в прогибе и Западно-Сибирской плите и сходство в морфологии структур чехла, а также соотношение между временем его образования и возрастом складчатости Таймыра противоречат отнесению его к разряду краевых прогибов.

**Лено-Алданская плита.** Представление о существовании в юре единой области осадконакопления, охватывающей не только сохранившиеся в современной структуре Ленский (Предверхоанский) и Южно-Алданский прогибы и Вилюйскую впадину, но и смежные области Сибирской платформы, где впоследствии сформировались Оленекское, Мунское и Алданское сводовые поднятия, объясняет ряд особенностей вещественного состава осадков и размещения фаций в восточной части Лено-Енисейского прогиба, Вилюйской впадины и Алданского щита (южно-сибирское происхождение минеральных ассоциаций юга Лено-Анабарской и Хатангской впадин, находки белемнитов в трубках взрыва Куйокского района, беректинская шлиховая ассоциация Анабара и т. п.). Границы плиты могут быть намечены лишь ориентировочно: на западе — вдоль западного склона унаследованного от палеозоя Оленекского прогиба и западной оконечности Вилюйской впадины, на юге — вдоль Станового структурного шва до его сочленения с меридиональной системой разломов, ограничивающих Патомское поднятие, на востоке — вдоль Ленской системы разломов, отделяющих одноименный прогиб от Верхоянского антиклинория.

На этой территории выделяются единые латеральные ряды геологических формаций, располагающиеся в следующей стратиграфической последовательности:



Ассоциации пород, образующих ряды формаций, близки к ассоциациям Лено-Енисейского прогиба и приенисейской части Западно-Сибирской плиты и сопровождаются тождественными комплексами полезных ископаемых (нефть, газ, уголь). Различная упорядоченность формаций



в вертикальных рядах (преобладание морских формаций в нижней и средней юре в Ленской и Вилюйской зонах и в прибрежно-континентальных и угленосных на Западно-Сибирской плите и обратное соотношение в позднеюрскую и раннемеловую эпохи) обусловлена разным соотношением тектонических движений в областях сноса и осадконакопления и неодинаковым положением Лено-Алданской и Западно-Сибирской плит по отношению к климатическим зонам. На Лено-Алданской плите более широко, чем на Западно-Сибирской, развиты «вторичные» формации. Они распространены вдоль границ Ленского и Южно-Алданского прогибов и связаны с постседиментационной складчатостью и, возможно, с усиленным воздействием теплового потока вдоль структурных швов.

Границы плиты и соотношения ее структурных элементов обусловлены расположением систем разломов. Осевая Вилюйская впадина контролируется разломами восток-северо-восточного направления. Они отделяют Вилюйскую впадину от Оленекского и Алданского склонов плиты, а Сунтаро-Китчанскую приподнятую зону — от Южно-Вилюйского и Северо-Вилюйского прогибов. Слабее проявляется система субмеридиональных дизъюнктивов. Она выражена Якутским разломом, направлением Байпагайского поднятия и поперечных границ Сунтарского и Средне-Вилюйского (Нижне-Тюнгский свод) поднятий. Обоим направлениям, при преобладании восток-северо-восточного, подчинена ориентировка структур более мелких порядков (куполов, брахиантиклиналей и пр.) и их периклинальные замыкания. Граница Вилюйской впадины с Ленским прогибом проводится условно по смене направления дислокаций с восток-северо-восточного (вилюйского) на субмеридиональное (верхоянское) очевидно, отвечающих ориентировке блоков основания.

Несмотря на различия в истории формирования и структурном положении окраинных прогибов плиты — Ленского и Южно-Алданского, основные черты структуры обоих весьма близки. Им присущи: а) поперечная асимметрия, вызванная перекосом блоков основания, резко опущенных в сторону краевых швов, б) четкообразное строение, выраженное чередованием впадин и поперечных поднятий (седловин), в) увеличение дислокаций к активным бортам с образованием напряженных складок (вплоть до линейных), надвигов и взбросов, г) направление стресса со стороны активных бортов плиты в конце раннемеловой эпохи — начале позднемеловой, д) начальный метаморфизм вдоль шовных бортов прогибов.

Наиболее важными особенностями Лено-Алданской плиты являются большая контрастность, а в приразломных зонах и большая скорость тектонических движений, яснее выраженная связь структуры чела с блоковым строением цоколя, более короткий период развития, хотя в целом и совпадающий с временем погружения юго-восточной части Западно-Сибирской плиты и восточной половины Лено-Енисейского прогиба. Отражением высокой подвижности земной коры является преобразование плиты в позднемеловую эпоху в систему сводовых поднятий, проявление магматизма и т. п. По степени подвижности Лено-Алданская плита имеет большее сходство с Туранской, чем с Западно-Сибирской. Мобильность Туранской плиты часто объясняется молодостью ее складчатого основания. Однако и формированию контрастных структур Лено-Алданской плиты не препятствовал древний докембрийский цоколь, в то время как на герцинском складчатом основании Западно-Сибирской плиты (в ее южных и западных частях) образовались пологие структуры. Очевидно, в этих случаях решающее значение имел не возраст складчатости фундамента, а положение плит по отношению к активно развивающимся зонам земной коры. К Центрально-Азиатскому подвижному сегменту прилегает Туранская плита. Близ стыка того же сегмента с Тихоокеанским подвижным поясом расположена Лено-Алданская плита.

Ангаро-Вилюйский прогиб протягивается от Вилюйской впадины на

соединение с Западно-Сибирской плитой и отделяет Центрально-Сибирскую область сводовых поднятий от горных систем юга Сибири. В составе прогиба выделяются две сопряженные ветви: северо-восточная — Канско-Виллюйская, состоящая из Тасеевской, Абанской, Мурской, Тунгусско-Чонской (М. М. Одинцов и др.), впадин, и юго-восточная — Присаянская, в состав которой входит Канская и Иркутская группы впадин.

Юго-восточная ветвь тяготеет в Восточно-Саянской системе разломов; северо-восточная, повторяя направление Ангаро-Ленского глубинного разлома, имеет сложные ступенчатые границы, обусловленные сопряжением разломов северо-восточного и субширотного (нижнеангарского) направлений.

Прогиб выполнен ритмично построенной юрской угленосной формацией. На северо-восточной окраине ее нижние, сохранившиеся от последующего размыва горизонты переходят в терригенно-глауконитовую формацию Виллюйской впадины. На крайнем юго-востоке (верховья р. Ангары, побережье Байкала) угленосная формация замещается грубообломочными, молассоидными, предгорно-веерными и аллювиальными образованиями, уходящими в пределы внутрисводовых впадин Яблоново-Становой области. Вблизи границ с поднятиями Восточного Саяна и Забайкалья, в Саяно-Партизанской и Прииркутской впадинах, в зоне Восточно-Саянского структурного шва и Ангарского надвига угленосная формация подверглась начальному метаморфизму.

Начав формироваться в конце триаса и в лэайсе, Ангаро-Виллюйский прогиб замкнулся к началу поздней юры. Лишь отдельные остаточные впадины, возможно, продолжали развиваться в раннемеловую эпоху (Тасеевская впадина). Форма прогиба и локализация активно погружавшихся участков обусловлены взаимным положением северо-восточных и северо-западных систем разломов. Они проявлялись задолго до мезозоя при образовании структурных элементов докембрийского и палеозойского основания прогиба. Постоянство этой структурной сети, продолжавшей развиваться в юре, определило унаследованность частных структур (впадин, валов) от более древнего тектонического плана.

Отложения, выполняющие прогибы шельфового ряда, характеризуются большим сходством в типах формаций и их сочетаниях в горизонтальных и вертикальных рядах. Полнота фациальных рядов формаций Западно-Сибирской плиты и редуцированность в Лено-Енисейском и Ангаро-Виллюйском прогибах и отчасти на Лено-Алданской плите обусловлены размерами областей аккумуляции и возможностями дифференциации осадочного материала в бассейнах осадкоаккумуляции. Больше различий наблюдается в морфологии формационных тел, часто изометричных и плащеобразных на Западно-Сибирской плите и линзовидных, линейно-вытянутых вдоль активных бортов Ангаро-Виллюйского и Лено-Енисейского прогибов и в зонах погружений Лено-Алданской плиты. Сочленение прогибов с активно развивающейся Яно-Колымской складчатой системой и подвижным Южно-Сибирским поясом приводит к образованию «вторичных» формаций — явление, наблюдающееся лишь в зачаточной форме вдоль Приенисейского фаса Западно-Сибирской плиты.

Общность формаций подчеркивается идентичностью полезных ископаемых: нефть и газ, признаки фосфоритов среди морских формаций в центральных частях плит, угли в периферических впадинах и прогибах, россыпные месторождения и каолины среди формаций приморских и аллювиальных равнин.

Суммарная мощность осадочных формаций примерно одинакова. На наиболее погруженных участках она не превышает 4—6 км. Но скорость погружения впадин варьирует, отражая независимый темп движений блоков земной коры. Наиболее резкие различия — максимальная скорость погружения для одних впадин (Лунхинская, Чульманская, Усть-Енисейская) и минимальная для других (Булунская, Ханты-Ман-

сийская, Омская, Кеть-Тымская) — устанавливаются для позднюрской эпохи и отчасти для позднего мела. В то же время поздняя юра является эпохой активного роста валов, локальных складок, т. е. характеризуется наибольшей дифференцированностью тектонических движений. В противоположность этому однообразный темп общего погружения, хотя и значительной скорости, устанавливается для ранне-среднюрского и неокомского времени.

Тектонические структуры осадочного чехла тесно связаны с блоковыми движениями фундамента. Чем активнее движения, тем контрастнее формы и тем более правильную линейную форму они приобретают (системы желобов и сопряженных с ними валов вдоль Омско-Пуровской зоны разломов, тектонические ступени и флексуры вдоль ограничивающих Западно-Сибирскую плиту поднятий). Эта связь еще яснее видна в структурных формах окраин Лено-Алданской плиты, Лено-Енисейского и Ангаро-Виллюйского прогибов.

Для шельфовых областей характерен платформенный тип складчатых дислокаций с падением слоев от долей до единиц градусов. Складки с наклоном крыльев в десятки градусов редки, однако они развиты не только в Приверхоанской и Пристановой зонах, но и вдоль восточносаянского фаса Ангаро-Виллюйского прогиба и приенисейского фаса Западно-Сибирской плиты. Напряженность складок зависит от степени контрастности движений в сопряженных областях поднятий и опусканий. Пологие флексуры присущи уральскому склону Западно-Сибирской плиты, узкие крутые моноклинали с падением до  $40^\circ$  и более — ее приенисейскому склону, системы гребневидных и сундучных антиклиналей — притаимырскому склону Лено-Енисейского прогиба и линейные и гребневидные складки — приверхоанской и пристановой зонам Лено-Алданской плиты. Намечается и еще одна зависимость: чем мобильнее смежная область поднятий, тем резче выражен перекося основания на окраинах плит. Таково строение Южно-Алданского и Ленского прогибов, меньшая асимметрия Лено-Анабарской и Хатангской впадин и еще слабее, но все же проявляющаяся асимметричность (по юрским отложениям) впадин Приенисейской зоны Западно-Сибирской плиты.

В развитии шельфовых областей Сибири намечаются следующие основные этапы.

Первый — подготовительный охватывает средний — поздний триас и отчасти лейас. В это время вслед за герцинским тектогенезом, выравниванием и образованием кор выветривания, формируются прогибы, являющиеся ядрами последующего погружения.

Второй этап — от середины — второй половины лейаса до конца неокома включительно. Погружение распространяется почти на всю поверхность шельфовых областей. Наиболее активно опускаются Приенисейская и Приуральская зоны Западно-Сибирской плиты, Пристановая и Приверхоанская — Лено-Алданской плиты.

Третий этап структурной перестройки начинается в аптском и альбском веках. Происходит поднятие окраин плит и смещение областей максимального погружения в центральные части (увеличение скорости прогибания Омской и Ханты-Мансийской впадин, продолжающееся погружение Виллюйской впадины). Наиболее активно поднимается Лено-Алданская плита, значительные участки которой преобразуются в сводовые поднятия.

Четвертый этап охватывает поздний мел и завершается с начавшейся в олигоцене неотектонической активизацией. В течение этого этапа замыкается Лено-Енисейский прогиб и остаточная Линденская впадина. Ослабевают скорость осадконакопления на Западно-Сибирской плите.

## СТРУКТУРЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РЯДА

По размерам и соподчиненности в пространстве намечается следующая градация геологических структур континентального ряда:

Порядок структур	Структуры	Примеры
I	Материковый свод	Современные континенты
II	Пояс сводовых поднятий	Южно-Сибирский пояс мезозойских сводовых поднятий
III	Область сводовых поднятий	Центрально-Сибирская область сводовых поднятий в юре Яно-Колымская область сводовых поднятий в мелу
IV	Сводовое поднятие	Апабарское, Путоранское и Западно-Саянское сводовые поднятия

Сводовое поднятие в структурном отношении представляет собой антиклинальный изгиб поверхности земной коры большого радиуса кривизны. Группируясь в области и пояса, сводовые поднятия противоположны шельфовым прогибам или плитам, образующимся вследствие столь же обширных синклинальных изгибов. В структуре сводовых поднятий весьма велика роль дизъюнктивных нарушений. Это естественно, так как образование изгибов в компетентных слоях, закрепленных предшествующей складчатостью, метаморфизмом и интрузиями, немыслимо без оживления ранее существовавших разрывов сплошности и дифференцированного перемещения блоков. Чем контрастнее движение блоков, тем сложнее форма поднятия. Следовательно, разделение областей поднятий на сводовые, глыбовые и промежуточные между ними вряд ли резонно, как и дискуссия о том, что превалирует при их образовании — изгибы земной коры или дизъюнктивные нарушения, если речь идет не об узко локальных внутрисводовых структурах.

В северной части Азиатского материкового свода в мезозое выделяется Южно-Сибирский пояс сводовых поднятий, протягивающийся в субширотном направлении и охватывающий Яблоново-Становую, Алтае-Саянскую и Казахскую области. На севере он ограничен Алдано-Ленской и Западно-Сибирской плитами и Ангаро-Ленским прогибом, на юге — геосинклинальными прогибами Монголо-Охотской зоны и системой обширных мезозойских впадин Монголии и северо-западного Китая. Прогибами шельфового ряда от Южно-Сибирского пояса отделены Центрально-Сибирская, Урало-Новоземельская и Таймырская области сводовых поднятий, а также Яно-Колымская область, окончательно сформировавшаяся в меловом периоде на месте замкнувшейся мезозойской геосинклинали.

Перейдем к краткой характеристике областей сводовых поднятий. Яблоново-Становая область расположена на площади современных горных систем Станового и Джугджурского хребтов, Центрального и Западного Забайкалья. Ее северная граница, по-видимому, соответствовала Становой и Селенгино-Витимской зонам разломов, южная — Монголо-Охотскому разлому. Граница с Алтае-Саянской областью проводится условно по изменению простирания от северо-восточного и субширотного к северо-западному. В поздней юре и мелу область поднятий увеличивается за счет прилегающих частей Лено-Алданской плиты и замкнувшейся к этому времени Монголо-Охотской геосинклинали.

Мезозойские геологические формации в Яблоново-Становой области имеют прерывистое распространение и разделяются обширными пространствами «обнаженных» структур. Недостаточная изученность страти-

графии вулканогенных толщ позволяет лишь предварительно наметить вертикальный и латеральный ряды формаций:

Верхний триас — лейас	Вулканогенная (с подформациями базальт-андезит-липаритовой и трахит-трахилипаритовой)
Средняя юра	Вулканогенная (базальт-андезитовая) → вулканогенно-терригенная → угленосная
Верхняя юра — неоком	Вулканогенная (с подформациями трахит-трахиандезитовой и липарит-трахитовой) → угленосная
Нижний — верхний мел	Грубообломочная модассоидная
Верхний мел — палеоген	Коры выветривания

Вулканогенным формациям соответствуют комагматичные им гипабиссальные интрузии и вулканоплутоны геетуйского (185—209 млн. лет), малокуналейского (170—175 млн. лет), добхорского (125—145 млн. лет), станового (155 млн. лет) и других комплексов.

Основной особенностью мезозойской структуры является группировка осадочных и вулканогенных формаций в узкие (5—10 км) протяженные полосы, разделенные пространствами обнаженных докембрийских и палеозойских пород (75—80 км и более). Наиболее четкую линейную ориентировку имеют впадины, выполненные осадочными толщами. Они располагаются в виде кулисообразных «четковидных полос и цепочек впадин», приуроченных к зонам разломов, параллельных основному направлению складчатых структур основания. Более расплывчатые контуры имеют площади распространения вулканогенных пород. Тяготее к тем же линейным зонам, они не только располагаются во впадинах в основании осадочных толщ или переслаиваются с ними, но и образуют покровы на склонах положительных структур. Продольные разломы сочетаются с поперечными и диагональными. Они разграничивают отдельные впадины, осложняют складчатую структуру выполняющих их толщ и создают приподнятые перемычки фундамента.

Латеральные ряды формаций соответствуют структурным ярусам. Они разделены местными несогласиями, в их основании залегают базальные конгломераты и брекчии. В эффузивных образованиях нижних структурных ярусов устанавливаются лишь фрагменты складок, нарушенных дизъюнктивами. Наклоны слоев, особенно в сторону прилегающих впадин, объясняются не только последующим короблением и блоковыми перемещениями фундамента, но и естественными неровностями древнего рельефа, течением лав и гравитационным перемещением пирокластического материала. Более четкая локализация в грабенах и грабен-синклиналях устанавливается для среднеюрского и позднеюрско-неокомского структурных ярусов, хотя и для них характерны широкие оторочки эффузивов, выходящих за контуры распространения осадочных, главным образом угленосных формаций. Условия их залегания определяются морфологией впадин, представляющих собой конседиментационные односторонние (шарнирные) и двухсторонние грабены. Синклинальное, реже моноклинальное залегание пород осложнено штамповой складчатостью и последующим образованием (конец раннего — начало позднего мела) прибортовых надвигов и линейных складок, формировавшихся в условиях горизонтального сжатия. К зонам надвигов тяготеют площади распространения верхней грубообломочной формации, образовавшейся в результате размыва тектонических брекчий и останцов аллохтонных покровов.

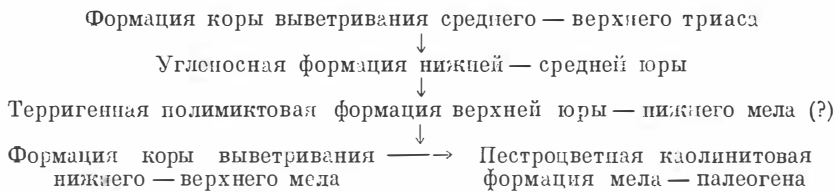
Итак, Яблоново-Становая область в триасовое, юрское и раннемеловое время была ареной активных тектонических движений и магматизма. Они протекали на фоне энергичного сводового поднятия и денудации,

обеспечивших снос обломочного материала в прогибы Монголо-Охотского пояса, Лено-Алданской плиты и Ангаро-Вилуйского прогиба. Этапы развития области выражены сменой латеральных рядов формаций. Образование каждого из них начинается с активизации движений, оживления рельефа, накопления мощных конгломератов во впадинах и усиленной вулканической деятельности. Излияние эффузивов сопровождается внедрением комагматичных гранитоидных интрузий. Их состав закономерно изменяется с востока на запад области и вверх по возрастной шкале, от нормальных известково-щелочных к щелочным. Резкое ограничение сводовой области с образованием вдоль ее северо-западного фаса Южно-Алданского, Прибайкальского, Иркутского прогибов происходит во второй половине лейаса и средней юре, одновременно с погружением обширных участков земной коры, определивших очертания Лено-Алданской и Западно-Сибирской плит и Ангаро-Вилуйского прогиба. Закономерности размещения осадочных и вулканогенных формаций внутри области определяются ее блоковым строением — расчленением на системы протяженных, линейно вытянутых дорстовых поднятий и опусканий. Их положение в пространстве, как и контуры сводовой области в целом, подчинены структурному плану (расположению разломов) складчатого основания.

Образование мезозойской структуры трудно объяснить пластическими деформациями или конформной складчатостью поверхности фундамента и чехла. Не применима для их объяснения и гипотеза рампа. Структура области наиболее близка к рифтовой. Однако образование рифта заканчивается в неокоме. В конце раннего мела и в поздне меловую эпоху в условиях тангенциальных напряжений, далеко выходящих за пределы области, образуются надвиги, использующие ослабленные приразломные зоны (Становой, Ангаро-Посольский, ряд надвигов на стыке поднятий и впадин). Существенно усложняются первоначальные конседиментационные складки в пластичных осадочных толщах. Надвиги вуалируют структуру рифта; накладываясь на сложенную к концу неокома поверхность сводовой области, но не приводят к существенному изменению рельефа (росту морфоструктур). Новый этап рифтообразования относится к неогену. Положение систем байкальских впадин указывает на смещение оси свода на север и северо-запад.

Сравнение этапов развития Яблоново-Становой области и структур шельфового ядра показывает, что поднятию периферических частей плит (ант — альб, поздний мел), т. е. увеличению площади и радиуса кривизны положительных изгибов земной коры, соответствует ослабление контрастных блоковых движений в осевой, наиболее подвижной части Яблоново-Становой области. Наоборот, погружению, охватившему широкие площади плит (средняя юра, отчасти поздняя юра и неоком), т. е. увеличению радиуса кривизны отрицательных изгибов, соответствует наиболее резкое, дифференцированное поднятие свода, радиус кривизны которого уменьшается. Таким образом, изменение амплитуды и радиуса изгибов при постоянстве их осевых линий приводит к разделению земной коры на узкие зоны стабильного погружения (Омско-Пуровская «ось» Западно-Сибирской плиты), поднятия (ось Яблоново-Становой области) и более широкие промежуточные участки с переменным тектоническим режимом, зависящим от амплитуды и характера движений в двух первых более активных зонах.

Алтае-Саянская область, образующая центральное звено Южно-Сибирского пояса сводовых поднятий, характеризуется столь же ограниченным распространением мезозойских отложений. Они залегают во впадинах, тяготеющих к герцинским межгорным прогибам (Тувинский, Минусинский, Кузнецкий), или в отдельных тектонических клиньях в зонах глубинных разломов (Главный Восточно-Саянский, Алтае-Кузнецкий, Курайский). Устанавливается следующий вертикальный ряд геологических формаций:



Останцы триасовой коры выветривания устанавливаются в Кузнецком прогибе и, в виде переотложенных продуктов, — в основании угленосных толщ в Тувинской впадине и на севере Алтая (Лебедев, Тимофеев, Щукина). Ритмично построенная угленосная, молассоидная формация, мощностью до 2 км, представлена двумя типами разрезов. Первый характеризуется преобладанием пролювиальных валунно-галечных конгломератов с невыдержанными прослоями песчаников, аргиллитов и углей. Он присущ Кузнецкой и Тувинской впадинам и рифтам Ташелгино-Кондомской зоны и Восточного Саяна. Второй тип с преобладанием более тонких песчано-глинистых, угленосных пород характерен для центральных частей и верхов разреза Кузнецкой и Тувинской впадин и для Северо-Минусинской впадины. В приразломных зонах устанавливается проявление начального метаморфизма, гидротермальных преобразований и оруденения, обусловленных предполагаемым влиянием скрытых интрузий, с которыми связаны отдельные дайковые тела. Позднеюрская — раннемеловая полимиктовая формация имеет незначительное распространение в остаточных мульдах среднеюрских впадин. Формации ранне-поздемеловой коры выветривания и связанная с ними пестроцветная каолинистая (бокситоносная) формация сохраняются в виде реликтов широкого покрова в эрозионных и карстовых впадинах по периферии области.

Выделяются два типа впадин. Первый представляет собой относительно погруженные крупные блоки земной коры, соответствующие средне-позднепалеозойским межгорным прогибам и отражает унаследованность структуры и знака движений от герцинского этапа. Второй тип — это узкие грабенообразные впадины (рифты), развивающиеся вдоль крупных структурных швов и оперяющих их разломов.

Юрские толщи имеют синклинальное строение с широким развитием сколовых трещин взброс-сдвигового характера, по которым отложения расчленены на отдельные фрагменты и смещены в плане. Вблизи ограничивающих сбросов преобразованных во взбросы и надвиги, формируются линейные складки и флексуры с падением слоев до 60° и более. Структуры впадин первого типа обусловлены как конседиментационными, так и последующими блоковыми движениями и соответствующей глубиной денудационного среза. Юрские отложения образуют ряды пологих мульд, осложненных штамповыми складками (наклоны крыльев от 10 до 60°). Значительное влияние на структуру окраинных частей впадин, соответствующих границам герцинских прогибов или близких к ним, имеют послеюрские взбросы и надвиги. Близ них образуются линейные и опрокинутые складки (Каргинская, Афонинско-Киселевская зоны), фиксирующие основные движения масс на юг и юго-запад, т. е. в направлении, противоположном намеченному для Яблоново-Становой области.

Анализ мезозойской структуры Алтае-Саянской области позволяет сделать следующие выводы.

1. Соотношение положительных и отрицательных структурных форм определялось структурным планом, созданным в предшествующие тектонические этапы (каледонский, герцинский), продолжающимся развитием разломов, расчленивших сводовое поднятие на систему дифференциально перемещавшихся глыб.

2. Намечается ряд стадий развития. Вслед за средне-позднетриасовой эпохой относительного выравнивания с середины — конца лйаса проис-

ходит поднятие и растяжение свода с образованием грабенов (рифтов), и крупных межгорных впадин. Движения активизируются в средней юре (скорость осадконакопления около 65 м за миллион лет в Тувинской впадине и 50—55 м — в Кузнецком прогибе и Балахтинской впадине). К этой стадии относятся следы магматической и гидротермальной деятельности (абсолютный возраст 162—186 млн. лет). Контрастность и скорость движений уменьшается в позднеюрскую эпоху. Дальнейшее развитие отражено в двух процессах. Первый — образование кор выветривания, последующий размыв которых определил состав альбских и мел-палеогеновых формаций в прилегающих частях Западно-Сибирской плиты. Этот процесс в аптском или альбском веках сменяется кратковременным усилением размыва и образованием базальных песчано-галечных слоев в основании каолиновой формации Западно-Сибирской плиты и вновь продолжается в позднем мелу и первой половине палеогена. Второй процесс — образование «позднелюрских» надвигов и складчатых деформаций, осложнивших конседиментационную, пологоскладчатую структуру юрских осадочных толщ.

3. Размах вертикальных движений в юре, мощность и скорость накопления осадочных толщ, их близость к молассам, зональный метаморфизм и следы магматической деятельности, проявления надвигов и напряженной вулканической деятельности противоречат предположениям о платформенном режиме области и показывают, что тектонические процессы в мезозое были активнее, чем в неоген-четвертичный этап.

Уральско-Новоземельская и Казахская области в триасовое и ранне-среднеюрское время представляли собой единое крупное континентальное поднятие, охватывавшее часть будущей Западно-Сибирской плиты; и только в поздней юре они были разделены Тургайским прогибом. Для обеих областей намечается следующий ряд формаций:



Анализ формаций, пространственного размещения и морфологии впадин и дислокаций мезозойских отложений приводит к следующим выводам.

1. Выделяются два крупных этапа. Первый, продолжавшийся от среднего триаса до конца средней юры, прерванный на отдельных участках образованием коры выветривания и сопряженной с ней каолиновой формации, характеризуется энергичным поднятием, формированием горного рельефа и активным вулканизмом (в начале стадии) в осевой части свода, тяготеющей к Восточному Зауралью и Тургаю. Повторные тектонические импульсы в лейасе и начале средней юры приводят к оживлению создавшихся в триасе структур и к расширению сводового поднятия на смежные области Урала и Казахского нагорья. Второй этап — от верхней юры (?) до эоцена включительно — время относительного тектонического покоя и выравнивания.

2. При образовании напряженных сводовых поднятий формируются отрицательные структуры двух типов: а) унаследованные межгорные впадины (Карагандинская и др.), отвечающие крупным блокам земной



коры, сохранившим от герцинского времени тенденцию к опусканию; б) системы узких протяженных грабен (Челябинская и др.), тяготеющих к наиболее подвижным зонам разломов. По составу формаций, скорости осадконакопления, морфологии конседиментационных и наложенных складчатых структур, проявлению начального метаморфизма первые соответствуют межгорным впадинам Алтае-Саянской области, вторые — рифтовым структурам Яблоново-Становой области, хотя и отличаются меньшей протяженностью и частотой распространения и более кратковременным проявлением вулканизма.

3. Образование впадин началось одновременно: вначале в Восточном Зауралье и Тургае, а затем в Кендерлыкской приразломной зоне. В первом случае имеются наиболее полные разрезы среднего триаса, во втором верхнего. В конце позднего триаса и начале лейаса формируются впадины остальной части Казахской области. В обоих случаях этот процесс начался раньше, чем в Алтае-Саянской области. Замыкание впадин происходит во второй половине средней юры. Исключение составляют впадины Челябинской и Кендерлыкской групп, развитие которых приостановилось в лейасе.

4. В образовании складчатых дислокаций юрских и триасовых пород, наряду с конседиментационными вертикальными движениями, существенную роль играло тангенциальное сдавливание, завершившее формирование впадин и создавшее системы надвигов. Вопрос о времени их проявления остается открытым. Возможно, что в Приуралье и Казахской области они протекали одновременно. В первом случае в середине — конце лейаса, во втором — между концом среднеюрской эпохи и серединой мела, но перед началом накопления меловой каолиновой формации. В обоих случаях ориентировка надвигов свидетельствует о направлении стресса с запада на восток.

Таймырская область сводовых поднятий, располагаясь в пределах развития двух разновозрастных складчатых комплексов — североземельского и таймырского, по-видимому, охватывала не только массивы современного Таймыра и Северной Земли, но и прилегающую часть Карского моря. Для триаса и, отчасти, раннего лейаса Таймырской области намечается следующее сочетание геологических формаций:

Каолининовая кора выветривания среднего (?) триаса	→	Олигомиктовая песчано-галечная формация верхнего триаса — лейаса	→	Полимиктовая, терригенно-вулканогенная формация триаса — лейаса?
--	---	--	---	--

Первые две формации тяготеют к областям докембрийских структур Северного Таймыра и Северной Земли, третья — к герцинской структуре хр. Бырранга, где она выполняет межгорную Фадью-Кудинскую впадину, достигая 2 км мощности. Противоречивость латерального ряда, сближающая его с одновозрастной ассоциацией Восточного Зауралья, объясняется локальным развитием коры выветривания за пределами наиболее подвижной оси Таймырской сводовой области. В поздней юре и валанжине в морском заливе, ингрессировавшем вдоль зоны сочленения герцинид Бырранга с докембрийскими структурами мыса Челюскин, образуется песчано-глинистая формация. Апт, альб и сеноман представлены полимиктовой угленосной формацией, локализующейся в линейных системах впадин (Усть-Таймырская, Траутфеттер, Фадью-Кудинская, Звериная), подчиненных главенствующим субширотным направлениям разломов. Со сводовой стадией развития, по-видимому, связано образование малых интрузий, сопровождавшихся сульфидным оруденением.

В южной части Таймырской области намечается система сравнительно узких дифференцированно развивавшихся блоков, подчиненных унаследованным от палеозоя разломам субширотного и северо-восточного про-

стирания. Они определяли южную границу поднятия, положение Фадью-Кудинской впадины, а также линейных меловых межгорных впадин. Разломы северо-западного и субмеридионального простирания преобладали в структуре североземельской части поднятия по мере разворота на север докембрийских и ранне-среднепалеозойских структур.

Морфология впадин и структура выполняющих их пород изучены слабо. Фадью-Кудинская впадина представляет узкую депрессию длиной около 35 км и шириной до 6 км, ограниченную разломами северо-восточного и широтного простирания. Триасовые отложения образуют асимметричную синклинальную складку. Ее северное крыло поставлено на голову, местами опрокинута и на него надвинуты породы палеозоя. К зоне разлома, ограничивающей впадину с юго-востока, приурочены небольшие односторонние грабены, выполненные угленосной формацией апт-сеноманского возраста. Размещение юрских и меловых пород на севере Таймыра указывает на их приуроченность к системам линейных грабенов, разделенных широкими горстовыми поднятиями. В меловых отложениях широко проявляются пликативные дислокации и сбросы.

Таким образом, границы и соотношения мезозойских структурных элементов Таймырской области определяются ее герцинским тектоническим планом и системами соскладчатых дизъюнктивных нарушений, продолжавших развиваться в мезозое. Межгорные впадины, в крайние части которых ингрессировало позднеюрское море, по своей морфологии приближаются к рифтовым структурам ранее охарактеризованных областей. В формировании впадин намечаются две стадии: первая — опускание блоков по сбросовым трещинам и одновременное осадконакопление, вторая — образование надвигов и постседиментационных складок в результате тангенциальных напряжений.

В составе формаций Таймыра, за исключением триаса на севере области, отсутствуют образования коры выветривания. С этой особенностью Таймырской области, активно развивавшейся до второй половины мела, очевидно, связан преимущественно полимиктовый состав осадочных отложений чехла Лено-Енисейского прогиба.

Границы Центрально-Сибирской области, преобразованной из палеозойской плиты в систему длительно развивающихся поднятий, определились в ранней юре одновременно с погружением смежных плит. Область объединяет систему обширных, отличающихся по своему развитию поднятий. В их разграничении основную роль играли разломы северо-северо-западного простирания. Ширина блоков, а отсюда и поперечные размеры поднятий (Путоранское 350 км, Анабарское 500 км) значительно превышают размеры аналогичных структур Южно-Сибирского пояса, свидетельствуя о различиях в частоте и степени активности разломов.

Наиболее энергично развиваются поднятия, тяготеющие к дизъюнктивным границам с Западно-Сибирской плитой и Лено-Енисейским прогибом. Это выражается в поперечной асимметрии Приенисейского и Туруханно-Игарского поднятия, в продольной асимметрии Путоранского и Анабарского сводов, в малой амплитуде поднятий Вельминского и Южно-Тунгусского блоков. Движения субмеридиональной системы блоков имеют шарнирный характер. Наиболее активно поднимаются их части, опущенные в позднем палеозое и раннем триасе (северные окраины Путоранского и отчасти Анабарского блоков). Эффект этого явления усиливается движениями по субширотной системе разломов. Их роль видна в разделении Приенисейского поднятия на южный и северный блоки, поднимавшиеся в мезозое с различной скоростью.

В структуре области отсутствуют четко выраженные впадины, фиксирующие обрушившиеся или резко отстающие от общего воздымания блоки. Это объясняется малой амплитудой поднятия, в результате чего пластические изгибы блоков не превысили их прочности и не привели к дополнительному раскалыванию. Исключением является образование Попигай-

ского грабена и Аганылийской и Муруктинской впадин. Однако первый тяготеет к подвижной зоне сочленения Анабарского поднятия с Лено-Енисейским прогибом, две другие являются лишь зачатками внутрисводовых впадин. Они имеют плоскую блюдцеобразную форму и, судя по мощности меловых пород, не превышающей нескольких десятков метров, испытывали весьма замедленное погружение.

Слабая дифференциация движений в Центрально-Сибирской области обусловила простоту ряда формаций, представленных преимущественно мел-палеогеновыми корами выветривания и продуктами их переотложения — каолиновой (бокситоносной) формацией, концентрирующейся в эрозионных впадинах. Ограничено распространение терригенных формаций юрского возраста («покровные галечники»). Они имеют незначительную мощность и представляют осадки древнего аллювия.

Вещественный состав обломочного материала, вынесенного в смежные шельфовые прогибы, позволяет наметить в развитии области два крупных этапа. Каждый из них начинается поднятием и заканчивается относительным выравниванием. В первый — юрско-раннемеловой этап, заканчивающийся в неогоме, выносился преимущественно полимиктовый материал. Второй — раннемеловой — палеогеновый этап даже в эпохи наиболее активных поднятий характеризуется выносом материала, испытавшего активное химическое выветривание. Здесь мы сталкиваемся с определяющим влиянием экзогенных, главным образом климатических, факторов на состав формаций, что свидетельствует о необходимости весьма осторожно подходить к интерпретации тектонического режима при образовании каолиновых и полимиктовых формаций. Последние не всегда могут служить признаком активных движений в областях сноса, а первые признаком выравнивания.

В течение обоих этапов поднятие, как и выравнивание, носило избирательный характер, что находит отражение в одновременности наиболее активных движений в смежных Анабарском, Туруханско-Игарском и Пutorанском сводах.

Сравнение близких по возрасту латеральных рядов формаций позволяет наметить смену эпох, не всегда изохронных в своих границах, но в целом соответствующих общим изменениям в развитии структур континентального ряда. Такими эпохами являются: средний — поздний триас — лейас, поздний лейас — средняя юра, поздняя юра — неогом, апт — поздний мел — середина палеогена.

Особенности структур континентального ряда наиболее четко выражаются в формах и взаимном расположении внутрисводовых впадин. По морфологическим признакам они разделяются на три основные группы.

Первая группа — плоские, значительные по размерам до 1000 км<sup>2</sup>, депрессии с расплывчатыми границами. Соотношение длины к ширине 5 : 1 — 5 : 3. Мощность осадочных образований не превышает 5—10 м за 1 млн. лет. Конседиментационная складчатость отсутствует или выражена слабо. Связь впадин с разрывными нарушениями фундамента четко не устанавливается. Примером служат Аганылийская и Муруктинская впадины. По форме (но не по размерам) они близки к синеклизам древних платформ. Их образование следует связывать с пологими изгибами, не сопровождающимися разрывами и смещениями блоков кристаллического основания.

Примеры второй группы впадин — Тувинская, Кузнецкая или Карагандинская. Их положение определяется приуроченностью к герцинским прогибам, сформировавшимся на каледонском основании. Границы впадин проходят по унаследованным домезозойским разломам. Размеры определяются величиной выколотых дизъюнктивами блоков фундамента и достигают 25 тыс. км<sup>2</sup>. Обычна удлиненная форма с длинной осью, близкой к направлению господствующих разломов и осей складок фундамента. Соотношение длины к ширине составляет около 5 : 1 — 5 : 2; мощность осадоч-

ных образований — до 1500—2000 м; градиент мощности изменчив и зависит от степени дифференциации движений мелких внутривпадинных блоков, в среднем он составляет около 50 м/км, но резко возрастает близ бортов впадин; скорость осадконакопления 40—60, реже до 100 м за 1 млн. лет. Наряду с различными формами конседиментационных складок (мульды, флексуры, валы), широко проявляется постседиментационная складчатость, генетически связанная со сдвигами фундамента. Образование впадин обусловлено блоковыми движениями, происходящими на фоне активного коробления свода. Дизъюнктивные границы впадин и относительно активный знак движения имеют унаследованный характер.

Третья группа соответствует представлению о рифте. Это юрско-ранне-меловые впадины Яблоново-Стаповой области, трасовые впадины Восточного Зауралья, Таймыра и т. д. Их величина обычно не более 1,5—2 тыс км<sup>2</sup>; характерна резко вытянутая форма при соотношении длины к ширине 8:1—10:1 и менее. Ширина редко превышает 15—20 км. Впадины располагаются в виде цепочек вдоль зон разломов. Мощность осадочных и вулканогенных формаций (последние часто присутствуют, но не обязательны) от нескольких сотен до 1500—2000 м и более и зависит от длительности формирования впадин. Градиент мощности больше 100 м/км. Скорость погружения часто превышает 100 м за 1 млн. лет. Наряду с широким проявлением штамповой складчатости, характерны напряженные линейные складки вдоль бортов, генетически связанные с одно- или двусторонними падвигами. Под их воздействием первоначальная рифтовая структура впадин преобразуется в рамповую. В той же группе распространены односторонние грабены, связанные с перекосами блоков основания, которые могли появиться как в начальную стадию развития впадин, так и при преобразовании их в рампы.

Труднее охарактеризовать положительные структурные элементы областей сводовых поднятий, не зафиксированные осадочным чехлом. Суждение о них основано на анализе осадочных формаций в смежных прогибах и на аналогиях с современными морфоструктурами. Исходя из этого, можно полагать, что каждой группе впадин соответствовали родственные по характеру деформаций фундамента поднятия. Впадины первой группы сопряжены с пологими сводами, примерами которых являются Анабарский и Путоранский. Они имеют удлиненную, реже изометричную форму шириной 200—300 км и более. Их ориентировка и границы иногда связаны с разломами, но роль разрывов в формировании самой структуры практически почти не проявляется.

Впадины второй и третьей групп сочетаются с горст-антиклинальными и горстовыми поднятиями. Границы поднятий и соотношение их структурных элементов определяются разломами, расчленяющими их на более мелкие блоки. Примерами горст-антиклинальных поднятий, сопряженных с впадинами второй группы, могут служить Западно-Саянское и Кузнецко-Алатауское. Их длина составляет несколько сотен километров, ширина редко превышает 150—200 км. Роль блоковых движений в их образовании подтверждается аналогией с одноименными неоген-четвертичными формами. Еще меньшие поперечные размеры, часто всего 100 км и менее, при значительной протяженности имеют горстовые поднятия, разделяющие рифтовые впадины Забайкалья и Восточного Зауралья.

Таким образом, структурные особенности областей сводовых поднятий в значительной мере определяются частотой сети активно развивающихся разломов. Движения по ним причинно связаны с напряжениями, возникающими в земной коре при сводовых изгибах, а их положение в пространстве обусловлено исходными чертами строения фундамента и носит унаследованный характер.

Морфология структурных элементов областей сводовых поднятий позволяет наметить три основных типа деформаций: а) деформации, не выходящие за пределы пластических изгибов и обусловленные вертикаль-

ными движениями небольшой амплитуды или небольших градиентов; б) деформации, в процессе которых пластические изгибы фундамента перерастают дифференцированные движения блоков; они также обусловлены вертикальными движениями, но большей амплитуды или больших градиентов; в осадочных толщах впадин движения блоков основания приводят к различным формам штамповых складок; в) деформации, обусловленные тангенциальными движениями. Они представлены системами надвигов (сдвигов) и линейных постседиментационных складок в осадочных толщах и наиболее четко проявляются вдоль дизъюнктивных ограниченных впадин второй и третьей групп и разломов, отделяющих области сводовых поднятий от смежных шельфовых прогибов.

Можно наметить следующие основные типы сводовых областей Сибири, отличающиеся по морфологии положительных и отрицательных структур, составу формаций и проявлениям магматизма.

Первый тип — центральносибирский — характеризуется преобладанием пологих «волнообразных» изгибов консолидированной коры при незначительной роли разрывных нарушений. Последние разграничивают крупные блоки, но не оказывают заметного влияния на их структуру. Обширные и пологие сводовые поднятия могут быть разделены широкими и плоскими впадинами первой группы. Состав формаций определяется в основном климатическими условиями, в зависимости от которых развиваются полимиктовые или каолиновые формации, парагенетически связанные с продуктами выветривания, формирующимися на сводах. Магматические формации обычно отсутствуют.

Этот тип характерен для Центрально-Сибирской области в течение всего мезозойского этапа. Но он же присущ Уральской области с конца средней юры и Забайкалью с позднего мела, т. е. он завершает развитие большинства сводовых поднятий Сибири и предшествует новому кайнозойскому этапу.

В областях второго типа — алтае-сааянского — на фоне сводовых изгибов морфоструктурное значение приобретают системы дифференцированно перемещавшихся блоков. Их дизъюнктивные границы в основных чертах унаследованы от тектонического плана, созданного в геосинклинальную стадию. Унаследовано от орогенного этапа и соотношение движений между крупными блоками. Среди отрицательных структур наиболее характерны впадины второй группы, менее распространены и носят зачаточный характер впадины третьей группы. Они выполнены осадочными формациями типа моласс с преобладанием полимиктовых угленосных толщ. Вулканогенные формации не встречаются или занимают сугубо подчиненное положение. Интрузивная деятельность отсутствует или выражена малыми интрузиями, дайками и гидротермальными проявлениями. Широко распространена конседиментационная складчатость в осадочных толщах и последующее наложение надвигов и линейных приразломных складок.

Примером сводовых областей второго типа служит Алтае-Саянская область в ранней и средней юре и Казахская область (за пределами Тургай) в позднем триасе, ранней и средней юре. Структура областей этого типа обусловлена не только определенной активностью тектопического процесса, но и особенностями строения средне-верхнепалеозойского субстрата, предопределившими широкое образование впадин второй группы.

Третий тип — забайкальский. В нем еще в большей мере проявляются коробление и дифференцированные блоковые движения. Возрастает частота активно развивающихся разломов, ограничивающих горстовые и горст-антиклинальные поднятия и цепочки рифтовых долин. Формации выполняющие впадины, представлены мощными серпями эффузивных и пирокластических пород. Они чередуются с угленосной молассоидной формацией или перекрываются ею на более поздних этапах развития.

Вулканогенные формации располагаются не только во впадинах, но и вдоль склонов и осевых частей горст-антиклинальных поднятий. Проявление вулканизма сопровождается образованием дифференцированных, преимущественно кислых, субвулканических интрузий щелочного и субщелочного состава.

Широко проявляется как конседиментационная штамповая, так и постседиментационная, в том числе линейная, складчатость. Последняя связана с тангенциальными движениями, приводящими к преобразованию рифтовых впадин в рампы; это явление характерно и для областей алтае-сайанского типа. Примером сводовых областей третьего типа являются Яблоново-Становая область с триаса до второй половины раннего мела и Уральская область (Тургайский свод) в триасе и раннем лейасе. Близко к этому типу развитие Таймырской области с середины раннего триаса и до альб-сеномана включительно. Она отличается кратковременным вулканизмом, меньшей амплитудой поднятий, меньшей мощностью отложений в послетриасовых впадинах. Возможно, что ее целесообразно выделить в особый тип сводовых областей, отражающий характерные черты развития центральносибирской части Арктического сегмента земной коры.

Таким образом, типы сводовых областей могут рассматриваться и как стадии их развития. Они выражают динамику тектонического процесса и различную, часто разновременную реакцию консолидированных частей земной коры на создающиеся в ней напряжения. Каждый тип характеризуется определенным набором геологических формаций и присущих им набором эндогенных и экзогенных полезных ископаемых.

## **СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН И ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРИ В МЕЗОЗОЕ**

1. Стратиграфическая последовательность латеральных рядов формаций областей сводовых поднятий и плит позволяет подразделить мезозойский тектонический этап на две части. Активными движениями в течение первого подэтапа обусловлено образование грубообломочных угленосных и вулканогенных молассоид в областях сводовых поднятий и полимиктовых, часто угленосных формаций на плитах. Второй подэтап характеризуется ослаблением движений и образованием в сводовых областях кор выветривания и каолиновой формации. На плитах, наряду с последней, господствующее положение приобретают глауконитовые песчано-глинистые и глауконитово-кремнистые формации. Наступление второго подэтапа происходит неодновременно, отражая различие в развитии западных и восточных областей Сибири, — во второй половине — конце средней юры в Уральско-Новоземельской и Казахской областях и в западной части Западно-Сибирской плиты и только в конце раннего мела в Яблоново-Становой области и на Лено-Алданской плите.

2. Латеральные ряды формаций и их чередование во времени отражают цикличность тектонического процесса. При одновременной смене первого подэтапа вторым границы между сквозными латеральными рядами, несмотря на некоторое возрастное скольжение, тяготеют к одним и тем же стратиграфическим уровням. Сосуществование в одном латеральном ряду «взаимоисключающих» формаций (каолиновые и грубообломочные молассоидные) свидетельствуют о том, что внутри одного цикла энергия тектонических процессов различна в разных областях.

3. Границы между латеральными рядами формаций, несмотря на стратиграфические и угловые несогласия, не могут отождествляться с фазами складчатости. При двухслойной модели земной коры, состоящей во внегеосинклинальных областях из мощного гранитно-метаморфического и маломощного осадочного (пластического) слоев, роль тангенциальных

напряжений в формировании рельефа невелика. Превалирующее морфо-структурное значение имеют вертикальные движения — поднятия сводовых областей и опускания плит. Разнонаправленные движения более мелких блоков определяют дальнейшее соотношение структурных элементов от сводов и впадин до отдельных конседиментационных штамповых складок включительно. Таким образом, объяснение особенностей мезозойской структуры Сибири не требует привлечения механизма непрерывно действующих горизонтальных движений того или иного масштаба. Образование конседиментационных складок как в породах, выполняющих впадины сводовых областей, так и в чехле плит обусловлено главным образом контрастными вертикальными движениями блоков основания.

4. Не все формы складчатых и разрывных дислокаций могут быть выведены из вертикальных движений. Лишь тангенциальным сдавливанием и горизонтальным перемещением масс объяснимо преобразование впадин в рампы и формирование надвигов и систем линейных складок вдоль окраин плит. Для большинства впадин этот процесс в пределах мезозойского этапа однофазен. После него погружение практически прекращается. Воздействие горизонтальных напряжений, приводящих к усложнению и перестройке структуры, но почти не оказывающих влияние на ход осадконакопления, следует считать кратковременными.

5. Время проявления тангенциальных напряжений в рассмотренных областях может быть установлено только в широких пределах — между завершением накопления молассоидных формаций и образованием каолиновой формации, не затронутой дислокациями мезозойского этапа. Если верхний возрастной предел более или менее постоянен, соответствуя альбскому или альб-сеноманскому веку, то нижний изменяется от лейаса и средней юры в Урало-Новоземельской и Казахской областях до конца неогена в Яблоново-Становой области. С широким проявлением тангенциальных движений в конце раннего — начале позднего мела, видимо, связаны образование надвигов и линейных складок по периферии Лено-Алданской плиты и Яблоново-Становой области, структурная перестройка Западно-Сибирской плиты, проявление горизонтальных напряжений в бортах впадин Алтае-Саянской области. Процессы растяжения и сжатия сменяют друг друга в отдельных областях, но сопряжены в разных сегментах земной коры. Усилившееся растяжение на Таймыре и вдоль границы Сибирской платформы с Лено-Енисейским прогибом (образование меловых впадин северного Таймыра, Попигаевского грабена и т. п.), а также в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе соответствует стадии пред-позднемелового сжатия в центральных и южных районах Сибири.

6. Расположение крупных тектонических областей Сибири подчинено двум направлениям: субширотному (Южно-Сибирский пояс сводовых поднятий, Таймырская область, Лено-Енисейский прогиб) и субмеридиональному (ограничения Западно-Сибирской плиты и границы ее внутренних зон, Центрально-Сибирское поднятие, Лено-Алданская плита). Эти направления отражают господствующую ориентировку сети разломов до-мезозойского заложения, разделяющих земную кору на систему различно развивавшихся блоков. Через разломы — наиболее консервативные элементы структуры — проявляется преемственность между палеозойскими, мезозойскими и последующими неоген-четвертичными структурными формами, хотя развитие каждого из блоков по знаку движений, амплитуде и ряду производных признаков может резко изменяться не только от этапа к этапу, но и внутри них. Поэтому унаследованность движений, т. е. прямое соответствие в развитии морфо-структур, принадлежащих различным этапам, является лишь частным случаем более общей унаследованности блокового строения земной коры, в основных чертах заложившегося в начале неогена, а может быть, и ранее.

При попытках установить типы земной коры за эталон могут приниматься области, которые в мезозойском и последующем неоген-четвер-

тичном этапах имели однотипное развитие (Южно-Сибирский пояс сводовых поднятий, Западно-Сибирская плита, триенисейская часть Центрально-Сибирской области).

Сравнение глубинных структур земной коры приводит к выводу, что образование крупных положительных изгибов, с которыми отождествляются сводовые поднятия, сопровождается разрастанием «гранитного слоя» и более четким его разграничением с «базальтовым слоем». В сводовую стадию продолжается процесс «гранитизации», начавшийся в орогенном этапе. Можно предполагать функциональную зависимость между изменением мощности и структуры земной коры и стадией развития сводовой области. Для крупных отрицательных изгибов (плит) характерно уменьшение мощности коры и «гранитного слоя» вплоть до возможного его исчезновения (Лунхинская впадина).

Отмечаемая аномально малая (по неполным данным) мощность коры в Таймырской области может быть связана: а) с ее последующим преобразованием, б) с особенностями развития, отличающими Таймыр от «нормальных» сводовых областей Южно-Сибирского пояса, в) с его положением вблизи границы с развивающимся Ледовитым океаном.

8. Существование ортогональной системы швов, разбивающих земную кору на ряд сегментов, и различия в их глубинном строении не объясняют дисимметрии мезозойской структуры Сибири. Ее причины следует искать в соотношениях с Тихоокеанским геосинклинальным поясом и в процессах, происходивших в его Яно-Колымской и Монголо-Охотской ветвях. В начале мезозойского этапа влияние процессов, происходивших в Тихоокеанском поясе, на прилегающие районы Сибири почти не ощущается. Идентичность структурных форм в ее западных и восточных частях подчеркивается близким составом формаций и одинаковой скоростью осадконакопления. Это же время (особенно средняя юра) характеризуется спокойным темпом слабо дифференцированного погружения в Яно-Колымской области и несколько более контрастными движениями в возродившихся после герцинской стабилизации геосинклинальных прогибах Монголо-Охотского пояса.

Существенное различие проявляется в позднеюрскую и раннемеловую (неоком) эпохи. Контрастным движением на Лено-Алданской плите и в Яблоново-Становой области противостоит спокойный темп погружения Западно-Сибирской плиты и начавшаяся нивелировка поднятий Урала и западных областей Южно-Сибирского пояса. В эти же эпохи в прилегающих частях Тихоокеанского пояса происходит преобразование геосинклиналей в орогенные поднятия, сливающиеся со смежными сводовыми структурами Сибири.

Таким образом, проявление энергии тектонического процесса в областях Сибири, прилегающих к Тихоокеанскому поясу, и в ее западных областях различны. В первом случае устанавливается нарастание энергии от конца триаса к неокому, во втором — ее ослабление. В то же время стадийность процесса, выражающаяся сменой латеральных рядов формаций, одинакова. В восточных областях каждая последующая стадия (вплоть до середины мела) активнее предыдущей, в западных областях Сибири наоборот. Причины этого следует искать не в воздействии геосинклиналей на ее «раму», а в горизонтальной неоднородности мантии и в различии протекавших в ней процессов.

9. В течение мезозойского тектонического этапа в Сибири и смежных районах Тихоокеанского пояса развиваются два крупных латеральных ряда геологических структур, отражающих противоположные тенденции в развитии земной коры:



*I. Области преимущественного опускания  
(отрицательных изгибов земной коры)*

Плиты 1-го типа (огражденные) → Плиты 2-го типа (неогражденные) → Эпикратонные геосинклинали → Ортогеосинклинали

*II. Области преимущественного поднятия  
(положительных изгибов земной коры)*

Сводовые поднятия 1-го типа (центральносибирского) → Сводовые поднятия 2-го типа (алтае-саянского) → Сводовые поднятия 3-го типа (забайкальского) → Орогенные сводовые поднятия

Каждый из типов связан взаимопереходами с ближайшими членами того или другого ряда и характеризуется определенной ассоциацией осадочных и магматических формаций, скоростью и степенью дифференцированности вертикальных движений, частотой активно развивающихся разломов, особенностями строения земной коры.

10. Изучение мезозойской тектоники внегеосинклинальных областей Сибири, в том числе парагенезов одновременно формировавшихся структур, дает широкие возможности для познания закономерностей эволюции земной коры. Попытка выявить их имеет непосредственное практическое значение для прогнозирования полезных ископаемых. Мезозойские шельфовые прогибы представляют собой единый ряд нефтегазоносных и угленосных провинций. Выделение сводовых структур, стадий и форм их проявления важны для оценки возможностей мезозойского эндогенного рудообразования, особенно в Алтае-Саянской, Казахской и Таймырской областях (так как для Забайкалья широкое развитие мезозойского оруденения давно известно). В этом отношении несомненный интерес представляют эпохи образования рифтов и глубоких межгорных впадин в областях сводовых поднятий 2-го и 3-го типов, которые сопровождалась внедрением магматических пород: от глубоко залегающих, не выявленных денудацией и часто лишь предполагаемых нами интрузивных тел до крупных вулкано-плутонов. Изучение магматических проявлений и металлогении мезозойских областей сводовых поднятий является одной из насущных и интересных задач. Ее решение возможно только в комплексе с тектоническими исследованиями.

Сложное и многообразное развитие палеозойских складчатых областей Сибири не укладывается в представление об их платформенном режиме. В мезозое тектоно-магматические процессы протекали не менее энергично, чем в последующий неоген-четвертичный этап, который часто рассматривается как время необычайно напряженной тектонической деятельности и эпиплатформенного орогенеза. В свете изложенных данных усиление тектонических процессов, вновь начавшееся в конце палеогена — начале неогена, представляется лишь одним из этапов активизации, неоднократно повторявшихся в необратимом ходе эволюции планеты.

## О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ В ДОКЕМБРИИ И РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Накопленные в последние десятилетия геологические материалы позволили ряду исследователей детально рассмотреть историю развития Верхояно-Чукотской складчатой области в верхнем палеозое и мезозое. В отличие от этого, для более ранних этапов формирования указанной территории имеются лишь весьма схематичные построения, и только отдельные ее районы, где древние отложения выведены на поверхность, охарактеризованы в этом отношении более детально (Богданов, 1963; Резанов, 1962, и др.).

Полученные в настоящее время данные по глубинному строению Восточной Якутии позволяют восполнить в определенной степени этот пробел и попытаться наметить основные черты тектонического развития западной части Верхояно-Чукотской складчатой области в докембрии и нижнем палеозое.

Учитывая степень изученности доверхнепалеозойских образований, мы рассмотрим два этапа развития, далеко не равнозначных по своей продолжительности и значимости: раннедокембрийский (археиды и древние протерозоиды) и позднедокембрийский — раннепалеозойский (байкалиды).

### РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП

К раннему докембрию относятся различные по возрасту, составу и условиям образования метаморфические комплексы, слагающие кристаллический фундамент области мезозоид Северо-Востока СССР и прилегающих к ней районов. Наиболее детально они изучены на востоке Сибирской платформы и в зоне Становика-Джугджура, где могут быть подразделены на три структурных комплекса. Нижний, архейский комплекс отвечает древним ядрам консолидации протоплатформы и включает суперкрупные образования иенгурской, тимптонской и джелтулинской серий Алданского щита и их аналогов, абсолютный возраст которых превышает 2500 млн. лет (Кицул, Ненашев, Нужнов, 1966; Судовиков и др., 1965). Второй комплекс согласно геохронологической шкале 1964 г. отвечает примерно нижнему протерозою (1900—2500 млн. лет) и охватывает складчатые сооружения олекминской, становой, борсалинской и других серий, обрамляющих древние ядра консолидации фундамента. К третьему среднепротерозойскому комплексу (1600—2000 млн. лет) относятся, несколько условно, различные по генезису, а возможно и возрасту, субплатформенные и геосинклинальные образования субганской, ярогинской, чульманской, удоканской и других серий, залегающие с резким несогласием на кристаллическом фундаменте и перекрываемые также несогласно отложениями рифея.



Алданском щите относятся тимптонская и джелтулинская, а на Анабарском массиве — верхнеанабарская, ломуйская и хапчанская серии.

Области распространения складчатых сооружений нижнего и верхнего структурных ярусов Алдано-Анабарского архейского мегантиклинория разделены зонами глубинных разломов (Якутский, Жиганский и др.), которые в пределах Алданского щита отчетливо трассируются по геологическим и геофизическим данным; под покровом осадочных отложений они выражены интенсивными линейными положительными аномалиями, а иногда находят то или иное отражение и в чехле.

Выходы архейд в отдельных глыбах имеются также в прилегающей с юга к платформе Джугджуро-Становой складчатой системе. На западе ее они сложены курультинской серией (Миронюк, 1966), в центральной части — серией Зверева (Дзевановский, 1963; Судовиков и др., 1965).

Более молодые нижнепротерозойские образования слагают три складчатых пояса субмеридионального и субширотного простираний. На юге архейды Алдано-Анабарского мегантиклинория срезаются по зоне древнего Станового разлома складчатой зоной Становика-Джугджура, сложившей на севере многоэпиклиналильным становым и на юге тукурингским эвгеосинклиналильным комплексами (Судовиков и др., 1965). На востоке архейское Алдано-Анабарское поднятие обрамляется субмеридиональной зоной нижнепротерозойской складчатости, отделенной от архейд Улганской, Мунской и Куонамской зонами глубинных разломов. На юге эта складчатая зона сложена батомгской серией, на севере, возможно, — пескольско более молодой (Виноградов и Красильщиков, 1963; Шпак, 1961).

Третий складчатый нижнепротерозойский пояс субширотного простирания намечается несколько проблематично в области Вилюйской синеклизы, Олекминской ветви Становика-Джугджура и, возможно, Патомского нагорья. Внутри него, как и в зоне Становика-Джугджура, имеются относительно приподнятые глыбы архейд (Сунтарская, Чарская).

Среднепротерозойские (дорифейские) субплатформенные отложения достоверно установлены только в крайней южной части платформы, в зоне ее сочленения с Джугджуро-Становой складчатой системой. Они выходят в ряде разрозненных прогибов (Улканского, Амуликанского, Давангра-Хугдинского и др.), ограниченных разломами, оперяющимися Становой краевой шов, и являются, по-видимому, останцами единого, в прошлом окраинного прогиба платформы.

Геосинклиналильные среднепротерозойские (по Л. И. Салопу нижнепротерозойские) отложения, представленные чуйской толщей, бульбухтинской свитой и их аналогами, широко распространены в Патомской складчатой зоне, где с резким несогласием перекрываются верхнепротерозойской (рифейской) тепторгинской серией. Отсюда, как полагают некоторые исследователи, в частности Л. И. Салоп (1964), зона развития этих отложений распространяется в пределы Палеовилюйского авлакогена, разделявшего Алданский и Тунгусско-Анабарский блоки нижнего протерозоя.

Строение дорифейского фундамента Верхояно-Чукотской складчатой области изучено значительно хуже. Однако имеющиеся в настоящее время геолого-геофизические данные позволяют, используя закономерности, выявленные для востока Сибирской платформы, попытаться хотя бы в самых общих чертах проследить распространение на этой территории докембрийских метаморфических образований (см. рис. 1).

Особенности строения и изменения интенсивности магнитного и гравиметрического полей в самом общем виде отражают, прежде всего, наличие в области мезозоид Северо-Востока СССР трех крупных блоков земной коры: относительно стабильного Колымо-Индибирского и более подвижных Верхояно-Колымского и Анюйско-Чукотского (Мокшанцев и др., 1964).

Колымо-Индибирская стабильная область, включающая Тайгоносский,

Омолонский, Колымский и другие массивы, является наиболее высоко поднятым сегментом земной коры Верхояно-Чукотской складчатой области и на большей части характеризуется резко аномальным магнитным и слабо положительным гравитационным полями. В ее пределах сосредоточены все основные выходы архейских и протерозойских пород. Нерасчлененные архейские образования распространены на Омолонском и Тайгосском массивах (Тильман, 1962; Николаев, 1963). Они представлены различными гнейсами и амфиболитами и прорывающими их интрузиями аляскитовых гранитов и пегматитов. Архейские образования смяты в сложные складки от северо-восточного простирания до меридионального.

Нижнепротерозойские образования описаны Б. В. Пепеляевым (1959) на Приколымском горст-антиклинории, а также В. Н. Войцеховским и Д. С. Сороковым (1957) в пределах Котельническо-Ляховской антиклинальной зоны (о-в Большой Ляховский). В первом районе нижний протерозой представлен парагнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, которые прорваны гранито-гнейсами. На о-ве Большом Ляховском нижнепротерозойские толщи сложены главным образом гнейсовидными кристаллическими сланцами.

За пределами Колымо-Индигирского блока архейские образования установлены достоверно только на Охотском массиве. Они слагают здесь крупный Кухтуйский блок, а также выходят в Верхне-Майском поднятии. Г. А. Гринберг (1965), детально изучавший в последние годы этот район, считает, что по особенностям строения разреза, составу пород и условиям их регионального метаморфизма метаморфический комплекс Охотского массива сходен с археем южной части Алданского щита.

На Колымском массиве выходы нижнего докембрия отсутствуют, однако геофизические данные показывают, что фундамент на большей его части залегает на относительно небольшой глубине (1—3 км) и состоит из разновозрастных складчатых сооружений. Центральной части массива (рис. 2) отвечает резко выраженное знакопеременное магнитное поле, полосовые аномалии которого имеют в общем северо-восточное простирание и образуют кольцевую структуру типа нуклеарных ядер Е. В. Павловского (1964) или ядер роста материков В. И. Попова (1962). В краевых частях массива, особенно на северо-востоке за Средне-Алазейским глубинным разломом и на юго-западе, уровень магнитного поля резко понижается, а аномалии приобретают преобладающее северо-западное простирание и срезают по зонам разломов аномалии центральной части массива.

Приведенные данные показывают, что в фундаменте Колымского массива имеются два комплекса кристаллических нижнедокембрийских образований, резко отличных по своим магнитным свойствам, причем, судя по срезанию интенсивных положительных аномалий северо-восточного простирания слабоположительными аномалиями северо-западного направления, первые приурочены к более древнему комплексу, чем вторые. По аналогии с Сибирской платформой можно высказать предположение, что первый комплекс имеет архейский возраст, а второй — ниже-среднепротерозойский.

Близкие соотношения между характером магнитного поля и строением фундамента наблюдаются и на других участках, где фундамент залегает относительно неглубоко:

Омолонский архейский массив, где кристаллические образования выведены на поверхность, описан в литературе достаточно подробно (Тильман, 1962; Мокшанцев и др., 1964). Следует лишь добавить, что, судя по данным аэромагнитной съемки, западная граница его древнего архейского ядра проходит за пределами современного массива и должна проводиться по Коркодоно-Наяханскому глубинному разлому.

Хромский архейский массив на основании данных аэромагнитной съемки выделяется в несколько иных границах, чем отвечающий ему погребенный массив мезозой (Мокшанцев и др., 1964). Юго-западная

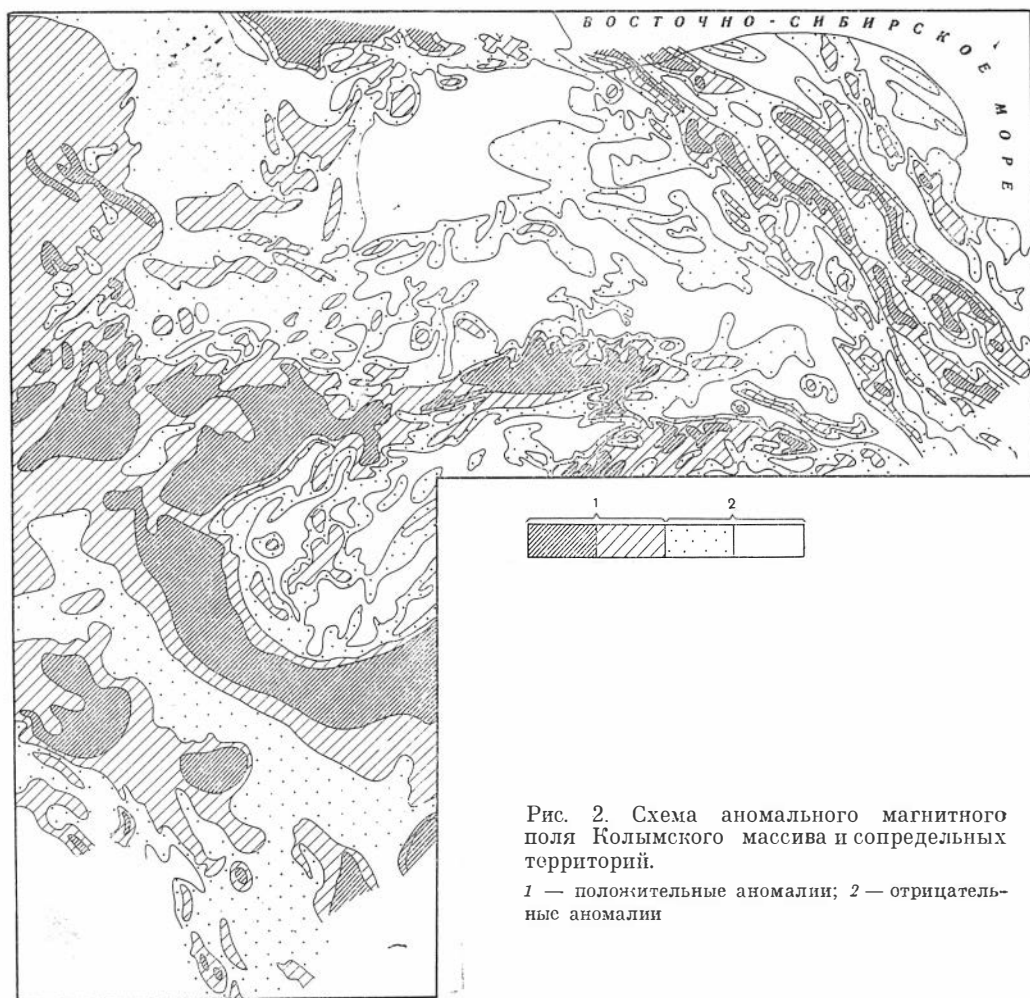


Рис. 2. Схема аномального магнитного поля Колымского массива и сопредельных территорий.

1 — положительные аномалии; 2 — отрицательные аномалии

граница его по резкой смене интенсивности и характера аномального магнитного поля четко трассируется от побережья Восточно-Сибирского моря восточнее п-ова Святой Нос на юго-восток, через бассейны среднего течения рек Хромы и Берелеха, где она изгибается в восток-северо-восточном направлении и протягивается севернее пос. Чокурдах к устью р. Шандрины. Магнитное поле массива в целом имеет положительные значения и отличается очень резкой дифференциацией, возникшей, по-видимому, частично за счет наложения магнитных аномалий, связанных с кайнозойскими базальтами. В структуре фундамента массива преобладают породы, обладающие, судя по аэромагнитным данным, северо-западными и субмеридиональными простираниями.

Магнитное поле Охотского массива, где архейские образования, как уже отмечалось выше, выведены на поверхность в двух блоках, характеризуется, как и на других массивах Северо-Востока СССР, наличием широких аномальных зон субмеридионального простирания с резкими знакопеременными линейными аномалиями, интенсивность которых нередко достигает 1000—2000 *гамм* (Шапошникова, 1962). Общий фон поля положительный (от 200 до 600 *гамм*), в то время как общий фон магнитного поля прилегающих районов даже с относительно неглубоким залеганием фундамента резко отрицательный (— 150, — 200 *гамм*).

О приуроченности Охотского массива к древнему архейскому ядру консолидации свидетельствуют данные Г. А. Гринберга (1965). Сопоставляя соотношения архейд и нижнепротерозойских складчатых сооружений для Алданского щита и Охотского массива, он приходит к выводу, что область развития охотского комплекса, как и алданского, со всех сторон обрамляется становой серией и ее аналогами.

Таким образом, нижнепротерозойские складчатые сооружения, разделяющие древние архейские ядра консолидации, характеризуются повсеместно на Востоке Якутии, как и в ее платформенной части, слабо-аномальным отрицательным магнитным полем. Полностью судить об их распространении в западной части Верхояно-Чукотской области мы не можем, поскольку в Яно-Индибирской синклинали зоне фундамент погружен на очень большую глубину и неоднородности его строения не находят практически отражения в магнитном поле. Однако в целом можно полагать, что протерозойды образуют здесь, как и на востоке платформы, несколько взаимопересекающих складчатых поясов, обрамляющих более древние блоки, сложенные археем.

Один из наиболее крупных складчатых поясов восток-северо-восточного простирания намечается между архейскими ядрами Колымского и Хромского массивов. Он связан с Вилюйско-Полуосной системой сквозных разломов и включает область Полуосного мегасинклинория, Полуосного горст-антиклинория и северной части Колымского массива. Не исключена возможность, что этот складчатый пояс, пересекая Яно-Индибирскую синклиналию зону, соединяется с Олекмо-Вилюйским поясом протерозойд. Об этом свидетельствует приуроченность их к единой системе древних глубинных разломов, а также наличие в пределах Яно-Индибирской зоны в бассейне верхнего течения р. Яны распылчатых, слабо выраженных магнитных аномалий субшпротного простирания.

Вторая, несравненно менее крупная зона ниже-среднепротерозойской складчатости северо-восточного простирания четко намечается между архейскими ядрами Колымского и Омолонского массивов, примерно в области Приколымского горст-антиклинория, в своде которого протерозойды в крупном блоке выведены на поверхность.

Остальные пояса протерозойд имеют северо-западное простирание. Два из них ограничивают с северо-востока и юго-запада ядро Индибирско-Колымского стабильного блока, третий, как уже отмечалось, отделяет Охотский блок архейд от древнего ядра Алданского щита.

Приведенные данные о распространении на территории Якутии нижнедокембрийских образований позволяют высказать некоторые соображения о ходе геологических событий этого времени.

Наиболее полный разрез глубоко метаморфизованных архейских образований, объединяемых в алданский комплекс, вскрыт в центральной части Алданского щита. Они представлены очень мощными (до 15—18 км каждый) пенгрским и тимптоно-джелтулинским структурно-фациальными комплексами, разделенными, по мнению некоторых исследователей, крупным перерывом и несогласием, что позволяет выделить внутри архея две большие эпохи диастрофизма (Фрумкин, 1961; Дзевановский, 1963; Судовиков и др., 1965; Мокшанцев и др., 1964). В других регионах представлена только верхняя часть архея, примерно синхронная тимптоно-джелтулинскому комплексу (Анабарский массив), или распространены метаморфические толщи, точное сопоставление которых с отдельными частями алданского архея практически невозможно (зона Становика-Джугджура, Охотский массив и т. д.).

Некоторые характерные особенности формационного состава архейских отложений, выдержанность их фациального облика на огромных территориях, непрерывность осадконакопления на протяжении почти грандиозных промежутков геологического времени, измеряемых многими сотнями миллионов лет, а также интенсивное и весьма широко распростра-

ненное по площади проявление процессов магматизма и высокотемпературного регионального метаморфизма свидетельствуют, как это отмечалось уже рядом исследователей (Фролова, 1962; Павловский, 1964, и др.), о накоплении их в широких, тектонически слабо дифференцированных протогеосинклинальных прогибах, соизмеримых с целыми геосинклинальными областями неогей. Следует при этом подчеркнуть, что огромные мощности архейских образований говорят, как это правильно отмечает А. М. Лейтес (1965, стр. 73), «не столько об интенсивности процесса прогибания, сколько о его большой длительности».

На границе архея и протерозоя (около 2500—2600 млн. лет) в результате проявления интенсивных процессов складчатости, гранитизации и регионального глубинного метаморфизма на территории Якутии возникли огромные по размерам ядра консолидации, или, по В. Е. Павловскому, протоплатформы, reagировавшие на последующие тектонические движения как относительно жесткие консолидированные глыбы земной коры. Одно из таких ядер (Алдан-Анабарское) четко намечается на востоке Сибирской платформы. Второе, возможно, сформировалось на месте Индигиро-Колымского стабильного блока, на западе Верхояно-Чукотской складчатой области. Наконец, не исключена возможность, что такого типа жесткий архейский массив существовал и в центральной части Верхояно-Колымской складчатой системы на месте Охотско-Адычанского поднятия. Последнее, как показано в ряде работ (Мокшанцев и др., 1964), представляет единую структурно-фациальную зону, существовавшую еще в докембрии, и, возможно, целиком сложено археем, как мы это видим на примере входящего в его состав Охотского массива.

Начало нижне-среднепротерозойского этапа характеризуется на территории Якутии интенсивным раздроблением сформировавшихся структур и местами, возможно, их полной переработкой. По зонам древних и вновь возникших глубинных разломов в это время закладывается система субширотных и субмеридиональных геосинклинальных прогибов, нередко пересекающих структуры архейд вкрест их простирания.

Нижнепротерозойские геосинклинальные прогибы, в отличие от архейских, имели четко выраженные линейные очертания и по ряду особенностей своего строения и развития приближались к аналогичным структурам неогей. Наиболее отчетливо это видно на примере Джугджуро-Становой геосинклинальной системы. В составе ее отчетливо выделяются внутренняя и внешняя структурно-фациальные зоны, разделяющиеся Джелтулакской зоной глубинных разломов (Судовиков и др., 1965).

Во внешней зоне Становика-Джугджюра в нижнем протерозое сформировалась мощная песчано-сланцевая формация миогеосинклинального типа, а во внутренней зоне наблюдается закономерная смена вверх по разрезу диабазовой формации, эффузивно-осадочной и выше — аспидной, что свидетельствует об эвгеосинклинальном характере этой зоны.

В Олекминской зоне, так же как во внешней зоне Джугджуро-Становой геосинклинали, накапливались в основном глинисто-песчаные, в верхней части тонкослоистые флишеидные отложения олекминской серии, содержащие в низах разреза карбонатные и мергелистые слои (Миرونюк, 1966). Подобные условия существовали, видимо, и при накоплении осадков батомгской серии на востоке Алданского щита (Казмин и др., 1962) и эйекитской серии на востоке Анабарской антеклизы (Виноградов и Красильщиков, 1963).

В заключительный (позднегеосинклинальный) этап нижнепротерозойского тектоно-магматического цикла на западе Алданского щита, в пределах Олекминской зоны происходило формирование узких, по-видимому, приразломных линейных синклиналей, в которых накапливались вулканогенно-терригенные, местами кремнисто-железистые и затем терригенные



отложения борсалинской серии суммарной мощностью до 4—5 км (Миронюк, 1966; Петров, 1966). К этому же времени, по мнению В. И. Кицула и К. А. Лазебник (1966), относится формирование в узкой, но протяженной грабен-синклинали унгринской осадочно-вулканогенной серии на юге Алданского щита (абсолютный возраст 1900—2130 млн. лет) и, возможно, других позднегеосинклинальных толщ в зоне Становика-Джугджура и на Алданском щите.

О составе нижнепротерозойских отложений Восточной Якутии мы можем судить главным образом по Прикольемскому поднятию, где они представлены в нижней части глубоко метаморфизованными вулканогенно-осадочными, а в верхней, главным образом, терригенными породами, прорванными гранитоидами, превращенными в гранито-гнейсы, а также дайками гранит-порфиров, жилами пегматитов и кварца (Николаев, 1963; Пепеляев, 1959). Аналогичный состав, по данным А. А. Николаева, имеют протерозойские образования и в других районах Северо-Востока СССР за пределами характеризуемой территории.

С завершением нижнепротерозойского (олекмо-станового) тектоно-магматического цикла связано образование интенсивно гранитизированного гетерогенного кристаллического фундамента грандиозной по размерам протоплатформы, которая включала не только современную Сибирскую платформу, но и прилегающие к ней с востока и юга территории Северо-Востока СССР и Восточной Сибири (Восточно-Азиатский кратон по Косыгицу и др., 1962). Эта протоплатформенная структура обладала, однако, еще весьма значительной подвижностью и проницаемостью для магматических расплавов и на протяжении длительного геологического времени, включающего средний и, частично, верхний протерозой, переживала орогенную стадию развития.

Об особенностях формирования характеризуемой территории в среднем протерозое мы можем судить главным образом на основании материалов по Южной Якутии. Резкое несогласное залегание уянской, субганской и других синхронных им серий на нижнепротерозойских и архейских глубоко метаморфизованных образованиях фундамента, наличие в их основании базальных песчано-конгломератовых пачек и относительно невысокая степень метаморфизма пород свидетельствуют о длительном посленижнепротерозойском перерыве, с которым связана эпоха воздымания и раздробления Восточно-Сибирского кратона по зонам глубинных разломов. С одной стороны, это привело к интенсивным проявлениям магматизма, способствовавшего дальнейшей консолидации фундамента, а с другой — к образованию ряда относительно нешироких грабенообразных приразломных прогибов, в которых и происходило в последующем накопление осадков среднего протерозоя.

Эти прогибы наиболее интенсивно развивались в краевой части платформы, на границе ее со Становым поднятием, к югу от которого формировался тукурвингрский геосинклинальный комплекс, включающий джелтулакскую и янканскую серии, первая из которых, по мнению Н. Г. Судовикова и др. (1965), включает формации, характерные для внешних, а вторая — для внутренних структурно-фациальных зон ортогеосинклиналей.

Точная корреляция отложений, относимых нами вслед за С. В. Нужновым к среднему протерозою, в настоящее время еще крайне затруднена, однако в целом они все обладают рядом сходных черт, свидетельствующих о накоплении осадков в сходных условиях и примерно в одно геологическое время.

С формированием охарактеризованных среднепротерозойских прогибов связаны довольно интенсивные проявления интрузивного магматизма — от ранних малых интрузий основного и ультраосновного состава до крупных позднеорогенных гранитоидных интрузий, прорывающих удоканскую, субганскую, чульманскую и, частично, уянскую серии.

Близкие по характеру прогибы, возможно, существовали в среднепротерозойскую эпоху и в других районах Якутии, в частности в Вилюйском авлакогене и в зонах развития нижнепротерозойских складчатых сооружений Восточной Якутии, однако этот вопрос требует специального изучения, поскольку точная датировка возраста метаморфических толщ Северо-Востока СССР в настоящее время большей частью еще невозможна.

Вместе с тем современные данные убедительно показывают, что среднепротерозойский этап на большей части Сибирской платформы и смежных с ней регионов был временем длительного (до 300—400 млн. лет) воздымания и перерыва в осадконакоплении, в связи с чем верхнепротерозойские (рифейские) отложения почти повсюду, за очень редким исключением, ложатся непосредственно на кристаллический фундамент. Это видно на примере Анабарского и Оленекского поднятий, большей части Анабарской антеклизы, Сунтарского поднятия и т. д.

В целом можно сделать вывод, что нижнедокембрийский этап знаменуется на характеризующейся территории формированием консолидированного кристаллического фундамента протоплатформы и началом орогенного развития последней.

### **БАЙКАЛЬСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ**

Байкальский тектоно-магматический цикл охватывает верхний протерозой (рифей и венд) и нижний — средний кембрий. По своей длительности (около 1000 млн. лет) он далеко превосходит более молодые циклы складчатости. В составе байкальского цикла могут быть выделены минимум три крупные фазы: раннерифейская, средне-верхнерифейская и вендско-среднекембрийская. Первая из них на Сибирской платформе отвечает еще орогенной стадии ее развития, а в некоторых геосинклинальных областях, например в Байкало-Патомской, может быть выделена в самостоятельный цикл складчатости, однако относительно невысокая степень изученности рифейских отложений и их небольшая обнаженность на большей части территории Якутии заставили авторов ограничиться построением двух палеотектонических схем, первая из которых включает весь рифей, а вторая венд, нижний и средний кембрий (рис. 3).

С началом рифея на характеризующейся территории связана крупная тектоническая перестройка сформировавшейся в предыдущий этап протоплатформы. Это выразилось прежде всего в резком обособлении современной Сибирской платформы, которая по ряду особенностей своего строения и развития уже в позднем докембрии резко отличалась от прилегающих складчатых областей.

На востоке Сибирской платформы в рифее, как и в нижнем — среднем протерозое, четко обособляются два крупных блока земной коры — Тунгусско-Анабарский и Алданский, разделенные Палеовилюйским авлакогеном.

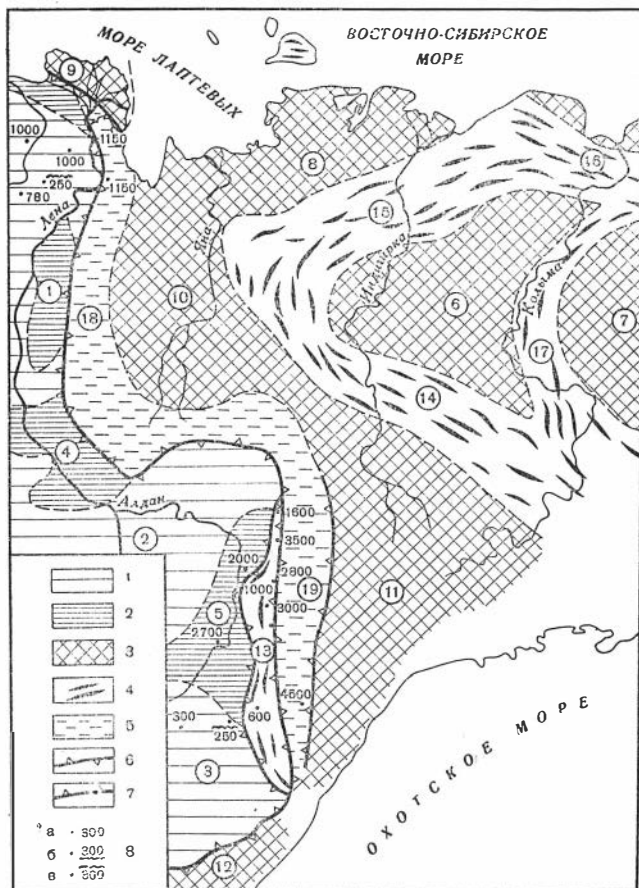
В западной части Верхояно-Чукотской складчатой области для рифейского времени намечается определенная унаследованность структурного плана от более древнего нижне-среднепротерозойского этапа развития. Раннедокембрийские ядра консолидации в это время полностью или частично превращаются в срединные жесткие массивы и геоантиклиналы, на месте складчатых систем нижнего — среднего протерозоя закладываются геосинклинальные прогибы.

Срединные массивы и геоантиклиналы рифея четко группируются в две крупные системы северо-западного простирания — Колымо-Индигирскую и Охотско-Адычанскую. Первая из них включала Омолонский, Колымский и Хромско-Шелонский массивы, разделявшиеся Приколымским и Полоусным поперечными многогеосинклинальными прогибами; вторая система, выделяемая в определенной степени условно, имела, по-видимому, геоантиклинальный характер и состояла из Охотского массива, Эльгинской и Адычанской геоантиклиналей.

Рис. 3. Палеотектоническая схема ванда — среднего кембрия.

Сибирская платформа: 1 — области умеренного прогибания; 2 — области интенсивного прогибания. Геосинклинальные области: 3 — чередование областей поднятия и опускания на срединных массивах и геосинклиналях; 4 — зоны байкальской складчатости; 5 — остаточные геосинклинальные прогибы. Прочие обозначения: 6 — краевые швы; 7 — крупные разломы; 8 — мощности отложений (а — полные, б — с неизвестной мощностью нижней части разреза, в — с неизвестной мощностью верхней части разреза).

Цифры на схеме: Сибирская платформа. Слововые поднятия: 1 — Мунское; 2 — Якутское; 3 — Омнинское. Впадины: 4 — Вилуйская, 5 — Алдано-Майская. Геосинклинальные области. Срединные массивы и геосинклинальные поднятия: 6 — Колымский; 7 — Омолонский; 8 — Хромско-Шелонский; 9 — море Лаптевых; 10 — Адычанское; 11 — Охотско-Эльгинское; 12 — Становое. Складчатые зоны: 13 — Юдомо-Майская; 14 — Тас-Хаяхтагская; 15 — Полоусная; 16 — Ляховско-Олойская; 17 — Приколымская. Остаточные миогеосинклинальные прогибы: 18 — Западно-Верхоянский; 19 — Юдомо-Майский



Строение и развитие геосинклинальных прогибов Верхояно-Чукотской области характеризовалось в рифее некоторыми специфическими чертами, но в целом здесь, так же как в молодых геосинклинальных областях, четко намечается различие между внутренними и внешними геосинклинальными прогибами. Во внешней части геосинклинальной области в это время формируются Западно-Верхоянский и Юдомо-Майский миогеосинклинальные прогибы, во внутренней части — Тас-Хаяхтагский и Ляховско-Олойский прогибы, обладавшие некоторыми чертами эвгеосинклиналей.

О развитии в позднем докембрии и раннем палеозое Западно-Верхоянского прогиба имеются весьма ограниченные данные, основанные главным образом на изучении отложений этого возраста в Северном Верхоянье, в хр. Туора-Сис. В рифее здесь существовал, по-видимому, широкий, но относительно неглубокий прогиб, выполнявшийся главным образом карбонатными отложениями, близкими по своему формационному составу к платформенным (Виноградов, 1965).

Нижняя часть рифея в Северном Верхоянье не вскрыта, однако и видимая его мощность (до 2—3 км по Леонову и др., 1965) здесь значительно превышает суммарную мощность рифея прилегающего с запада Оленекского поднятия. Можно при этом полагать, что в центральной части Западно-Верхоянского прогиба мощность рифея возрастает еще более, поскольку здесь по геофизическим данным фиксируется трог глубиной до 16—18 км, из которых на сохранившуюся от размыва часть верхоянского комплекса приходится не более 2—3 км.

В ванде, возможно после небольшого перерыва, в Северном Верхоянье продолжали накапливаться глинистые известняки, доломиты, аргиллиты и,

в меньшей степени, косослоистые песчаники суммарной мощностью до 450 м. Более существенный перерыв в осадконакоплении отмечается на границе венда и нижнего кембрия, в связи с чем алданский ярус начинается в Северном Верхоянье мелководными конгломератово-песчаными отложениями кесюсинской свиты, мощность которой, однако, не превышает нескольких десятков метров.

В нижнем и среднем кембрии на территории Западного и Северного Верхоянья существовал субплатформенный остаточный прогиб, в котором накапливались почти исключительно карбонатные, в нижней части пестроцветные отложения нижнего и среднего отделов кембрия мощностью до 400—500 м.

Несогласие между нижним и средним кембрием в хр. Туора-Сис не фиксируется, однако можно все же полагать, что к этому времени здесь приурочен перерыв в осадконакоплении, поскольку ленский ярус представлен на крыльях Булкурской и Чекуровской антиклиналей известняками и известняжковыми конгломератами ничтожной (15—20 м) мощности.

Строение и история развития в позднем докембрии и раннем палеозое Юдомо-Майского прогиба изучены значительно более детально (Нужнов и Ярмолюк, 1959; Нужнов, 1964; Беэр, 1965, и др.). Здесь намечаются четыре этапа развития, в основу выделения которых положена смена тектонических планов, наличие перерывов в осадконакоплении, складчатые и магматические процессы (рис. 3, 4).

В среднепротерозойский этап на месте Юдомо-Майской геосинклинали, как и на востоке Сибирской платформы, вдоль глубинных разломов заложилась шовная прогибы. К их числу относится, в частности, Билякчанский прогиб, сформировавшийся вдоль одноименного разлома. В пределах его происходило накопление эффузивно-осадочной толщи мощностью до 3000 м, прорванной интрузиями основного и кислого состава (Беэр, 1965). Время заложения Билякчанского прогиба обосновывается тем, что в расположенном западнее на Алданской антеклизе Улканском прогибе аналогичные эффузивно-осадочные отложения имеют возраст 1600—1800 млн. лет (Тугаринов и др., 1965). Подобный прогиб, возможно, существовал и в северной части Юдомо-Майской геосинклинали.

Таким образом, мы предполагаем, что Юдомо-Майский прогиб, как в западной (Алдано-Майской), так и в восточной (Верхне-Майской) зонах заложился на шовных прогибах среднепротерозойского возраста.

Существенно терригенный состав среднепротерозойских отложений, насыщенность их интрузиями основного и кислого состава свидетельствуют о большой интенсивности тектонических движений в этот промежуток времени.

Второй этап, охватывающий весь рифей, может быть подразделен на два подэтапа: нижнерифейский и средне-верхнерифейский. В начале нижнего рифея происходит значительная структурная перестройка региона, связанная с заложением крупного геосинклинального прогиба. В прогибание в это время была вовлечена значительная территория, но максимальное опускание происходило восточнее Нелькано-Кыллахского краевого шва.

Например, в районе Омнинского поднятия, расположенного на восточном склоне Алданской антеклизы, мощность нижнего рифея не превышает 700 м (Нужнов, Ярмолюк, 1959); к востоку от краевого шва, в бассейне р. Белой, только вскрытая мощность нижнего рифея составляет, по данным Г. С. Гусева, не менее 1700 м; в среднем и верхнем течении р. Мап в это же время накопилось более 2300 м осадков нижнего рифея. В разрезе нижнего рифея выделяются две свиты: нижняя, гонамская, сложенная обычно песчаниками, кварцитами, алевролитами, часто с линзами конгломератов, и верхняя, омахтинская, сложенная чередующимися между собой доломитами и песчаниками. Состав отмеченных отложений свидетельству-

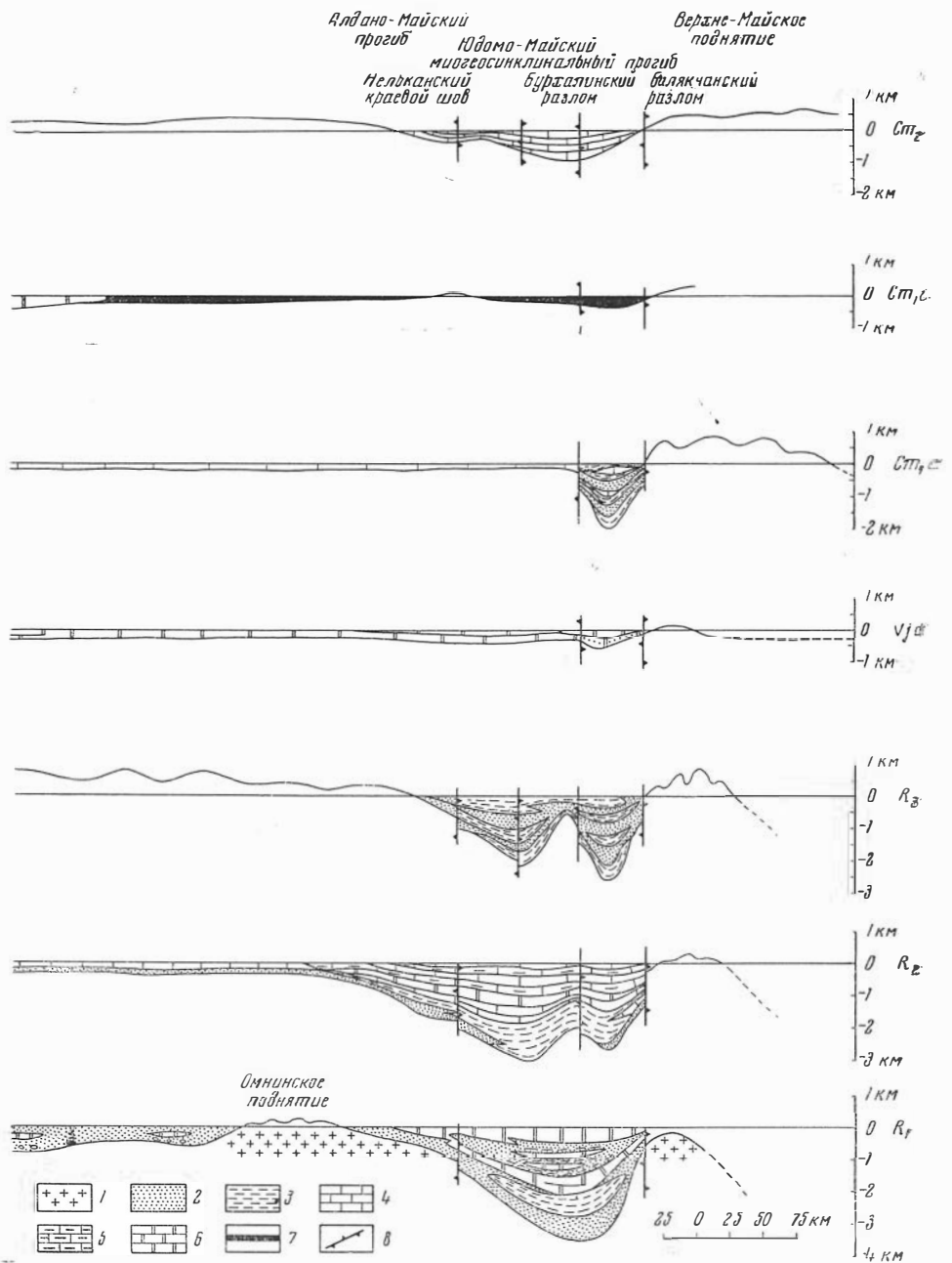


Рис. 4. Палеотектонические профили через южную часть Юдомо-Майской миогеосинклинали.

1 — выступы кристаллического основания; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — известняки; 5 — глинистые известняки; 6 — доломиты; 7 — битуминозные известняки и сланцы; 8 — глубинные разломы

ет о накоплении их в условиях резко дифференцированных тектонических движений при чередовании прогибов с геоморфологически выраженными поднятиями, служившими источниками сноса.

В конце нижнего рифея в северной части Юдомо-Майской геосинклинали отмечается перерыв в осадконакоплении и складчатость, которая выделяется в верхнеучурскую фазу (Мокшанцев и др., 1964). Наличие склад-

частости подтверждается угловым несогласием между нижним и средним рифеем в пределах Горностахской антиклинали, разница в углах падения достигает  $23^\circ$ .

Среднерифейское время отвечает в Юдомо-Майском прогибе максимуму трансгрессии и более стабильному состоянию бассейна, вследствие чего здесь накапливались в основном карбонатные отложения мощностью 2500—3000 м. При этом, начиная с ципандинского времени среднего рифея, на основании анализа мощностей можно уверенно говорить о распадении единого прогиба на западную и восточную ветвь, разделявшиеся Нетским и Горностахским антиклинальными поднятиями.

В верхнем рифе интенсивность и, главное, контрастность движений вновь возрастает. Очевидно, в значительной мере активизируются и области, служившие источниками сноса, вследствие чего в Юдомо-Майском прогибе начинают накапливаться существенно терригенные отложения мощностью 1000—3000 м. В это время становится более заметным рост Горностахской и Нетской антиклиналей, отчетливо наблюдается скачкообразное изменение мощностей по Нелькано-Кыллахскому краевому шву, Гувиндинскому и Челатскому взбросо-надвигам.

В конце верхнего рифея в результате поднятий и складчатости происходит замыкание западной ветви Юдомо-Майского миеосинклинального прогиба. Складчатость этого этапа фиксируется по несогласному налеганию юдомской свиты на разных горизонтах верхнего, а иногда и среднего рифея, а также по угловым несогласиям до  $10-20^\circ$  между юдомской свитой и подстилающими отложениями, установленными Г. С. Гусевым на р. Аллах-Юнь и Юдоме и В. А. Ян-Жин Шином на р. Белой. С концом верхнего рифея связана также магматическая деятельность. На прилегающей части Сибирской платформы в это время внедрялись ультраосновные щелочные интрузии центрального типа (Ингилийский массив и др). В пределах Юдомо-Майской складчато-глыбовой зоны формируются Горноозерная интрузия ультраосновного щелочного состава, а также мощные силлы и дайки основного состава, фиксируемые в рифее в Улахан-Бамской, Челатской и Горностахской антиклиналях (Беэр, 1965).

Заключительный этап байкальского цикла в Юдомо-Майской складчато-глыбовой зоне охватывает венд-средний кембрий. В этот момент наиболее отчетливо проявляется разница в развитии западной и восточной ветвей Юдомо-Майской зоны. Западная ветвь, располагавшаяся между Нелькано-Кыллахским краевым швом и Бурхалинским разломом, испытывала относительные поднятия, вследствие чего здесь наблюдается резко сокращенный разрез кембрия суммарной мощностью не более 1000 м. На востоке платформы к западу от Нелькано-Кыллахского шва, в среднем течении Алдана, в это время формируется глубокий (более 3000 м) Алдано-Майский прогиб, который может рассматриваться в качестве недоразвитого краевого прогиба байкалид. Отсутствие в нем типичных формаций краевых прогибов, очевидно, можно объяснить недостаточной контрастностью движений в пределах Юдомо-Майских байкалид.

Восточнее Бурхалинского разлома в венде — среднем кембрии происходили интенсивные нисходящие движения, унаследованные от рифейских. Зона прогибания была очень узкой и обрамлялась близко расположенными областями поднятия и размыва. К числу этих поднятий, вероятно, принадлежало в первую очередь Верхне-Майское поднятие. Об этом говорит хотя бы тот факт, что при движении в восточном направлении наблюдается сокращение мощностей пестроцветной свиты нижнего кембрия от 1500 м в центре прогиба до 350 м на его восточном борту, при одновременном погрублении кластического материала (Беэр, 1965).

В конце среднего кембрия происходит замыкание Юдомо-Майского прогиба и превращение большей его части в область относительного поднятия. Лишь южная часть восточной ветви остается в последующем в достаточной мере подвижной и испытывает относительное прогибание.

Однако небольшие мощности (менее 2000 м) среднего палеозоя, карбонатный состав слагающих его осадков, частые перерывы в осадконакоплении свидетельствуют о том, что и эта часть Юдомо-Майского прогиба не испытала геосинклинальной переработки.

Заложение Тас-Хаяхтахского прогиба связано с Индигиро-Колымской системой глубинных разломов. Этот прогиб протягивался вдоль юго-западной окраины Колымского массива и, возможно, продолжался на северо-запад, в бассейн нижнего течения р. Яны, где по данным аэромагнитной съемки фиксируется очень глубокое (до 18—20 км) погружение фундамента, лишь частично компенсируемое мощностью верхоянского комплекса. С запада этот прогиб, по-видимому, обрамлялся Охотско-Адычанской системой поднятий.

В юго-восточной части прогиба, на территории Момского горст-антиклиналя, верхний докембрий, по данным С. Г. Котляра (1959), А. А. Николаева (1963) и Н. А. Богданова (1963), представлен различными кристаллическими сланцами, кварцитами, амфиболитами, мраморами, реже гнейсами. Описанные здесь в трех разобренных блоках разрезы верхнего докембрия, мощностью каждый до 1000 м безусловно являются отдельными фрагментами сводного разреза, но соотношение их между собой не установлено, что не позволяет сколько-нибудь убедительно наметить закономерности формирования этой части прогиба во времени и пространстве. Можно лишь отметить, что в разрезе здесь, наряду с терригенными и карбонатными отложениями, существенную роль играют эффузивные образования, к которым, по данным С. Г. Котляра, относятся амфиболиты, пластовые тела основного состава и некоторые кристаллические сланцы. Вверх по разрезу возрастает количество пластов карбонатных пород.

Северо-западнее, в хр. Тас-Хаяхтах, рифейские отложения метаморфизованы слабее. Разрез этого района представлен филлитизированными сланцами, слюдистыми известняками, филлитами, доломитами, кристаллическими сланцами, кварцитами, измененными эффузивами основного и кислого состава (Дубовиков, 1961). Общая видимая мощность пород достигает 5300 м, однако не исключено, что верхняя часть указанного разреза, составленного на основании изучения отдельных блоков, может иметь палеозойский возраст. Таким образом, в разрезе рифея Тас-Хаяхтахского прогиба, в отличие от Юдомо-Майского и тем более Западно-Верхоянского, широко распространены интенсивно дислоцированные и относительно глубоко измененные терригенные и вулканогенные образования, что указывает на эвгеосинклинальный характер этого прогиба.

Магнитное поле описываемого прогиба, если снять влияние позднемезозойских магматических тел (палеозойские образования практически амагнитны), характеризуется чередованием протяженных линейных положительных и отрицательных аномалий  $\Delta T_a$ . Можно предполагать, что эти аномалии связаны с магматическими телами рифейского возраста, сформировавшимися на территории выделяемого эвгеосинклинального прогиба. Резкое изменение характера магнитного поля на северо-востоке в области Колымского массива, и на юго-западе, в области Адычанского поднятия, позволяет уточнить границы рифейского прогиба. Его северо-восточный край проходил, по-видимому, по разломам Улахан и Илинь-Тасскому, юго-западный контролировался Нерским разломом. Предположение о продолжении прогиба в область нижнего течения р. Яны базируется, помимо упоминавшихся геофизических данных, на том, что в этом направлении продолжается Индигиро-Колымская система разломов.

Л я х о в с к о - О л э й с к и й рифейский прогиб выделяется в значительной мере условно. Он был связан с Олойской системой разломов и протягивался в северо-западном направлении через низовья Колымы и Алазеи на Ляховские острова. На территории прогиба имеются два района, где обнажены отложения рифейского возраста. Первый из них расположен восточнее описываемой территории, в бассейне правого притока Большого

Анюя — р. Орловки. По данным А. А. Житецкого и В. Я. Радзивилла (1964), метаморфические отложения этого района, видимой мощностью более 50 м, представлены слюдисто-кварцевыми кристаллическими сланцами и кварцитами и сопоставляются нами с рифейскими отложениями Приколымского горст-антиклинория. Одновозрастные отложения о-ва Большого Ляховского, по В. К. Войцеховскому и Д. С. Сорокову (1957), имеют мощность 2000—3000 м. Они представлены рифейскими песчаниками, филлитизированными и кристаллическими сланцами. В разрезе этого района отмечается 50-метровая пачка вариолитов.

Магнитное поле Олойского прогиба, так же как и Тас-Хаяхтахского, характеризуется чередованием очень интенсивных полосовых положительных и отрицательных аномалий, которые связываются авторами с осадочно-вулканогенными образованиями рифея, перекрытыми относительно небольшим по мощности чехлом более молодых образований.

Полоусный прогиб восток-северо-восточного простирания разделял в рифее Колымский и Хромско-Шелонский массивы. В его юго-западной части, примыкающей к Тас-Хаяхтахскому горст-антиклинорию, видимая мощность докембрийских метаморфических отложений, по данным Г. А. Гребенникова (1964), достигает 6500 м. В их разрезе обычно выделяются две толщи: нижняя, протерозойская, и верхняя, рифейская, залегающая согласно на нижней. Отсутствие не только углового, но и стратиграфического несогласия между указанными толщами, а также их сходство с рифеем Приколымского поднятия, по нашему мнению, позволяет объединить их в единый комплекс, формировавшийся на протяжении рифейского этапа развития. Отложения представлены доломитами, слюдистыми известняками, филлитами, мраморизованными известняками, кристаллическими сланцами разных стадий метаморфизма, мраморами, амфиболитами, серпентинитами и измененными эффузивами разнообразного состава. В отложениях отмечается постепенное усиление метаморфизма вниз по разрезу. С метаморфическими породами ассоциируют небольшие интрузии ультраосновного и кислого состава.

В магнитном поле эта часть Полоусного прогиба характеризуется знакопеременными аномалиями. Северо-восточнее, по данным О. Г. Эпова, как интрузивные, так и эффузивные проявления в разрезе исчезают, и рифейские отложения представлены мраморизованными кристаллическими и слабо метаморфизованными сланцами. В этом же направлении меняется и характер магнитного поля, которое приобретает слабо отрицательные значения и сильно выравнивается. Таким образом, Полоусный прогиб в юго-западной своей части вблизи Тас-Хаяхтахского прогиба имел эвгеосинклинальный характер, а на северо-востоке — миогеосинклинальный.

Южная граница прогиба уверенно проводится по Рассошинскому глубинному разлому, северная, по-видимому, проходила по глубинному разлому, ограничивавшему с юга Хромско-Шелонский массив. Данные К. К. Шапошникова и К. И. Шапошниковой (1961) позволяют предполагать значительное уменьшение мощности рифейских отложений севернее Полоусного разлома. Основанием для такого вывода служит в общем одинаковый уровень поля силы тяжести севернее и южнее этого разлома при условии, что южнее его рифейские отложения выходят на поверхность, а севернее они перекрыты мощной толщей мезозойских, а возможно, и палеозойских осадков, которые, вероятно, залегают прямо на фундаменте.

Приколымский миогеосинклинальный прогиб разделял Колымский и Омолонский массивы, имея в своей южной части субмеридиональное простирание. На севере он сливался с Ляховско-Олойским прогибом, на юге — с Тас-Хаяхтахским.

Рифейские отложения Приколымского прогиба, по данным А. А. Николаева и Б. В. Пепеляева (1963), Р. С. Фурдюя (1965) и других, представлены доломитами, известняками (в том числе и мраморизованными), известковистыми и филлитовыми сланцами, кварцито-песчаниками, филли-



тами, кварцитами и кристаллическими сланцами. Общая мощность отложений по различным данным составляет от 4500 до 5800 м. В южном направлении, по мере приближения к Тас-Хаяхтахскому прогибу, в разрезе Приколымского прогиба значительно возрастает роль терригенных отложений, а также появляются эффузивные образования. Границами прогиба являлись Колымский и Коркодоно-Наяханский глубинные разломы.

Заложение Приколымского прогиба происходило в условиях резких дифференцированных тектонических движений, о чем говорит мощная (до 100 м) пачка конгломератов в основании рифейских отложений в бассейне р. Малой Столбовой. В дальнейшем происходило постепенное выполаживание прогиба и расширение трансгрессии, в связи с чем состав отложений во времени закономерно меняется от терригенного до карбонатного.

Вендские и ниже-среднекембрийские отложения на территории Тас-Хаяхтахского, Ляховско-Олойского, Полоусного и Приколымского прогибов до сих пор не установлены. Для предположительно кембрийских отложений, выделявшихся ранее Б. В. Пепеляевым (1959) на Приколымском поднятии, в последнее время на основании находок строматолитов также устанавливается рифейский возраст (Фурдуй, 1965).

В отличие от районов, прилегающих к Сибирской платформе, на востоке с вендом и нижним средним кембрием связан длительный перерыв в осадконакоплении, на протяжении которого на территории бывших геосинклинальных прогибов рифея формировались складчатые зоны байкалид.

Основанием для выделения байкальской фазы складчатости служит угловое несогласие, почти повсеместно фиксируемое в фундаменте отложений палеозойского этапа, разная степень метаморфизма и дислоцированность рифейских и палеозойских отложений.

На юго-востоке в складчатой зоне, сформировавшейся на территории Тас-Хаяхтахского прогиба, угловое несогласие и мощные базальные конгломераты в основании палеозойских отложений отмечают Н. А. Богдановым (1963), Г. С. Гусевым (1962 г.) и др. При общем совпадении простираний пликвативных структур палеозоя и рифея последние дислоцированы более интенсивно, вплоть до появления плейчатости. Аналогичные различия, позволяющие относить рифей и палеозой к разным структурным ярусам, наблюдаются и в северо-западной части Тас-Хаяхтахской складчатой зоны, хотя здесь контакты между этими отложениями проходят по разрывным нарушениям.

В целом отмеченная картина характерна для всех складчатых зон байкалид, но в то же время разница в степени дислоцированности и степени метаморфизма палеозойских и рифейских отложений, а также величина углового несогласия между ними отличаются на территории Тас-Хаяхтахской и Ляховско-Олойской зон, с одной стороны, Приколымской и Полоусной — с другой. Можно предполагать, что в двух последних зонах складчатые процессы заключительных этапов развития байкалид проявились менее интенсивно. По-видимому, с этим же этапом связано формирование небольших гранитоидных тел, прорывающих рифейские отложения на территории Селенняхского поднятия.

Вопрос о развитии в позднем докембрии и раннем палеозое срединных массивов западной части Верхояно-Чукотской складчатой области изучен наиболее слабо. Исключение в этом отношении представляют Охотский и, в определенной степени, Омолонский массивы.

В восточной части Охотского массива сохранились от размыва значительные поля слабо дислоцированных и относительно маломощных рифейских терригенно-карбонатных отложений платформенного типа, что, по мнению Г. А. Гринберга (1965), С. И. Гаврикова (1965), И. А. Резанова (1962), И. А. Резанова и Н. Н. Зарудного (1965), свидетельствует о преобладании здесь в рифее процессов опускания. Наиболее полный разрез рифея охарактеризован Г. А. Гринбергом в обрамлении Кухтуйского блока архея. Им выделяются здесь три серии, каждая из которых

начинается кварцитовидными песчаниками, переслаивающимися с пачками глинисто-алевролитовых пород, и заканчивается известняками или терригенно-карбонатными породами. По мнению Г. А. Гринберга, эти серии осадков хорошо сопоставляются с учурской, майской и уйской сериями рифея Юдомо-Майского района. Суммарная мощность рифейских отложений в центральной части Охотского массива, на Охотско-Кухтуйском междуречье, не превышает 1000 м, а к востоку, в междуречье Кухтуя и Ульбеи, возрастает до 1600 м.

К юго-западу от Кухтуйского блока характер рифейских отложений существенно меняется. Здесь, в бассейне р. Урака, близ побережья Охотского моря, по данным И. А. Резанова и Н. Н. Зарудного (1965), распространены интенсивно дислоцированные терригенные породы, несогласно перекрытые маломощным палеозоем. Если учесть при этом, что расположенное западнее Верхне-Майское поднятие на протяжении большей части рифея служило источником сноса, то можно предположить, что на месте Охотского массива в позднем докембрии существовали два поднятия типа геоантиклиналей — Кухтуйское и Верхне-Майское, разделявшиеся субмеридиональным прогибом миогеосинклинального типа.

Области относительных поднятий существовали, по-видимому, в рифее и севернее Охотского массива, на месте Адычанской подзоны, которая в это время несомненно служила источником сноса кластического материала, поступавшего в расположенный восточнее Тас-Хаяхтахский прогиб (Мокшанцев и др., 1964).

На Омолонском массиве рифейские отложения выделяются в существенной мере условно и имеют крайне ограниченное распространение. Представлены они, по данным С. М. Тильмана (1962) и других, переслаивающимися пачками кварцитовидных песчаников, слюдистых сланцев, филлитов и, в меньшей степени, доломитов и мраморов, иногда содержащих остатки коллений. Эти отложения, суммарная мощность которых не превышает 1000—1200 м, трансгрессивно залегают на кристаллическом фундаменте и, в свою очередь, с размывом и несогласием перекрываются вулканогенными отложениями девона. Некоторыми исследователями, А. П. Шпетным и Б. В. Непеляевым, они полностью или частично относятся к ордовикской системе, однако последнее менее вероятно, поскольку по своему составу и степени измененности эти отложения приближаются к рифейским образованиям Приколымского поднятия и в то же время резко отличаются от фаунистически охарактеризованного ордовика.

Можно, таким образом, полагать, что в рифее на Омолонском массиве, так же как на Охотском и Тайгоносском, в условиях мелководного, тектонически дифференцированного бассейна накапливались небольшие по мощности терригенные и, в меньшей степени, карбонатные отложения платформенного типа. Не исключена возможность, что осадконакопление в той или иной мере происходило и на других массивах западной части Верхояно-Чукотской области; в целом они в это время представляли собой области относительных поднятий и служили поставщиками обломочного материала в прилегающие миогеосинклинальные прогибы.

Вендские и нижне-среднекембрийские отложения на массивах западной части Верхояно-Чукотской области, так же как и в прилегающих к ним складчатых зонах, еще не установлены, а в ряде районов ордовикские, а местами и девонские отложения трансгрессивно перекрывают различные горизонты рифея или ложатся непосредственно на кристаллический фундамент, что свидетельствует о преобладании в это время на массивах процессов воздымания, связанных с завершением байкальского тектоно-магматического цикла.

Приведенные данные показывают, что в развитии Сибирской платформы и прилегающих к ней с востока складчатых сооружений в позднем докембрии и раннем палеозое имелись весьма существенные различия. Сибирская платформа в рифее переживала орогенную стадию, и в

ее пределах в результате дифференцированных блоковых движений фундамента происходило формирование относительно узких, но резко выраженных линейных прогибов типа авлакогенсов, разделявших обширные глыбовые поднятия, лишь временами, главным образом в среднем рифее, перекрывавшихся водами морских бассейнов. Верхояно-Чукотская область в это время прошла начальную стадию геосинклинального развития, причем возникшие внутри них геосинклинальные прогибы и срединные массивы в определенной мере унаследовали более древний структурный план и в зависимости от своего положения по отношению к платформе довольно сильно различались по своей подвижности, интенсивности прогибания, а соответственно, и по составу геологических формаций.

В венде и нижнем — среднем кембрии на Сибирской платформе начался собственно платформенный этап развития, сопровождавшийся формированием сплошного осадочного чехла, в разрезе которого явно преобладают карбонатные отложения. В Верхояно-Чукотской складчатой области с этим временем связаны процессы замыкания геосинклиналей байкальского цикла, в связи с чем здесь лишь местами сохранились остаточные геосинклинальные прогибы и, возможно, начали формироваться межгорные впадины.

## ЛИТЕРАТУРА

- Безр А. А. Юдомо-Майский прогиб и его восточное обрамление в верхнем протерозое и нижнем палеозое.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 4.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 99.
- Виноградов В. А. Тектоника Верхоянского мегантиклинория и Ленского прогиба (севернее полярного круга).— Ученые записки НИИГА, 1965, № 5.
- Виноградов В. А., Красильщиков А. А. О возрасте складчатого фундамента Оленекского поднятия Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1963, 152, № 3.
- Войцеховский В. Н., Сороков Д. С. Докембрийские образования острова Большого Ляховского (Новосибирские острова).— Информ. бюлл. НИИГА, 1957, вып. 4.
- Гавриков С. Н. К истории геологического развития Охотского массива.— Сов. геология, 1965, № 2.
- Гафаров Р. А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 7.
- Гребенников Г. А. К вопросу о возрасте метаморфических толщ Селенняхского кряжа.— Тезисы докладов совещания по разработке стратигр. схем ЯАССР. Л., 1961.
- Гринберг Г. А. Строеие фундамента и некоторые вопросы истории развития Охотского массива.— Автореф. канд. дисс. Якутск, 1965.
- Дзевановский Ю. К. Алданский щит. В кн.: «Стратиграфия СССР. Нижний докембрий», т. I, полутом «Азиатская часть СССР». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Дубовиков Л. К. Докембрий хребта Тас-Хаяхта. Тезисы докладов совещания по разработке стратигр. схем ЯАССР. Л., 1961.
- Житецкий А. А., Радзивилл В. Я. К стратиграфии палеозоя бассейна р. Орловки правого притока р. Большого Аюя.— Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 17. Магадан, 1964.
- Казмин Ю. Б., Филлипович И. З., Гиммельфарб Г. Б. Новые данные по стратиграфии архея юго-восточной части Алданского щита.— Труды ВАГТ, 1962, вып. 8.
- Кицул В. И., Лазебник К. А. К геологии и петрографии докембрийских кристаллических образований района слияния рек Алдана и Унгры (К проблеме «унгринского клина»). В кн.: «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., изд-во «Наука», 1966.
- Кицул В. И., Ненашев Н. И., Нужнов С. В. Объяснительная записка к каталогу возрастных значений к геохронологической карте докембрийских образований Якутской АССР.— В кн.: «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., изд-во «Наука», 1966.
- Косыгин Ю. А. и др. Карта докембрийской тектоники Сибири масштаба 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Котляр С. Г. Докембрий Учатского массива.— Труды совещания по стратигр. Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.

- Лейтес А. М. Запад Алданского щита, его границы и особенности развития.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 5.
- Леонов Б. Н., Битерман И. М., Натапов Л. М. Особенности тектонического развития Оленекского поднятия в позднем докембрии.— Докл. АН СССР, 1965, 161, № 5.
- Леонтьев Л. Н. О тектоническом плане Сибирской платформы в протерозое — позднем докембрии и о природе Вилуйской впадины. В кн.: «Русская и Сибирская платформы и их обрамление». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лутц Б. Г., Мокшанцев К. Б., Николаевский А. А. О составе и строении фундамента восточной части Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., 1962, № 8.
- Миронюк Е. П. Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского щита и соотношение олекминской серии и станового комплекса. В кн.: «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., изд-во «Наука», 1966.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Денъгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР, М., изд-во «Наука», 1964.
- Николаев А. А. Северо-Восток СССР. В кн.: «Стратиграфия СССР. Нижний докембрий», т. I, полумо «Азиатская часть СССР», М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Николаев А. А., Пепеляев Б. В. Северо-Восток СССР. Региональные стратиграфические очерки верхнего докембрия. В кн.: «Стратиграфия СССР» т. III. «Верхний докембрий». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Нужнов С. В. Рифейские отложения юго-восточной окраины Сибирской платформы (стратиграфия и строматолиты). Автореф. канд. дисс. М., 1964.
- Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Поздний докембрий юго-восточной части Сибирской платформы.— Сов. геология, 1959, № 7.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. В кн.: «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». М., изд-во «Наука», 1964.
- Пепеляев Б. В. Схема стратиграфии докембрия, нижнего и среднего палеозоя Приколымья.— Труды совещания по стратигр. Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
- Петров А. Ф. Геология западной части Алданского щита в бассейнах рек Чары и Тоико. В кн.: «Геология и петрология докембрия Алданского щита», М., изд-во «Наука», 1966.
- Попов В. И. Ядра роста материков и их роль в развитии земной коры.— Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Резанов И. А. К истории Северо-Востока СССР в рифее и палеозое.— Изв. высших учебных заведений, геол. и разведка, 1962, № 2.
- Резанов И. А., Зарудный Н. Н. О строении земной коры на Северо-Востоке СССР.— Сов. геология, 1965, № 1.
- Салоп Л. И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 9. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. I. Стратиграфия, М., изд-во «Недра», 1964.
- Ставцев А. Л. Новые принципы создания тектонической терминологии (на примере описания структур юго-восточной части Сибирской платформы для позднего докембрия).— Сов. геология, 1965, № 4.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. В., Другова Г. М. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. М., изд-во «Наука», 1965.
- Тильман С. М. Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья.— Труды Северо-восточного компл. научно-исслед. ин-та. Магадан, 1962, вып. 1.
- Тугаринов А. И., Ступникова Н. И., Зыков С. И. К геохронологии юга Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 1.
- Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, серия геол., 1962, вып. 5.
- Фрумкин И. М. Новые данные по стратиграфии архея Алданского щита. Тезисы докладов совещания по разр. стратигр. схем. ЯАССР. Л., 1961.
- Фурдуй Р. С. Синийские строматолиты южной части Колымского массива. Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия 25—30 октября 1965 г. (тезисы докладов). Новосибирск, 1965.
- Шапошников К. К., Шапошникова К. И. Некоторые вопросы тектонического районирования Северо-Восточной Якутии по геофизическим данным.— Геол. и геофиз., 1961, № 3.
- Шапошникова К. И. О границе Охотского массива.— Труды Якутского фил. СО АН СССР, серия геол., 1962, сб. 14.
- Шпак Н. С. Новые данные по стратиграфии архейских и протерозойских образований восточной окраины Алданского щита.— Труды ВАГТ, 1961, вып. 7.

## ЦИКЛИЧЕСКИЙ ХАРАКТЕР ПРОЦЕССА СТАНОВЛЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЯКУТИИ

Анализ материалов по геологии Якутской АССР убедительно свидетельствует о том, что геологическое и металлогеническое развитие Сибирской платформы и обрамляющих ее Байкальской, Таймырской и Верхояно-Чукотской складчатых областей протекает в определенном направлении. Стадийно и полициклично.

Тектоно-магматические циклы докембрийских и послекембрийских подвижных геосинклинальных областей Якутии начинаются собственно геосинклинальной стадией. Она обычно разделяется внутривосточными поднятиями и складчатостями на две подстадии, одна из которых отвечает формированию эвгеосинклинальных, а другая — миогеосинклинальных прогибов.

Следующая — инверсионная стадия тектоно-магматических циклов отвечает времени отмирания геосинклинального режима и превращения геосинклиналей в складчатые пояса.

Третья — горно-глыбовая стадия характеризуется общим сводовым поднятием, горообразованием и пенепленизацией горного рельефа по всей площади складчатой области (первая подстадия), а также последующей тектонической и магматической постконсолидационной активизацией областей завершённой складчатости и соседних участков платформ (вторая подстадия).

В процессе циклического развития осадочного чехла Сибирской платформы перечисленным стадиям подвижных геосинклинальных областей соответствуют стадии погружений, поднятий и континентального развития.

Наряду с направленностью и стадийностью развития в пределах одного тектоно-магматического цикла, установленной Ю. А. Билибиным (1955), существуют более общие закономерности, например направленная и полициклическая эволюция мегациклов — крупных периодов в истории земной коры, в которых циклы играют роль стадий. В истории развития земной коры Якутии от катархея до кайнозоя выделяются три мегацикла: 1) раннедокембрийский, 2) позднедокембрийский — ниже-среднепалеозойский, 3) верхнепалеозойский — мезо-кайнозойский. В каждом из трех мегациклов выделяются по три тектоно-магматических цикла.

Начальные циклы каждого мегацикла, вследствие выпадения из развития горно-глыбовой (континентальной) стадии, оказываются незавершёнными. В них наиболее длительна и ярко выражена первая стадия.

Вторые циклы всегда служат циклами полного развития. В отличие от начальных циклов в них хорошо выражена и растянута во времени вторая стадия, а горно-глыбовая (континентальная) по времени проявления полностью совпадает с третьим циклом.

Третьи циклы каждого мегацикла являются остаточными и имеют двойственный характер: на фоне регионального проявления третьей стадии предыдущего цикла развиваются остаточные впадины, прогибы, гео-

синклинальные системы, в свою очередь проходящие полные циклы своего развития. Следовательно, особенности эволюции тектоно-магматических циклов в пределах каждого мегацикла таковы, что третья, горно-глыбовая (континентальная на платформе) стадия имеет возможность проявиться только в конце мегацикла, в конечных остаточных циклах.

Другая не менее важная общая закономерность развития — это направленный необратимый характер мегациклического развития земной коры Якутии в целом, в течение всей истории Земли от катархея до кайнозоя.

1. Раннедокембрийский мегацикл (структурный комплекс) объединяет развитие раннеархейской, позднеархейской и раннепротерозойской стадийно развивающихся одноциклических геосинклиналей (структурных ярусов), формирующих базальтовый и гранитно-метаморфический слои земной коры.

Эволюция тектоно-магматических циклов происходит в интервале 3500—1500 млн. лет абсолютного летоисчисления, в условиях господствующего геосинклинального тектонического режима и интенсивного метаморфизма и ультраметаморфизма мощных толщ первичных вулканогенных и осадочных пород. Конец мегацикла знаменуется первичным разделением земной коры Якутии на тектонически инертный кристаллический щит — фундамент Сибирской платформы — и обрамляющие его зоны протерозойд, сохраняющие подвижность и послужившие фундаментом для байкальских, каледонских и герцинских геосинклинальных областей.

2. Позднедокембрийский — нижне-среднепалеозойский мегацикл (структурный комплекс) охватывает время формирования осадочного терригенно-карбонатного слоя земной коры (1500—330 млн. лет). Этот слой составляет осадочный чехол (плитой) Сибирской платформы и синхронными ему осадочными формациями байкальских, каледонских и герцинских складчатых областей, обрамляющих платформу. Развитие происходит в условиях господствующего платформенного и инверсионного тектонических режимов и завершается образованием сложной гетерогенной континентальной тектонической структуры, входящей в состав Восточно-Азиатской (или Центрально-Азиатской) плиты (Кумаров, Одинцов, Хренов, 1965).

3. Верхнепалеозойский — мезо-кайнозойский мегацикл (структурный комплекс) характеризуется сводово-глыбовым типом развития земной коры, тектонической активизацией платформы и областей завершённой складчатости (Восточно-Азиатской плиты) и распадом земной коры на отдельные блоки. Типичными структурами данного мегацикла являются новообразованные в результате растяжения земной коры и сводовых обрушений впадины, прогибы и эпикратонные геосинклинальные системы, в том числе и Верхояно-Колымская. В большинстве случаев они несогласно наложены на платформенное и складчатое основание и выполнены континентальными и морскими молассами, терригенными и вулканогенными формациями. Отчетливо устанавливаются три основные генерации циклически развивающихся и нередко перекрывающих друг друга во времени и пространстве тектонических депрессий: верхнепалеозойская, мезозойская и кайнозойская (структурные ярусы). С третьим мегациклом связано разрушение осадочного и гранитно-метаморфического слоев и уменьшение мощности земной коры. Последнее происходит в результате денудации областей поднятий и за счет частичного или полного исчезновения гранитно-метаморфического слоя под депрессиями. Одним из характерных выражений процесса океанизации земной коры Якутии, развивающегося от Сибирской платформы в сторону Тихого и Северного Ледовитого океанов, является образование в кайнозое прибрежно-океанических морских впадин и незавершённый характер мегацикла в целом.

## НИЖНЕАРХЕЙСКИЙ (КАТАРХЕЙСКИЙ) ЦИКЛ (древнее 2500 млн. лет)

В течение первой, исключительно мощной геосинклинальной стадии нижнеархейского цикла, в первичной эвгеосинклинали, заложенной на поверхности мантийной оболочки, формируется базальтовый, а в отдельных миогеосинклинальных прогибах — гранитно-метаморфический слой земной коры, примерно по 20 км мощности каждый.

Гранитный слой образует изолированные геоантиклинальные поднятия субмеридионального простираения различной величины, представляющие собой первичные ядра материковой коры. Одним из них является выход иенгрской серии, слагающей центральную часть Алданского щита и прослеженной далее к северу под отложениями платформенного чехла почти до Анабарского щита.

Для иенгрской серии характерен типичный миогеосинклинальный разрез, в составе которого главенствующее значение имеют кварциты, высокоглиноземистые и, частично, пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы, горизонты карбонатных пород и завершающие разрез крупные тела метасоматических гранито-гнейсов. Все эти породы возникли в результате метаморфизма и ультраметаморфизма первичных песчанистых, глинистых, карбонатных и, в небольшой степени, вулканогенных пород.

Расчлененная поверхность базальтового слоя, составляющего фундамент иенгрской серии, «просвечивает» в виде жестких выступов, которые являлись центрами формирования концентрической складчатости и метаморфизма пород иенгрской серии, а еще ранее служили источниками питания миогеосинклинального бассейна. Они, вероятно, являются погребенными зеленокаменными ядрами-куполами нуклеарного этапа, выделяемого Е. В. Павловским (1962).

Эвгеосинклинальный и миогеосинклинальные первичные катархейские прогибы совмещены, таким образом, в пространстве (вертикальном разрезе), но внутростадийными поднятиями разграничены во времени на две подстадии.

Верхняя возрастная граница метаморфизма, ультраметаморфизма и концентрической складчатости пород иенгрской серии, составляющих содержание инверсионной стадии катархейского цикла, датируется рубежом 2500 лет. Горно-глыбовая стадия выпадает из развития и нижнеархейский цикл является незавершенным.

## ВЕРХНЕАРХЕЙСКИЙ ЦИКЛ (2500—1900 млн. лет)

Геосинклинальная стадия верхнеархейского цикла характеризуется развитием древних эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных прогибов, сменяющих друг друга не только в вертикальном, но и в латеральном направлениях.

Геосинклинальные прогибы располагаются между катархейскими геоантиклинальными поднятиями на базальтовом слое. Слагающие их породы дислоцированы в систему сравнительно простых, но очень крупных антиклинорий и синклинорий субмеридионально-северо-западного простираения, через которые «просвечивают» концентрические структуры, отражающие расчлененную поверхность базальтового слоя.

Эвгеосинклинальные зоны выражены региональными полосовыми аномалиями магнитных максимумов, а миогеосинклинали — магнитных минимумов (Гафаров, 1965).

Эвгеосинклинальные разрезы представлены преимущественно биотитовыми, гиперстеновыми гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, образованными в результате глубокого метаморфизма терригенно-вулканогенных толщ диабазового и андезитового состава. С ними ассоциируют метаморфизованные тела ультраосновных и основных пород,

плаггиограниты (грондземиты), чарнокитовые граниты (тимптовская или чарнокитовая серия Алданского и далдыно-анабарская серия Анабарско-щитов). Большую роль в формировании эвгеосинклиналей играли глубинные разломы, служившие путями поступления магмы и продуктов дегазации мантии.

Многосинклинальные разрезы, отделенные от эвгеосинклинальных внутрискладчатых поднятиями и перерывами, состоят из гранатовых, биотитовых гнейсов и мощными горизонтами мраморов, кальцифиоров и диопсидовых пород, возникших в результате метаморфизма терригенно-карбонатных толщ (желтулинская серия на Алданском щите и ломуйско-хапчанская на Анабарском). Суммарная мощность верхнеархейских отложений составляет около 15 км. Следует отметить, что, кроме субмеридиональных геосинклинальных систем, в верхнеархейской протогеосинклинали существовали системы широтного — северо-восточного простирания. Одна из них протягивается вдоль южного края Сибирской платформы и представлена свитой Зверева, слагающей южную окраину Алданского щита и фундамент Охотского срединного массива (Гринберг, 1965), а также крупные блоки, выступающие из-под ранних протерозойских Станового хребта. Свита Зверева является возрастным аналогом тимптоно-желтулинской серии Алданского щита, но формировалась в несколько иных тектонических и фациальных условиях.

Линейная складчатость, метаморфизм и ультраметаморфизм пород, образование синорогенных анатектоидных гранитов и аляскитов, с которыми связывается формирование магнетитовых и флогопитовых месторождений Алданского щита, обязана мощному Алданскому тектогенезу, проявившемуся на рубеже 1900 млн. лет. В результате позднеархейских деформаций произошло дальнейшее разрастание гранитно-метаморфического слоя земной коры преимущественно в латеральном направлении, а нижнеархейские и верхнеархейские складчатые сооружения спаялись в единый пояс. Развитие верхнеархейской геосинклинали не закончилось инверсионной стадией, а продолжалось в виде горно-глыбовой стадии в следующем цикле.

### **ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ (НИЖНЕ-СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ) ЦИКЛ (1900—1500 млн. лет)**

В результате первого мощного раздробления архейского орогена, находящегося в стадии сводово-глыбового развития, возникли планетарные зоны разломов. Растяжение и опускание крупных блоков материковой коры вдоль этих разломов послужили причиной образования остаточных геосинклиналей, проходивших в раннем — среднем протерозое полный цикл своего развития.

Вдоль северной и южной окраины современной Сибирской платформы возникли Байкальская и Таймырская, а на востоке, на окраине Колымо-Омолон-Новосибирского срединного массива, Момо-Селенянская геосинклинальные зоны. В виде огромного полукольца они опоясывали сохранившийся от раздробления архейский ороген. От главных нижнепротерозойских бассейнов отходили и глубоко вдавались в архейские материк боковые ветви: Патомская, Олекминская, Маймаканская, а на востоке — Приколымская, Полоусненская и Куларская. Архейский материк являлся в это время горной страной, которая служила источником питания окружающих ее морских бассейнов.

Перечисленные нижнепротерозойские прогибы являлись типичными многосинклиналями, возникшими на раздробленном архейском фундаменте и обладавшими близкими условиями седиментации и тектонического развития. В них накапливались терригенно-флишеидные толщи с примесью карбонатного материала, мощностью 6—12 км, метаморфизованные в высокотемпературной амфиболитовой фации до биотитовых,



гранатовых, амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев (становой, мамско-бодайбинский, олекминский и другие комплексы). К верхним частям олекминской серии приурочены горизонты железистых кварцитов — джеспилитов, аналогичных криворожским.

Нижнепротерозойские терригенно-вулканогенные эвгеосинклинали Байкальской области, отделенные от миеосинклиналей блоками внутристадийных поднятий и поясами офиолитовых интрузий, располагаются за пределами Якутии. К Становому тектоническому шву, который прослеживается вдоль южной окраины Алданского щита, приурочен протяженный пояс специфических габбро-анортозитовых интрузий, а к последним приурочены титаномагнетитовые месторождения уральского типа.

Складчатость и метаморфизм нижнепротерозойских геосинклинальных образований, происходившие на рубеже 1700 млн. лет, повсеместно сопровождались синорогенными батолитовыми интрузиями гранитондов древнестанового комплекса, с которыми связаны мусковитоносные пегматиты.

Переход от инверсионной стадии развития нижнепротерозойских геосинклиналей к горно-глыбовой сопровождается образованием (в интервале времени 1700—1500 млн. лет) континентальных впадин и приразломных грабенов на протерозойском кристаллическом фундаменте или краевых прогибов перед фронтом протерозоид на архейском. К среднепротерозойским образованиям относятся:

1. Сагарский комплекс терригенно-вулканогенных пород основного состава, метаморфизованных в низкотемпературной амфиболитовой фации, сопровождаемый комагматичными поясами диабазов и габбро-диабазов, пересекающих Алданский щит в северо-восточном и в северо-западном направлениях.

2. Субганский (Чульманский) комплекс терригенно-вулканогенных пород преимущественно кислого состава, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, сопровождаемых малыми интрузиями гранитоидов от диоритов до субщелочных колумбитоносных и турмалиновых гранитов. С интрузиями связаны мусковитоносные пегматиты, полиметаллические жилы и хрусталеносные месторождения Алданского щита.

3. Петроцветные и молассовые, слабо метаморфизованные отложения конкулинской, элгэтэйской, топориканской, мукуинской, удоканской, чародоканской и других свит. С отложениями некоторых из них связаны медистые песчаники, золотоносные конгломераты, монацитоносные россыпи и месторождения оолитовых гематитовых руд. Аналогами сагарского и субганского комплексов являются: в Таймырской зоне прончищевская свита, в Момо-Селенняхской — ороевская и малостолбовская свиты, в Байкало-Патомской — самокутская свита.

В протерозойском цикле произошла перестройка земной коры Якутии и дифференциация ее на тектонически инертные и подвижные области. Архейский ороген (область завершенной архейской складчатости) окончательно потерял тектоническую активность и превратился в первичный кристаллический щит — фундамент древней Сибирской платформы. Складчатые области протерозоид, обладающие увеличенной мощностью гранитно-метаморфического слоя материковой коры, сохранили значительную подвижность и послужили в дальнейшем фундаментом субгеосинклинальных систем рифея и нижнего палеозоя.

## **ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ (БАЙКАЛЬСКИЙ) ЦИКЛ** (от 1500—1550 до 600—650 млн. лет)

Позднедокембрийский цикл охватывает интервал геологической истории земной коры от начала рифейской морской трансгрессии до начала морской трансгрессии венда — нижнего кембрия, т. е. верхнюю половину среднего протерозоя и полностью верхний протерозой (рифей).

Стабилизированный кристаллический щит — фундамент платформы, расколотый среднепротерозойскими разломами на ряд крупных блоков, испытывал в это время неравномерное опускание. По глубинным разломам развивались грабены-авлакогены (Вилуйский, Уджинский) и широкие внутриплатформенные прогибы (Верхоянский, Майский), а на опущенном основании ранних протерозойских возникли рифейские субгеосинклинальные системы: Патомская, Таймырская, Момо-Селенняхская и др.

К концу цикла рифейским платформенным чехлом оказалась затянутой большая часть кристаллического складчатого фундамента, за исключением центральных частей Анабарского и Алданского щитов, Адыгчанской, Депутатской, Хромской, Шелонской и ряда других глыб, ныне погруженных под мезозоидами Верхоянья. Крупным участком суши являлся Становой геосинклинальный пояс протерозойского, причлененный к Алданскому щиту.

Мощность рифейских отложений в Учуро-Майской плите колеблется от нескольких сотен метров до 3,5 км, в Майском и Ангаро-Ленском прогибах — до 8—9 км, в Патомской субгеосинклинальной зоне она достигает 11—12 км.

Первая стадия позднедокембрийского цикла на платформе и в субгеосинклиналях разделяется на две подстадии (структурных подъяруса), или трансгрессивные серии, из которых нижняя является существенно терригенной, а верхняя — существенно карбонатной. Каждая из них, в свою очередь, начинается терригенными отложениями и заканчивается карбонатными. Внутростадийное поднятие, сопровождаемое размывами, стратиграфическими и угловыми несогласиями, проявляется на границе учурской и майской серий (1250—1300 млн. лет). С ним связано внедрение даек диабазов и габбро-диабазов.

В конце верхнего протерозоя (650 млн. лет) происходит общее кратковременное поднятие рифейской плиты и оживление некоторых глубинных разломов.

К концу рифея относится инверсия Патомской, Момо-Селенняхской и Таймырской субгеосинклинальных систем и проявление в них байкальской складчатости. В Момо-Селенняхской зоне в это же время формируется калгинский интрузивный комплекс ультраосновных, габброидных и гранитоидных пород. Позднедокембрийский цикл является незавершенным.

## **НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ (КАЛЕДОНСКИЙ) ЦИКЛ (650—380 млн. лет)**

Стадия погружений нижнепалеозойского цикла начинается отложениями венда — нижнего кембрия, а на севере платформы к ним присоединяется средний кембрий, составляющие в совокупности нижний структурный подъярус. В составе отложений преобладают органично-известняковые (битуминозные), галогенные (эвапоритовые) и галогенно-доломитовые осадочные формации. Они залегают или непосредственно на кристаллическом фундаменте, или на различных горизонтах рифея, отделяясь от них перерывами и несогласиями.

Второй структурный подъярус объединяет отложения верхнего (местами среднего) кембрия, ордовика и готландия, в составе которых господствуют мелководные терригенно-карбонатные осадки, а суммарная мощность колеблется в пределах 500—1500 м. Они отделяются от отложений нижнего структурного подъяруса перерывами и несогласиями, связанными с раннекаледонскими (салаирскими) внутростадийными поднятиями. К этому же времени относится частичная инверсия Байкало-Патомской субгеосинклинальной системы. В Майском прогибе в это же время наблюдается смещение областей интенсивного прогибания и седиментации на восток, причем только в среднекембрийском прогибе нако-

иплась толща терригенных отложений мощностью до 5 км. Внутривосточные поднятия на границе первого и второго структурных подъярусов в Майском (Сетте-Дабан) и Верхоянском (Хараулахские горы) внутриплатформенных прогибах сопровождаются образованием даек, силл и пластовых тел долеритов, диабазов и габбро-диабазов.

Третий структурный подъярус на Сибирской платформе представлен пестроцветными лагунно-континентальными и лагунно-морскими терригенно-карбонатными иногда фосфоритоносными и соленосными отложениями, содержащими гипсы верхнесилурийского и нижнедевонского или ниже- и среднедевонского возраста. Мощность отложений колеблется от 200 до 800 м. Они локализируются в отдельных впадинах или небольших прогибах и отделяются от нижележащих толщ стратиграфическими и угловыми несогласиями и резкой сменой осадконакопления.

Описываемый структурный подъярус отвечает времени проявления второй стадии нижнепалеозойского цикла — стадии поднятий, характеризующейся усилением восходящих движений, регрессией моря, сокращением областей седиментации, превращением территории в сушу и другими явлениями, связанными с позднекаледонскими тектоническими движениями.

В результате резкого воздымания Байкало-Патомской зоны ранних каледонид возникла линейная складчатость в нижнепалеозойских отложениях, выполняющих Ангаро-Ленский прогиб и Березовскую впадину. Произошло также образование пластовых тел, штоков и даек диабазов и габбро-диабазов.

Поднятие территории Сибирской платформы в конце нижнего — начале среднего девона завершилось возникновением глубинных разломов северо-западного и северо-восточного направлений, к участкам пересечения которых приурочены внедрения кимберлитовой магмы и промышленные месторождения алмазов Якутии.

В нижнепалеозойском цикле в общих чертах оформился тектонический план Сибирской плиты. Возникли Анабарское, Уджинское, Далдыно-Оленекское поднятие, разделенные Суханской синеклизой, Катангское поднятие, отделенное от Анабарского Морюкинское синеклизой, Алданское поднятие и другие структурные элементы (Мокшанцев и др., 1964).

Таймырская и Момо-Селенняхская субгеосинклинальные системы развивались в нижнем палеозое на размытой поверхности байкалид в общих чертах синхронно с Сибирской плитой. В Таймырской геосинклинали погружение и осадконакопление началось с алданского века нижнего кембрия и закончилось в нижнем девоне. Все эти отложения представлены почти непрерывным разрезом терригенно-карбонатных отложений суммарной мощностью 5 км. Нижнепалеозойские отложения дислоцированы позднекаледонскими движениями в линейные складки, сопровождаемые интрузиями субщелочных гранитов.

В Момо-Селенняхской зоне нижнепалеозойский цикл начался с ордовика. Накопление терригенных и карбонатных осадков продолжалось непрерывно до верхнего девона, на границе которого с более молодыми отложениями наблюдаются несогласия, вулканизм, смена на ряде участков морских отложений континентальными и другие явления, свидетельствующие о проявлении позднекаледонских тектонических движений. Установлено, что источниками питания терригенных прогибов в ордовике служили Адычанская глыба на западе и ядро Колымского среднего массива на востоке (Мокшанцев и др., 1964).

## СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ (ГЕРЦИНСКИЙ) ЦИКЛ (300—330 млн. лет)

Региональное проявление в среднем палеозое горно-глыбовой (континентальной) стадии, завершающей нижнепалеозойский цикл, послужило фоном, на котором в интервале времени от верхнего (местами среднего) девона до нижнего — среднего карбона циклично развивались остаточные платформенные и субгеосинклинальные прогибы. Они возникли в результате растяжения и погружения отдельных участков земной коры в зонах активизированных глубинных разломов, которые, в свою очередь, располагаются по направлению рифейских — нижнепалеозойских внутриплатформенных прогибов и авлакогенов. Среднепалеозойские остаточные депрессии наследуют прогибы и впадины предыдущего цикла.

Верхоянский среднепалеозойский прогиб протягивался от Хараулахских гор в бассейн р. Джарджан. Ангаро-Ленский прогиб распространялся на территорию Вилюйской синеклизы и завершил свое развитие в среднем палеозое образованием Западно-Вилюйской поперечной краевой системы на северной периферии Патомского входящего угла каледонид. В состав этой системы входят Ыгытинская и Кемпендяйская впадины, разделенные Сунтарским горстом, и Нюйская и Березовская впадины, разделенные Уринским складчато-глыбовым поднятием (Михайлов, Филатов, 1965). В среднем палеозое существовал Майский прогиб, группа впадин на территории нижнепалеозойской Маркокинской синеклизы и прогиб, окаймляющий с севера Анабарскую антеклизу.

Первая стадия среднепалеозойского цикла в остаточных депрессиях на платформе, так же как и в остаточных прогибах на складчатом каледонском основании Момо-Селенняхской и Таймырской субгеосинклинальных системах, разделяется внутростадийными поднятиями на две подстадии и, соответственно, на два структурных подъяруса.

Средне-верхнедевонский подъярус характеризуется полифациальными пестроцветными лагунно-морскими и лагунно-континентальными терригенно-карбонатными соленосными и гипсоносными и терригенно-вулканогенными отложениями, мощностью 200—500 м. В Момо-Селенняхской и Таймырской субгеосинклинальных зонах формировались пестроцветные терригенно-карбонатные отложения, содержащие местами туфогенные и вулканогенные породы, мощность которых изменяется от 500 до 2000 м. С покровами диабазов Майского прогиба связаны месторождения самородной меди, а диабазы Ыгытинской и других среднепалеозойских впадин являются золотоносными.

Нижнекаменноугольный структурный подъярус представлен преимущественно терригенно-карбонатными морскими и прибрежно-морскими отложениями, мощность которых колеблется от 100—200 до 600—800 м, а в прогибах Момо-Селенняхской и Таймырской субгеосинклинальных систем достигает 1500 м. К данной тектонической эпохе относится образование Кютингдинского грабена, разделившего единое Далдыно-Оленекское поднятие на два, а также эффузивные излияния основного состава в Ыгытинской впадине и кислого — в Кемпендяйской.

Вторая стадия среднепалеозойского цикла связана с проявлениями в конце нижнего — начале среднего карбона герцинских тектонических движений, которыми обусловлено прекращение седиментации, поднятия территорий платформенных депрессий, инверсия субгеосинклинальных остаточных прогибов и формирование складчатых сооружений палеозойского (герцинид) в Момо-Селенняхской и Таймырской зонах.

К среднепалеозойскому магматическому комплексу на Сибирской платформе, кроме упоминавшихся выше покровов диабазов, относится комагматичный вулканогенным образованиям, сложно дифференцированный, очень пестрый по петрографическому составу Олекминский ком-

плекс малых интрузий — от габбро-диабазов, долеритов и кварцевых долеритов до монцонит-порфиров, сиенит-порфиров, гранофиров и аплитов.

Среднепалеозойские малые интрузии формируют протяженные пояса: Чаро-Олекминский на восточной окраине Березовского прогиба, Мархинский, который следует вдоль северо-восточного борта Вилюйской синеклизы, пояса на северном склоне Алданского щита и другие, сопровождающиеся золоторудными бурожелезняковыми метасоматическими залежами. С ними связана региональная золотоносность аллювиальных и делювиальных отложений в центральной, южной, а возможно, и в северной частях Сибирской платформы.

В палеозоидах Таймырской области в это время образуются небольшие интрузии субщелочных гранитов, а в Момо-Селенняхской зоне — сложно дифференцированный томмотский интрузивный комплекс гипербазитов, базальтоидов и щелочных гранитов, сопровождаемый редкоземельной и золоторудной минерализацией.

В среднепалеозойском цикле достигается наибольшая стабилизация платформенного режима и областей завершенной складчатости.

## ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ

Оформившаяся в среднем палеозое гетерогенная континентальная структура — Центрально-Азиатская плита, включающая в свой состав Сибирскую платформу и складчатые зоны палеозоид, испытывает в верхнем палеозое тектоническую активизацию — сводовое поднятие и одновременное с ним обрушение отдельных участков свода в зонах активизированных глубинных разломов.

В результате возрождения мобильности в орогенных условиях возникают наложенные впадины и прогибы ранней генерации, циклическое развитие которых в значительной мере зависит от степени подвижности фундамента и его строения.

В западной части Сибирской платформы в среднем — верхнем карбоне образовалась обширная Тунгусская континентальная впадина (синеклиза), а на ее продолжении к северо-востоку — узкая впадина, опоясывающая Анабарскую антеклизу. Они выполнены позднекаменноугольными и пермскими лимническими угленосными отложениями и угленосными молассами с примесью туфогенного и вулканогенного материала, мощность которых увеличивается от краев к центру впадин от 150 до 600 м.

Одновременно с континентальными впадинами возникли Верхоянский и Южно-Верхоянский средне-верхнекаменноугольные узкие морские прогибы, наследующие направление рифейских — нижнепалеозойских внутриплатформенных прогибов и местами совпадающие со среднепалеозойскими депрессиями. В пермское время благодаря разрастанию областей погружения прогибы увеличиваются в размерах и распространяются на востоке до Адычанской, Эльгинской и других глыбовых платформенных структур, а на западе в виде залива вдаются в центральную часть Вилюйской синеклизы.

Южно-Верхоянский прогиб соединяется с Нерским (Аян-Уряхским) прогибом, а Верхоянский через северо-западную боковую ветвь — с Таймырским, заложенным на погруженном основании завершенных герцинид.

Максимальное прогибание депрессий в верхнекаменноугольное и нижнепермское время сопровождается накоплением тонкокластических осадков ритмичной песчано-глинистой и глинистой формаций.

Переход от прогибания к поднятию и начало общей регрессии знаменуются появлением в верхней перми молассовых формаций — флишовой, вулканогенно-осадочной, сероцветной морской и угленосной.

Благодаря тому, что Верхоянский и Южно-Верхоянский верхнепалеозойские прогибы возникли на платформенных структурах, обладавших несколько повышенной подвижностью, они, соответственно, развивались как

раннегеосинклинальные прогибы Верхояно-Чукотской эпикратонной геосинклинальной области, начавшей свою эволюцию с верхнего палеозоя. Мощность отложений верхоянского комплекса достигает в них 7 км.

В конце перми — начале нижнего триаса происходит региональное неравномерное поднятие областей верхнепалеозойской седиментации (вторая стадия верхнепалеозойского цикла). Быстрее поднимались крылья Тунгусской и других континентальных впадин, а внутренние их части становятся областями относительного опускания.

Осевая часть Верхоянского прогиба испытывает инверсию и глыбовую складчатость, которая проявилась одновременно с линейной складчатостью в Таймырской верхнепалеозойской геосинклинали. Образованный в результате раннемезозойской инверсии Верхоянский мегантиклинорий превращается в геосинклинальное поднятие Верхояно-Чукотской геосинклинальной области. К востоку и западу от него в начале нижнего триаса образуются прогибы, соответствующие начальной стадии мезозойского цикла. Следовательно, верхнепалеозойский цикл как на Сибирской платформе, так и в Верхояно-Колымской геосинклинальной зоне является незавершенным.

## МЕЗОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ

Мезозойский цикл начался в нижнем триасе погружениями территорий, расположенных к востоку и к западу от Верхоянского мегантиклинория, происходившими одновременно с его формированием. Погружение восточного региона, постепенно разрастаясь, достигает в среднем — верхнем триасе границ Момо-Селенняхской зоны завершенных герцинид, опоясывающих платформенное ядро Колымского срединного массива. Под уровень моря опускаются участки, бывшие до этого сушей: Адычанское и Эльгинское поднятия кристаллического и платформенного основания геосинклинали, западное крыло Момо-Селяннихской зоны палеозойд и другие структуры.

В результате погружения обширных территорий к востоку от Верхоянского мегантиклинория возникает огромный Яно-Индибирский наложенный миогеосинклинальный триасовый прогиб. В нижнем — среднем триасе в этом прогибе формируются глинисто-алевритистые осадки морской и песчаные наземной сероцветных молассовых формаций. В верхнем триасе накапливаются терригенные морские отложения, существенно глинистые в карнийском и песчаные в норийском веке.

Максимальное погружение прогиба отвечает времени проявления наиболее крупной в третьем мегацикле — верхнетриасовой (карнийской) морской трансгрессии. Мощность отложений верхоянского комплекса в триасовом прогибе достигает 6—7 км.

Территории, расположенные к западу от Верхоянской и к югу от Таймырской зон раннемезозойской складчатости, в нижнем триасе развиваются в качестве Предверхоянского и Лено-Хатангского предгорных прогибов. В них формируется прибрежно-морская осадочно-вулканогенная пестроцветная формация (кельтерская свита), а в среднем — верхнем триасе — наземная молассовая формация (бегиджанская свита).

В центральной части Сибирской платформы, включая восточные районы Тунгусской синеклизы и западные и южные районы Вилуйской, в среднем — верхнем триасе и в начале нижней юры в обширных замкнутых континентальных бассейнах накапливаются пески и образуются конгломераты. Они составляют иреляхскую и укугутскую свиты, в основании которых залегают нижнетриасовые коры выветривания.

На основании сказанного, совершенно очевидно, что к началу мезозойского цикла отчетливо проявился процесс дифференциации Сибирской платформы на две области с различными тектоническими режимами: западную, продолжающую сохранять тектоническую инертность и характеризующуюся в основном континентальным типом развития (современная Си-

бирская платформа) и восточную, превратившуюся в подвижную платформу — фундамент Верхояно-Чукотской геосинклинальной области (включая и область завершенных палеозойских, продолжающих сохранять подвижность).

Особенно ярким выражением описываемого процесса является преобразование платформенных поднятий в срединные массивы складчатой области.

В конце триаса — начале нижней юры Яно-Индибирский триасовый прогиб расчленяется центральными внутрискладчаточными поднятиями на структурные элементы второго порядка. К этому времени относится образование Адычанского брахиантиклинория и Эльгинского района пологих дислокаций с характерными для них глыбовыми структурами и Аян-Уряхского (Нерского) и Куларского линейно-складчатых антиклинорий; по периферии триасового прогиба возникают Ингьяли-Дебинский, Сартаунский и Полоусненский позднегеосинклинальные прогибы.

На поднятиях устанавливаются перерывы осадконакопления (выпадение из разреза рэтского яруса или нижних горизонтов лейаса) и смена осадконакопления, а в прогибах осадконакопление продолжается без видимых перерывов.

Прогибы сопровождаются накоплением ниже-среднеюрских песчаниково-сланцевых, а в верхней юре — существенно песчаниковых отложений суммарной мощностью 4—6 км.

Раннеюрские внутрискладчаточные поднятия обширных участков Сибирской платформы, на которых с нижнего триаса господствовал режим замедленных нисходящих движений и континентального осадконакопления, происходят одновременно с погружением и формированием Вилюйской впадины (синеклизы). Последняя несогласно наложилась на ниже-среднепалеозойские и, местами, верхнепалеозойско-раннемезозойские структуры платформенного чехла. Разрез морских терригенных отложений в Вилюйской синеклизе и в Предверхоянском и Лено-Хатангском прогибах начинается с середины лейаса, а максимум морской трансгрессии приходится на конец лейаса — начало средней юры. Ниже-среднеюрские платформенные депрессии в общих чертах развиваются синхронно с позднегеосинклинальными прогибами Верхояно-Чукотской области.

Во вторую стадию мезозойского цикла, с конца средней юры, на протяжении верхней юры, мела и, частично, палеогена, происходит отмирание геосинклинального режима, превращение Верхояно-Чукотской геосинклинальной области в сложное складчатое сооружение, сопровождаемое мощным гранитным магматизмом. Эта стадия характеризуется сложной дифференцированной тектонической обстановкой — одновременным существованием в разных частях складчатой области остаточных геосинклинальных прогибов, складчатых зон, вовлекаемых в поднятия, и наложенных осадочно-вулканогенных впадин, появившихся в результате ревивации зон завершенной герцинской складчатости и прилегающих к ним участков платформ.

Так, например, с верхнеюрской фазой складчатости связано замыкание позднегеосинклинальных ниже-среднеюрских прогибов, развитие верхнеюрских остаточных прогибов, образование протяженного пояса верхнеюрских вулканогенных наложенных впадин, прослеживаемого вдоль Момо-Полоусненской зоны палеозойских, и, наконец, формирование в соседних областях поднятий комплекса малых интрузий существенно диоритового состава, с которым ассоциирует главное золотое оруденение Северо-Востока СССР.

С фазой складчатости, проявившейся в конце верхней юры — начале нижнего мела, связано замыкание верхнеюрских остаточных прогибов и наложенных впадин, формирование Охотско-Чаунского вулканогенного пояса и нижнемеловых вулканогенных впадин в северной части Полоусненского синеклинория и становление батолитовых гранитоидных интрузий

колымского комплекса, сопровождаемых оловянно-вольфрамовым и редкометальным оруденением касситеритово-кварцевой и скарновой формации.

Тектонические движения на границе нижнего и верхнего мела и в конце верхнего мела сопровождаются образованием и замыканием верхнемеловых осадочно-вулканогенных впадин, формированием охотского интрузивного гранитоидного комплекса, завершением развития янского интрузивного комплекса секущих рядов и, наконец, региональным проявлением мощного гидротермального процесса, формирующего оловянные и свинцово-цинковые месторождения касситеритово-сульфидной формации.

Вторая стадия мезозойского цикла начинается на Сибирской платформе с конца средней юры поднятиями, размывом территории и последующим накоплением верхнеюрских — нижнемеловых угленосных моласс. К этому же времени относится формирование перед фронтом воздымающихся верхоянских мезозойских Предверхоянского и Лено-Хатангского краевых прогибов. В верхнемеловое время и в палеогене на территории Вилюйской синеклизы и краевых прогибов появляются наложенные впадины новой генерации.

В Южно-Якутских мезозойских впадинах на протяжении всего юрского периода происходит накопление континентальных угленосных моласс, разрез которых венчается нижнемеловой карауловской свитой эффузивов кислого состава.

С позднемезозойской тектонической и магматической активизацией Алданского щита и Станового геосинклинального пояса связано формирование Алданского комплекса малых интрузий щелочного состава и малых интрузий существенно диоритового состава в зоне Станового шва, которые сопровождаются богатым золотым оруденением. К верхнеюрскому — нижнемеловому времени относится также образование гранитоидных батолитов в зоне протерозойского Станового хребта.

## КАЙНОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ

Кайнозойским циклом начинается новый этап сводового поднятия территории Якутии, формирование современного горного рельефа страны и расчленение ее гидросетью. Главным событием данного цикла является связанное с неотектоническими движениями образование наложенных континентальных впадин новой генерации, выполненных рыхлыми отложениями неоген-четвертичного возраста. Особенно крупные впадины — приморские низменности — возникают в северной части Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской складчатой области. К тому же времени относится образование прибрежно-океанических морских впадин.

Металлогеническое значение кайнозойского цикла определяется главным образом возникновением россыпных месторождений золота, олова, вольфрама, платины, алмазов и других полезных ископаемых. Кайнозойский цикл является в пределах территории Якутии циклом остаточного развития, имеющим незавершенный характер.

В заключение мы считаем необходимым отметить, что показанные нами особенности проявления цикличности в конкретных геологических условиях отражают особенности развития земной коры Якутии.

## ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1955.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Проблемы геохронологии докембрия Восточной Азии. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 3. М., изд-во «Наука», 1964.
- Вихерт А. В. Осадочные формации Западно-Верхоянского антиклинория и прилегающих территорий. М., Изд-во АН СССР, 1960.



- Гавриков С. И. О фазах и циклах тектогенеза Яно-Колымской геосинклинали, проявившихся в бассейне верхнего течения р. Индигирки.— Материалы по геол. и полезным ископ. ЯАССР, 1960, вып. 2.
- Гафаров Р. А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 7.
- Гринберг Г. А. Строение фундамента и некоторые вопросы истории развития Охотского массива.— Автореф. канд. дисс. Якутск, 1965.
- Еловских В. В. Влияние строения фундамента Верхояно-Колымской геосинклинальной области на пространственное распределение рудных районов Восточной Якутии.— Геол. и геофиз., 1962, № 9.
- Кириллов А. С. К вопросу о возникновении Сибирской платформы.— Сов. геология, 1962, № 8.
- Комаров Ю. В., Одинцов М. М., Хренов И. М. Особенности континентальных структур и вулканизма мезозоя внутренних районов Азии. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. «Деформация пород и тектоника». М., изд-во «Наука», 1965.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А. и др. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии.— Геол. и геофиз., 1962, № 10.
- Лейпциг А. В. Тектоническое строение и история геологического развития южной части Предверхоанского краевого прогиба. Автореф. канд. дисс. М., 1963.
- Масайтис В. Л., Старичкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1962, 85.
- Михайлов М. В., Филатов В. Ф. К вопросу о возрасте Кемпендйской и Ыгытинской впадин и Сунтарского погребенного горста.— Геол. и геофиз., 1965., № 7.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР, М., изд-во «Наука», 1964.
- Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Гестектоника, 1965, № 2.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 5.
- Полканов А. А. 25 лет некоторых идей и программы по радиологии академика Владимира Ивановича Вернадского.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 3.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоанский краевой прогиб и мезозонды Северо-Восточной Азии. Тектоника СССР, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1960а.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Труды Иркутск. гос. ун-та, 1961, 5, вып. 2.
- Шапошиков К. К. Строение земной коры на Северо-Востоке СССР по геофизическим данным.— Геол. и геофиз., 1962, № 9.
- Штех Г. И. Глубинное строение и история тектонического развития Вилюйской впадины. Автореф. канд. дисс., Новосибирск, 1964.

А. М. СМЕРНОВ

## ДОКЕМБРИЙСКИЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ВОСТОКА АЗИИ

(на примере Советского Дальнего Востока)

К главным структурным элементам восточной Азии относятся: 1) устойчивые области (древние платформы) и 2) подвижные области (разновозрастные и разнотипные складчатые сооружения и островные дуги). Эти структурные элементы частично скрыты окраинными морями, но намечаются в тех их участках, где земная кора принадлежит к континентальному типу.

Изучение докембрийских этапов геологического развития Восточной Азии лучше всего осуществимо на платформах, где докембрий легко выделяется, обнажается на больших площадях и характеризуется полными разрезами.

В складчатых областях докембрийские образования изучены слабее. Они известны главным образом во внутренних массивах, выходят в ядрах антиклинорий и слагают отдельные блоки. Выделение и расчленение докембрийских толщ здесь более затруднительно.

В докембрийской истории Дальнего Востока намечаются четыре основных этапа: 1) архейский, 2) раннепротерозойский, 3) среднепротерозойский — раннерифейский и 4) средне-позднерифейский — вендский. Рубежи этих этапов, по-видимому, не резкие и растянуты во времени. Поэтому продолжительность этапов в различных структурных зонах может оказаться разной, а вследствие недостаточной изученности и несовершенства методов абсолютной геохронологии границы их определяются весьма условно.

### АРХЕЙСКИЙ ЭТАП

События раннего архея документируются породами самых низов архейского разреза Сибирской платформы — серии Зверева (и ее аналогов) и подстилающих образований, объединенных в сутамский, или гонамский, комплекс (А. А. Маракушев, В. А. Кудрявцев, Е. А. Кулиш). Эта мощная (до 10 км, а по В. А. Кудрявцеву до 15 км) толща сложена кристаллическими сланцами основного состава, в том числе эклогитовыми амфиболитами, чарнокитами и плагиогнейсами. Нижнеархейские образования обнажаются по южной и юго-западной окраинам Алданского щита, на Охотском массиве, возможно, на Чарской глыбе, а также в виде блоков среди нижнепротерозойских толщ Становика. Абсолютный возраст пород этого комплекса определяется цифрами до 3400 и даже 4520 млн. лет (Герлинг и др., 1964).

Породы сутамского комплекса, очевидно, образовались за счет эффузивов основного состава и, в меньшей степени, терригенных осадков. Структурная обстановка, в которой формировались эти древнейшие толщи Дальнего Востока, еще не изучена.

Верхнеархейские образования распространены гораздо шире. Они сла-

гают Алданский щит (алданский комплекс), Чарскую глыбу и выходят в виде блоков среди протерозойд Становика. Может быть, к самым верхам архея относится иликанская серия станового комплекса.

Верхний архей распознается также на жестких массивах Монголо-Охотской области и Тихоокеанского пояса. Так, к верхнему архею мы относим гнейсы и мигматиты Газимурского поднятия, тастахскую серию Дуссе-Алиня, туловчихинскую и союзненскую серии Малого Хингана. На востоке Маньчжурии — это свита шуаньяшань Фэншуйлинского массива, машаньская серия и серия хадахэ, а на северо-востоке Кореи — кимческий комплекс. В Ханкайском массиве Приморья к верхнему архею, по нашему мнению, принадлежат ружинская, матвеевская и тургеневская свиты. Наконец, в Сино-Корейском массиве позднеархейский возраст имеют серия тайшань (или ляодун) и ее аналоги, например наннимский комплекс Северной Кореи. К верхнему архею или нижнему протерозою, возможно, относятся и гнейсы хита Японии.

Абсолютный возраст пород верхнего архея определяется цифрами до 2500—3000 млн. лет.

Эта мощная (до 20 км) толща представлена биотитовыми (часто с альмандином), силлиманитовыми и гиперстен-кордиеритовыми гнейсами, кристаллическими сланцами (в том числе графитовыми), чарнокитами, амфиболитами и мраморами. В низах верхнего архея распространены альмандиновые и магнетитовые кварциты, а в верхах — диопсидовые. По первичному составу преобладают терригенные породы. К ним присоединяются карбонатные осадки и, в меньшей степени, эффузивы.

Архейские образования регионально мигматизированы и гранитизированы с развитием порфиробластических гнейсов. В них широко проявлены процессы метасоматоза.

Толщи архея смяты в очень крупные куполовидные и линейные открытые складки, осложненные вторичной складчатостью разных порядков, вплоть до мелкой плейчтости. Особенно широко проявлены структуры течения и разлинования.

Крупная ритмичность в архее наблюдается лишь в самом общем виде: нижний архей представлен преимущественно метаэффузивами основного состава, в низах верхнего архея преобладают первично терригенные породы, а в верхней части появляются карбонатные прослои (желтулинская серия Алдана). В архее Кэнтэйского массива намечаются два цикла, выделяющиеся по развитию мощных патек мраморов и кальцифиров: первый цикл — верхи машаньской серии и второй цикл — серии хадахэ. Не исключено (хотя и не доказано), что образования второго цикла верхнего архея, слагающие кристаллические массивы между Сибирской и Китайской платформами (серия хадахэ, союзненская и тургеневская свиты, лепиканская свита, залегающая в верхах тастахской серии), на Алдане аналогов не имеют. Существует мнение, что эти образования относятся к нижнему протерозою. Однако вместе с подстилающими толщами они входят в состав единого тектоно-магматического комплекса и потому при изучении истории структурного развития не могут быть оторваны от нижележащих образований. Вместе с тем есть указания на структурное несогласие между толщами первого и второго верхнеархейских циклов. Так, М. А. Мишкин и И. В. Мишкина отмечают угловое несогласие в основании тургеневской свиты Приморья. Если правильно сопоставление с этими толщами иликанской серии станового комплекса, то структурный разрыв между циклами может оказаться значительным.

Архейские структуры обнажаются в пределах широкой полосы, протягивающейся от Анабара через Алдан и кристаллические массивы бассейна Амура к Китайской платформе. Неясно, сформировались ли они в единой области, соединившей архейские структуры Сибирской и Китайской платформ (Смирнов, 1963; Гафаров, 1964). На Сибирской платформе действительно намечается общее северо-западное простирание архейских

структур на протяжении от Анабара до Алдана, но уже в зоне Становика архейские глыбы ориентированы согласно с простираем протерозойд, т. е. в субширотном направлении. Южнее полосовое субмеридиональное расположение архейских глыб обусловлено их приуроченностью к осевой части Восточно-Маньчжурского мегантиклинория, ограниченного с запада и востока синклинальными структурами, заполненными более молодыми отложениями. Простираения внутри архейских глыб очень изменчивы, а в Сино-Корейском массиве — близки к субширотным.

## РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Отложения нижнего протерозоя шире всего распространены в зоне Становика, а также в Олекминской и Маймаканской зонах Сибирской платформы (становой комплекс и его аналоги — олекминская, маймаканская или батомгская серии). Раннепротерозойским считается возраст некоторых гнейсовых толщ, обнажающихся в Монголо-Охотской области. Таковы гнейсы среднего течения р. Шилки (часовинская, соболинская свиты), Гонжинского выступа, окрестностей Благовещенска и т. д. (Кириллюк, 1964, и др.).

В Тихоокеанском поясе нижний протерозой с уверенностью выделяется только на северо-востоке Кореи (мусанская свита). Дичунская свита Малого Хингана и некоторые амфиболитовые толщи Приморья, например амфиболиты перевала Американка Сучано-Судзунского междуречья, отнесены к нижнему протерозою условно. Основанием для такого определения возраста служило сопоставление этих образований с амфиболитовыми толщами нижнего протерозоя: на Сибирской платформе с брянтинской серией станového комплекса, а на Китайской платформе с аньшаньской свитой Ляодунского полуострова. С аньшаньской свитой точно сопоставляется мусанская свита.

Нижний протерозой (серия утай) Сино-Корейского массива, по мнению многих исследователей, представлен образованиями двух типов: метасадками терригенного состава и основными метаэффузивами, приуроченными к определенным структурным зонам. Аналогичным образом в Становике выделяются мио- и эвгеосинклинальные структурно-формационные зоны. Основные кристаллические сланцы и амфиболиты в тех зонах, где они развиты, приурочены к низам нижнего протерозоя. Так, в станovém комплексе (если относить иликанскую серию к верхнему архею) разрез начинается метаэффузивами брянтинской серии и ее аналогов. На севере Сино-Корейского массива породы аньшаньской свиты с угловым несогласием перекрывают породы, сопоставляемые с верхнеархейской серией хандаха.

Нижние горизонты нижнего протерозоя мощностью до 7 км представлены роговообманковыми гнейсами, пересланяющимися с амфиболитами, кристаллическими сланцами основного состава, биотитовыми гнейсами, магнетитовыми и куммингтонитовыми кварцитами. В Урканской зоне Становика в метаэффузивах урканской серии залегают тела ультрабазитов. В аньшаньской свите распространены пластовые тела габброидов.

Более высокие горизонты нижнего протерозоя сложены преимущественно роговообманковыми и биотитовыми гнейсами с подчиненными прослоями графитсодержащих разностей, кварцитов и амфиболитов. Они образовались главным образом за счет терригенных и туфогенных пород. Мощность этих толщ до 7 км. В целом нижнепротерозойские образования имеют циклическое строение: эффузивы нижней части разреза сменяются терригенными осадками.

Нижнепротерозойские образования прорваны крупными, обычно линейно вытянутыми телами габбро и анортозитов, приуроченными к мощным разломам. Эти трещинные интрузии часто происходили по структури-

чим швам, разделявшим архейские глыбы и структуры нижнепротерозойского обрамления. Возможно, раннепротерозойский возраст имеют некоторые интрузивы габброидов, секущие архейские толщи, например наннимский комплекс северо-востока Кореи. С гранитоидами, образующими крупные массивы, связана мигматизация нижнепротерозойских толщ, которая большей частью проявляется локально. Гранитизация проявлена много слабее, чем в архее. Абсолютный возраст анортозитов не превышает 2400 млн. лет.

Складчатость нижнего протерозоя можно свести к двум типам. Метаэффузивные толщи Сино-Корейского массива обычно смяты в крупные пологие брахисинклинали и разделяющие их, относительно узкие антиклинали. В брахисинклиналях залегают пластовые тела метагаббро, имеющие форму крупных лополитов. Складчатость в целом близка к гребневидной. В этих структурах мощность нижнего протерозоя не превышает 2,5—5,5 км. Эти образования занимают округлые в плане площади, где из-под покрова нижнего протерозоя просвечивает архейский фундамент. Подобные структуры напоминают синеклизы и называются нами протосинеклизами. В целом образования, подобные аньшаньской серии, можно рассматривать как протоплатформенный чехол.

Любопытно, что за исключением Урканской зоны, в Становом хребте широко развиты крупные брахисинклинальные складки, близкие по типу к структурам протоплатформенного чехла и сложные метаэффузивами. Однако в зонах, сложенных терригенными толщами и залегающими стратиграфически выше метаэффузивов, развита складчатость линейного типа. По-видимому, в относительно жестких зонах на периферии эпиархейской Алданской протоплатформы начальные стадии развития протогеосинклинали Становика были во многом близки к развитию протоплатформенных зон. Главное отличие заключалось в большей амплитуде нисходящих движений, что выразилось в большей (до 7 км) мощности осадков. Вдали от границ Алданской протоплатформы, в Урканской зоне, в раннем протерозое с самого начала формировались образования, близкие к офиолитовым сериям неохрона. Полная линейная складчатость пород урканской серии подчеркивает эвгеосинклинальный характер этой зоны.

Единственным примером чисто осадочного протоплатформенного чехла является удоканская серия (Лейтес, 1963). Верхние горизонты ее, возможно, относятся к среднему протерозою.

В результате раннепротерозойских движений (которые, вероятно, начались в конце архея) определялись границы консолидированных участков: Чарская глыба, Алданская протоплатформа, Газимурская глыба, Хингано-Маньчжурская глыба, Иманская глыба, Ляодунская протоплатформа, предположительная глыба Хида и некоторые другие. На Чарской глыбе и на Ляодунской протоплатформе возникли прогибы «протосинеклизы», в которых накапливались осадочные и осадочно-вулканогенные образования протоплатформенного чехла. Эпиархейские глыбы окаймлялись и разделялись протогеосинклиналями. Их заложение и развитие было связано с системой разломов, возможно, планетарного происхождения. Положение восточной границы архейского фундамента протогеосинклиналей неизвестно. Граница «первичной» коры (талассократона) условно проведена параллельно океаническому побережью Японии.

## СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ — РАННЕРИФЕЙСКИЙ ЭТАП

Образования со значениями абсолютного возраста от 1300 до 2000 млн. лет пользуются широким распространением. На Сибирской платформе они частично входят в состав платформенного чехла (Учуро-Майская, Удоканская и другие зоны), а частично (среднепротерозойские желтулакская, чульманская, субганская серии) принимают участие в строении фундамента краевых частей платформы. Геосинклинальные толщи нижнего ри-

фея (янканская, тукурингская свиты) распространены в Монголо-Охотской области. На западе к нижнему рифею условно относятся грубообломочные лубинская свита верхнего Приамурья и урулюнгуевская свита Приаргунья (Шульдинер, Лысак, 1965; Стецюк, 1965). Характер нижней границы обеих свит не установлен. Для лубинской свиты предполагается несогласие. Залегание урулюнгуевской и среднепротерозойской серебрянской свит, возможно, согласное. Выше лежащие среднерифейские образования перекрывают нижний рифей этих районов также согласно.

В пределах Тихоокеанского пояса и в Сино-Корейском массиве среднепротерозойские и нижнерифейские толщи залегают согласно. От выше и ниже лежащих образований они структурно обособлены, образуя самостоятельный структурный этаж.

Как показала ревизия стратиграфии верхнего докембрия (Смирнов, 1965), серия хуто Сино-Корейского массива и ее аналоги — серии баянобо и ляохэ — в нижней и средней частях относятся к среднему протерозою, а согласно перекрывающие их верхи этих серий имеют раннерифейский возраст (свита гайпин Ляодунского полуострова). Синийские отложения, отвечающие по возрасту среднему рифею, залегают на серии хуто с угловым несогласием. Аналогичны взаимоотношения и в зонах Дальнего Востока, относящихся к Тихоокеанскому поясу. К среднему протерозою здесь относятся свита намдэчхон северо-восточной Кореи (Геология Кореи, 1964), нахимовская и татьяновская свиты Приморья, суйнская свита Восточной Маньчжурии, нижняя половина урильской (саларинской) свиты Малого Хингана. К нижнему рифею в тех же районах относятся соответственно сланцы унги, краевский комплекс, бамяньтунская и хуланьская свиты и верхняя половина урильской (Смирнов, 1963, и др.). Средний протерозой этих районов, мощностью до 3,5—4,0 км представлен биотитовыми двуслюдяными и амфиболовыми гнейсами, биотитовыми и диопсидовыми сланцами с линзами и прослоями мраморов, амфиболитов и кварцитов. Мощность нижнерифейских образований в этих районах местами доходит до 8 км. Нижняя половина разреза сложена двуслюдяными, биотитовыми и мусковитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами с пачками серицитовых кварцитов и прослоями амфиболитов и гондитовых железных руд.

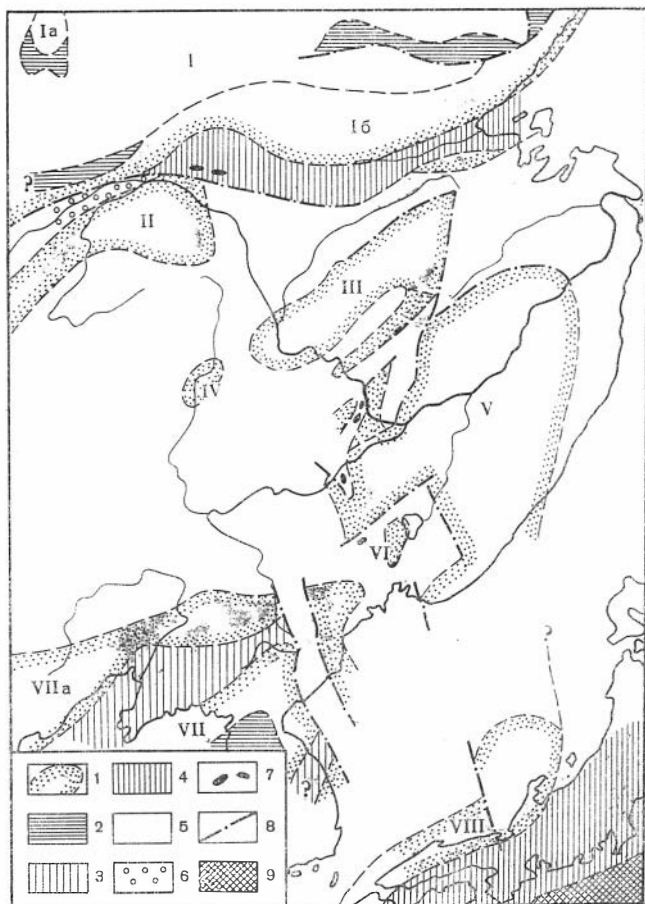
В верхней половине появляются мощные пачки, сложенные актинолитовыми альбит-хлоритовыми сланцами, порфиритоидами и порфириоидами, увеличивается роль серицитовых кварцитов и внедряются мелкие тела серпентинитов. Нижняя половина разреза нижнего рифея, так же как и толщи среднего протерозоя, образовалась главным образом за счет терригенных пород, тогда как в формировании верхних горизонтов очень большую роль играли кремнистые осадки и вулканогенный материал основного и кислого состава. Эти горизонты по существу представляют собой офиолитовую формацию. В нижнерифейских толщах изредка встречаются синкинематические послойные тела гранитов.

Среднепротерозойские и нижнерифейские образования смяты в очень крупные брахискладки. Эти часто коробчатые структуры осложнены складками второго порядка. Структуры среднего протерозоя — нижнего рифея, как правило, окаймляют архейские глыбы.

Приведенная здесь структурная и литолого-формационная характеристика приложима к толщам этого возраста, распространенным на огромной территории, так как их фациальные изменения очень невелики. Создается впечатление, что архейские глыбы во время накопления среднепротерозойских-нижнерифейских отложений играли роль поднятий, но если и возвышались над уровнем моря, то очень незначительно. Малая контрастность вертикальных движений, однообразие вещественного состава, незначительная роль эффузивов в низах разреза свидетельствуют о том, что условия осадконакопления в начале этапа приближались к платформенным.

Рис. 1. Палеотектоническая схема среднего протерозоя — раннего рифея.

1 — платформы, внутренние массивы и геосинклинальные поднятия; 2 — платформенный чехол; 3 — прогибы типа миогеосинклиналей на платформах; 4 — эвгеосинклинали; 5 — эвгеосинклинали с платформенной подготовкой; 6 — Приамурский прогиб; 7 — тела ультрабазитов; 8 — главные разломы; 9 — симатическая кора. Обозначения римских цифр см. в тексте



К середине раннего рифея, возможно, в связи с возобновившимися движениями по разломам в архейско-нижнепротерозойском фундаменте, резко усилились проявления магматизма и начала формироваться офиолитовая серия геосинклинального типа. Значительная ширина и неправильные очертания прогибов были причиной того, что линейная складчатость здесь не сформировалась.

Типичные эвгеосинклинали существовали на рассматриваемом этапе вдоль южной окраины Сибирской платформы, где формировались терригенные и офиолитовые формации многокилометровой мощности (желтулакской, а также чульманской и субганской серий среднего протерозоя и янканской и тукуруингрской серий нижнего рифея). По-видимому, в это же время возникла эвгеосинклиналь Рёке в Японии (Смирнов, 1964).

Развитие Сибирской и Китайской платформ на рассматриваемом этапе несколько отличалось.

На Сибирской платформе в авлакогенах, вытянутых параллельно ограничениям платформы и, по-видимому, возникших сопряженно с краевым поднятием в его тылу, накапливались толщи эффузивов кислого и основного состава (элгэтэйская свита) и терригенные отложения, на смену которым пришли карбонатные осадки омахтинской свиты. Все эти толщи залегают практически горизонтально, и только много позднее они были прорваны интрузивными телами (Нужнов, 1964; Ярмолюк, 1963). Значительно более подвижным был Удоканский внутриплатформенный прогиб, где в среднем протерозое, возможно, продолжалось осадконакопление (Перфильев, 1965) и где происходила довольно интенсивная складчатость. Сопряженно с ним продолжало существовать Чарское поднятие, а вдоль Янкано-Желтулакской геосинклинали возникло краевое поднятие (рис. 1, 1а, 1б).

На Китайской платформе (VII)<sup>1</sup> в среднем протерозое началось формирование платформенного чехла (Пхеннамский прогиб), а по краю плат-

<sup>1</sup> Здесь и далее см. рис. 1.

формы, в тылу краевого поднятия (VIIa), возник подвижный прогиб Ляхэ миогеосинклинального типа, замкнувшийся в конце раннего рифея, когда происходили складчатые движения и внедрение интрузий гранитоидов. Еще на рубеже раннего и среднего рифея Китайская платформа отличалась большей подвижностью, чем Сибирская.

Чрезвычайно своеобразной структурой раннего рифея был Приамурский прогиб, где накапливались мощные молассоидные грубообломочные отложения. Подобные отложения можно выделить в самостоятельную формацию под названием нижней песчано-конгломератовой. В Приаргунье эта формация (урулюнгуевская свита) начинает седиментационный цикл, завершающийся накоплением карбонатных осадков нортуйской свиты. Приамурский и Приаргунский прогибы разделялись разросшимся Гази-мурским поднятием (II).

По сравнению с раннепротерозойским этапом изменились очертания и других структур: Хинганско-Маньчжурской (III) и разросшейся Иманской (V) глыб. Сформировалась глыба Нонни (IV) и обособилась Западно-Ханкайская глыба (VI); возможно, увеличилась в размерах глыба Хидда, превратившись в поднятие (VIII), которое предположительно опраничивало с севера геосинклиналь Рёке.

### СРЕДНЕ-ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЙ — ВЕНДСКИЙ ЭТАП

Наибольшим распространением среди образований этого этапа пользуются среднерифейские толщи. Верхний рифей и венд развиты слабее. Стратотипом для рифея и венда служит разрез Учуро-Майской зоны Сибирской платформы. Синийская система Китайской платформы отвечает среднему-верхнему рифею и венду лишь в самых общих чертах.

Геосинклинальные отложения этого возраста охарактеризованы палеонтологически только в немногих местах. Поэтому при расчленении верхнего докембрия очень большую роль играет применение литолого-формационного метода, анализа крупной ритмичности разрезов и метода стратиграфического подобия.

Платформенные образования Сибирской платформы описаны многими авторами (Ярмолюк, 1963; Нужнов, 1964, и др.), поэтому на их характеристике можно не останавливаться. Отметим только четыре крупных ритма в разрезе, каждый из которых начинается терригенными накоплениями и завершается карбонатными осадками. Два нижних ритма соответствуют среднему рифею, захватывая и низы верхнего рифея (верхние горизонты лахандинской свиты), незавершенный третий ритм (без карбонатов) отвечает верхнему рифею, четвертый ритм начинается в венде и завершается в нижнем кембрии.

Ритмичность наблюдается и в разрезе Китайской платформы (Древнейшие породы Китая, 1962), где в Яньшаньской зоне выделяется пять ритмов, аналогичных ритмам Сибирского разреза, но в верхнем рифее здесь можно выделить два ритма.

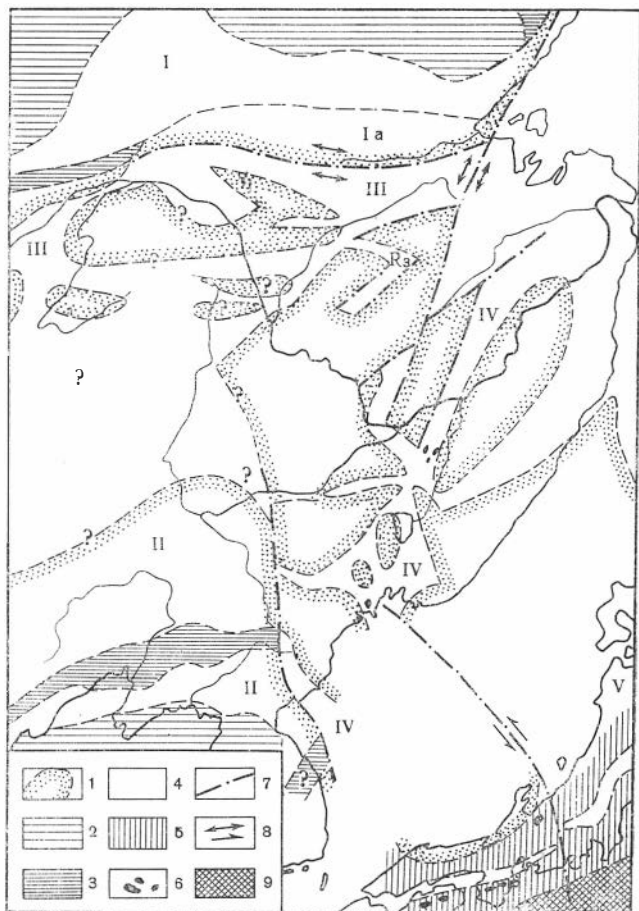
Геосинклинальные отложения верхнего докембрия Дальнего Востока представлены мощными (до 10 км) толщами. Налегание осадков алдагского яруса нижнего кембрия и абсолютный возраст прорывающих гранитов (570—604 млн. лет) определяют верхнюю границу этих образований. Кембрий залегает на более древних толщах, включая и нижний рифей; на востоке региона резко несогласно, а в Приаргунской зоне восточного Забайкалья согласно средний рифей перекрывает нортуйскую свиту нижнего рифея.

Региональный метаморфизм средне-верхнерифейских и вендских геосинклинальных образований — незначительный. Толщи сложены филлитами, филлитизированными песчаниками и алевролитами. Туфогенные и эффузивные породы представлены зелеными сланцами (микросланцами), порфиритоидами и порфироидами. Кремнистые породы превращены в сери-



Рис. 2. Палеотектоническая схема среднего-позднего рифея и венда.

1 — платформы, внутренние массивы и геантиклинальные поднятия; 2 — платформенный чехол; 3 — платформенные тыловые прогибы; 4 — геосинклинали; 5 — эвгеосинклиналь Самбагава; 6 — тела ультрабазитов; 7 — главные разломы; 8 — направления горизонтальных движений; 9 — симатическая кора. Обозначения римских цифр см. в тексте



цит-кремнистые сланцы и микрокварциты. Характерны графитовые сланцы. Известняки и доломиты обычно перекристаллизованы.

В геосинклинальных толщах наблюдается ритмичность, особенно хорошо выраженная в зонах Тихоокеанского пояса и в Приаргунье. В Монголо-Охотской области, в частности в хребтах Тукурингра—Джагды, ритмичность проявлена слабо. Описываемому этапу в целом соответствует эффузивно-седиментационный макро-ритм, характеризующийся преобладанием вулканических продуктов в среднем рифее, особенно в его низах. В верхних горизонтах среднего рифея и в верхнем рифее преимущественно развиты терригенные осадки. Венд и (нижний кембрий) представлены главным образом карбонатными накоплениями. Ритмы высших порядков, выделяемые в отдельных зонах, в общем не сопоставляются с ритмами платформ.

Верхнедокембрийские образования прорваны базитами и гранитоидами, а в диабазо-спилитовой формации низов среднего рифея залегают тела ультрабазитов. Толщи сматы в узкие, сжатые, часто опрокинутые и изоклинальные складки, не отличимые по стилю от структурных форм более поздних геосинклинальных областей. Необычно веерообразное расположение прогибов и поднятий (рис. 2), что было, возможно, связано с горизонтальными подвижками по субширотной (монголо-охотского направления) и субмеридиональной (тихоокеанской) системам разломов.

На описываемом этапе проявились две тенденции развития. С одной стороны, происходила стабилизация платформ. Даже относительно подвижные прогибы (Яньшаньский, Юдомо-Майский) обладали всеми чертами внутриплатформенных структур. С другой стороны, весьма усложнился структурный рисунок геосинклинальных прогибов, геантиклинальных поднятий и внутренних массивов в пределах Тихоокеанского пояса (IV)<sup>1</sup> и Монголо-Охотской области (III). Геосинклиналь Самбагава Японии (V), которая простиралась на север до Сахалина (Смирнов, 1964), возможно, частично заложилась на первичной коре симатического типа.

<sup>1</sup> Здесь и далее см. рис. 2.

Геосинклинали же внешних зон Тихоокеанского пояса возникли на раздробленном сиалическом основании, что сопровождалось значительной перестройкой структурного плана.

Одновременно с Монголо-Охотской среднерифейской геосинклиналью на Сибирской платформе (I) продолжалось развитие краевого поднятия (Ia). Такое же поднятие предположительно существовало и на Китайской платформе (II).

Краткий обзор докембрийской истории Дальнего Востока показывает определенную направленность в развитии тектонических процессов. Такие явления, как формирование протоплатформенного чехла или развитие своеобразных геосинклиналей раннего рифея на платформенном основании, в последующей истории Земли не повторялись.

Из сравнения палеотектонических схем (рис. 1, 2) видна сложная перестройка структурного плана. Значительная роль при этом, очевидно, принадлежала подвижкам по разломам, в частности горизонтальным перемещениям.

Только рифейские геосинклинали Японии, вероятно, заложены на симатической коре. В других рассмотренных районах, начиная с позднего архея или раннего протерозоя, подвижные прогибы геосинклинального типа неоднократно возникали на устойчивых участках коры, приближавшихся по характеру к платформам.

Наряду с явлениями наложенности, унаследованность главных структурных направлений играла большую роль. Уже в раннем протерозое зародились основные структуры Сибирской и Китайской платформ, Монголо-Охотского и Тихоокеанского поясов. Эти тектонические элементы со свойственными им структурными планами развивались в общем унаследованно на протяжении всего докембрия и кембрия. Заложение в их пределах раннегерцинских зон активизации (Смирнов, 1963) происходило в соответствии с существовавшими ранее структурами, в частности разломами.

Уже на древнейших этапах развития Восточной Азии намечается тесное взаимодействие ее относительно устойчивых и подвижных структурных элементов и связь их со структурами Тихоокеанского пояса.

## ЛИТЕРАТУРА

- Гафаров Р. А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 7.
- Геология Кореи. М., изд-во «Недра», 1964.
- Герлинг Э. К., Кольцова Е. В., Яковлева С. С. Сравнительное изучение возраста слюд, амфиболов и пироксенов аргониевым методом.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1964, вып. 19.
- Дзевановский Ю. К., Лагздина Г. Ю., Миронюк Е. П. и др. Основные вопросы стратиграфии досиния Восточно-Сибирского кристаллического массива.— Труды годичной сессии ученого совета ВСЕГЕИ, Л., 1965.
- Докембрийская тектоника Сибири. М., изд-во «Наука», 1964.
- Древнейшие породы Китая. М., ИЛ, 1962.
- Ицксон М. И., Музылев С. А. Основные черты тектоники Дальнего Востока в рифее.— Материалы по общей и региональной тектонике. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, 85.
- Кирилук В. П. Докембрийские образования юго-западной окраины Алдано-Витимского щита.— Вестник Львовск. гос. ун-та, серия геол., 1964, вып. 2.
- Князев Г. И. Стратиграфия нижнего палеозоя и докембрия Приаргунья. Чита, 1962.
- Красный Л. И. Геология и полезные ископаемые западного Приохотья.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1960, 34.
- Кулиш Е. А. Сутамская серия Алданского архея В сб.: «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Владивосток, 1965.
- Лейтес А. М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны, его тектоника и вопросы меденосности. Автореф. канд. дисс. М., 1963.
- Липкин Ю. С., Черкасская М. И. Новые данные о стратиграфии рифейских отложений юга Ханкайского массива.— Информ. сборник ПГУ, № 5. Владивосток, 1964.
- Липун Чэн Ю-чи, Тугон-чжи, Тугаринов А. И., Зыков С. И., Ступ-

- никова П. И. и др. Об абсолютном возрасте горных пород Китайской Народной Республики.— *Геохимия*, 1960, № 7.
- М а р а к у ш е в А. А., С м и р н о в А. М. Рудно-петрологические комплексы докембрия северо-восточного выступа Китайской платформы. В кн: «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Н а г и б и н а М. С. Верхнее Приамурье и Восточное Забайкалье. В кн: «Стратиграфия СССР», т. I, полутом «Азиатская часть СССР». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Н е е л о в А. Н., С е д о в а И. С. Западная часть Станового хребта. В кн: «Стратиграфия СССР», т. I, полутом «Азиатская часть СССР», М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Н у ж н о в С. В. Рифейские отложения юго-восточной окраины Сибирской платформы (стратиграфия и строматолиты). Автореф. канд. дисс. М., 1964.
- О н и х и м о в с к и й В. В. Стратиграфия докембрия и кембрия Хинганно-Буреинского и Кур-Урмийского районов.— Тезисы Совещания по разработке унифицированных стратиграф. схем Дальнего Востока. Хабаровск, 1956.
- П а в л о в с к и й Е. В. О спедифике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— *Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та*, серия геол., 1962, вып. 5.
- П е р ф и л ь е в Ю. С. Некоторые вопросы стратиграфии района Удоканского хребта (Северное Забайкалье).— Тезисы II научной конференции геол. секции Забайкальск. отд. Геогр. об-ва СССР, Чита, 1965.
- П у т и н ц е в В. К., Г р о м о в Ю. Я., Э й р и ш Л. В. Геология докембрия юга Дальнего Востока СССР и прилегающих территорий.— *Труды ВСЕГЕИ*, новая серия, 1961, 59.
- С м и р н о в А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом, М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- С м и р н о в А. М. О структурном положении и возрасте метаморфических толщ Камчатки и Сахалина. В кн: «Материалы тектоники и петрологии Тихоокеанского рудного пояса», М., изд-во «Наука», 1964.
- С м и р н о в А. М. Расчленение и корреляция верхнего докембрия Дальнего Востока. В кн: «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Владивосток, 1965.
- С т е ц ю к М. И. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя и нижнего палеозоя юго-восточной части Восточного Забайкалья.— Тезисы II научной конференции геол. секции Забайкальск. отд. Геогр. об-ва СССР, Чита, 1965.
- Т у г а р и н о в А. И., С т у п н и к о в Н. И., З ы к о в С. И. К геохронологии юга Сибирской платформы.— *Изв. АН СССР*, серия геол., 1965, № 1.
- Ф е д о р о в с к и й В. С. Тектоническая позиция Кодаро-Удоканской и Становой структурных зон.— Тезисы II научной конференции геол. секции Забайкальск. отд. Геогр. об-ва СССР, Чита, 1965.
- Х о д а к Ю. А. и С у и ь Ш у. Сопоставление древних толщ Северо-Востока Китая и юга Советского Дальнего Востока.— *Докл. АН СССР*, 1959, 128, № 5.
- Ш у л ь д и н е р В. И. и Л ы с а к А. М. Стратиграфия позднедокембрийских отложений низовьев Шилки.— Тезисы II научной конференции геол. секции Забайкальск. отд. Геогр. об-ва СССР, Чита, 1965.
- Ш р м о л ю к В. А. Доклад о стратиграфии верхнего протерозоя (синия) юго-востока Сибирской платформы. Автореф. канд. дисс. Хабаровск, 1963.

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ В СТРУКТУРЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Северо-западный сектор Тихоокеанского пояса как зона перехода коры океанического типа к коре континентального типа рассматривается автором в географических границах от Корейского полуострова и Японии до восточной Чукотки. На этом протяжении в северо-западный сектор Тихоокеанского пояса включаются Корея и Япония, Сихотэ-Алинь, прибрежные хребты Охотского моря (Джугджур и юго-западные отроги Колымского хребта), Камчатка, Корякское нагорье.

Важную роль в разновозрастных структурах пояса играют метаморфические комплексы, геологическая позиция и время формирования которых дают ключ к пониманию условий, места и времени заложения структуры северо-западного сектора Тихоокеанского пояса.

Все значительные выходы метаморфических пород в пределах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса (рис. 1) иногда рассматриваются как выступы докембрийского складчатого основания, а менее крупные участки распространения метаморфических пород — как остаточные массивы от разрушившейся и базифицированной, гипотетической докембрийской платформы, на жестком фундаменте которой сформировалась складчатая структура пояса. При этом расположение метаморфических комплексов в осевых частях зрелых островных дуг внутри средне-верхнепалеозойских и мезозойских геосинклинальных отложений считается веским аргументом в пользу предположения о существовании гипотетических платформ на месте Охотского, Японского и Берингова морей.

Разрозненные выходы метаморфических пород на северо-востоке СССР в бассейнах рек Омолона, среднего течения Колымы, в хр. Черского и Селенняхском нагорье среди палеозойских и, возможно, верхнедокембрийских геосинклинальных отложений рассматриваются как выступы докембрийского основания (Мокшанцев и др., 1964), на котором заложилась эпикратонная структура Верхояно-Чукотской области (Косыгин и др. 1964).

Полученные в последние годы материалы по метаморфическим комплексам северо-западного сектора Тихоокеанского пояса свидетельствуют о значительной разновозрастности кристаллических пород в метаморфических зонах пояса. В связи с этим и предпринимается попытка рассмотреть структурное положение метаморфических комплексов северо-западного сектора Тихоокеанского пояса в его разновозрастных структурно-фациальных зонах в аспекте последних данных о составе, строении и возрасте этих комплексов.

Остров Врангеля. Метаморфический комплекс залегает в основании стратиграфического разреза о-ва Врангеля. Его возраст принимался М. Ф. Лобановым (1957) кембро-ордовикским, на основании литологического сопоставления кристаллических сланцев с кембро-ордовикскими образованиями метаморфического комплекса Чукотки, перекрытого фаунистически охарактеризованными отложениями среднего палеозоя.

В структурном отношении метаморфический комплекс представляет собой ядро крупной антиклинальной структуры широтного простираения; в ее обнажающемся южном крыле слои наклонены на юг под углами 20—30°.

Восточная Чукотка. До последнего времени метаморфические толщи Восточной Чукотки рассматривались как докембрийские, а выходы метаморфических пород обычно интерпретировались как ограниченные разломами выступы докембрийского кристаллического фундамента (Аникеев и др., 1957; Лугов, 1962), расположенные среди средне-верхнепалеозойских и мезозойских образований.

Однако еще в 1900 г. К. И. Богданович, а позднее А. В. Андрианов и Ф. А. Головачев (1938), а также И. Д. Гатиев (1939) указывали на постепенный переход от метаморфических толщ к вышележащим фаунистически охарактеризованным, слабо метаморфизованным отложениям.

Исследования автора в 1963—1964 гг. на побережье Чукотского моря и Берингова пролива, в бассейне р. Утавээм и в районе оз. Коолень позволили развить и дополнить точку зрения А. В. Андрианова, Ф. А. Головачева и И. Д. Гатиева о палеозойском возрасте метаморфических толщ и подтвердить еще более ранние представления К. И. Богдановича о постепенном переходе от неметаморфизованных или слабо метаморфизованных палеозойских отложений к породам метаморфического комплекса (Гнибиденко, 1965).

На Восточной Чукотке выделяется единый комплекс палеозойских образований, в состав которого входят глубоко метаморфизованные (до гнейсов) толщи, сменяющиеся вверх по разрезу все менее метаморфизованными (от кристаллических сланцев до филлитов) породами, а затем слабо метаморфизованными отложениями, в которых найдена фауна нижнего и среднего палеозоя (ордовика, силура, девона).

Метаморфический комплекс Восточной Чукотки образует структуры, сходные с гнейсо-гранитными куполами.

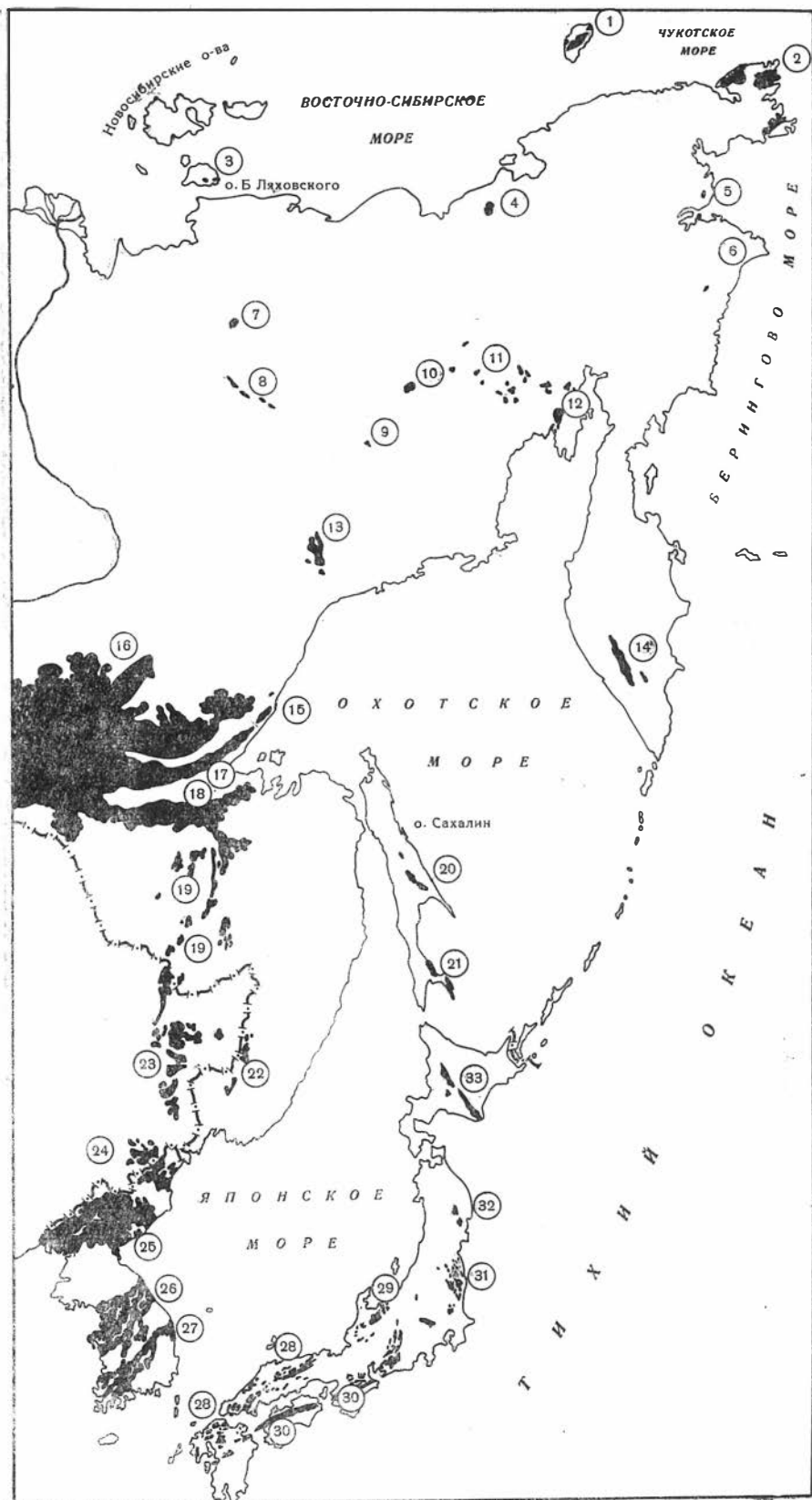
Овальное в плане, куполовидное поднятие Восточной Чукотки сложено в центральной части гнейсо-гранитами и согласно облекается толщей кристаллических сланцев и мраморов верхней серии, а затем известняками и сланцами среднего палеозоя. Его рост и воздымание, очевидно, связаны с процессами мезозойского метаморфизма и гранитизации. Подтверждение этому мы находим в определениях калий-аргоновым методом возраста гнейсов, гранитогнейсов и гранитов восточной Чукотки, который колеблется в пределах 155—35 млн. лет (Лугов, 1959; Фирсов, 1960, 1962).

Остров Большой Ляховский (Новосибирские острова). Сведения о метаморфической зоне о-ва Большого Ляховского скудны и противоречивы. Л. С. Сороков (1959) амфиболиты этого о-ва относит к протерозою на основании их залегания под слабо метаморфизованными отложениями, из которых определен комплекс синийских спор. Мощность кристаллических сланцев составляет около 2000 м. М. Ф. Лобанов считает, что образование зон метаморфических пород на о-ве Большом Ляховом связано с внедрением биотитовых гранитов в мезозойские песчано-сланцевые отложения, что и привело к образованию вокруг массивов гранита контактово-метаморфических ореолов, представленных амфиболитами и роговиками.

Бассейн р. Малый Анюй. В Анюйском мегантиклинории метаморфические породы вскрываются на небольших участках в его центральной части (Садовский, 1964, 1965). Из прослоев мраморизованных и окремнелых известняков, верхней толщи метаморфического комплекса Анюйского мегантиклинория собрана фауна нижнего карбона.

Выше без видимого несогласия залегают песчано-сланцевые отложения триаса с фауной индского яруса (Тильман, Сосунов, 1960).

Метаморфический комплекс верхнего палеозоя собран в открытые брахиформные складки с углами падения на крыльях в пределах 15—30°. Залегающие в ядре Анюйского мегантиклинория метаморфические породы прослеживаются в субмеридиональном направлении от бассейна р. Люпвээм на юге до истоков р. Милькеры на севере.



С выходами метаморфических пород пространственно связаны крупные массивы биотит-роговообманковых гранитов с ореолами контактово-метасоматических биотит-андалузитовых сланцев и амфиболитов. Определения калий-аргоновым методом их абсолютного возраста дают 95—120 млн. лет, что отвечает нижнему мелу (Фирсов, 1962).

Хребет Золотой. По данным И. С. Розенблюма (устное сообщение), в хр. Золотом среди образований верхней юры и нижнего мела рядом с массивом биотит-роговообманкового гранита, рвущего нижнемеловые отложения, располагается небольшой блок биотитовых гнейсов. Возраст гнейсов, определенный калий-аргоновым методом (Фирсов, 1962), оказался равным 100 млн. лет, а возраст гранитов из расположенного рядом интрузива Ушканьих гор — 110 млн. лет.

Формирование зоны гнейсов в хр. Золотом связано с контактовым воздействием интрузивного тела биотит-роговообманковых гранитов на песчано-сланцевые отложения среднего мезозоя.

Корякское нагорье. На правом берегу среднего течения р. Хатырки обнажается небольшой блок метаморфизованных пород размером  $12 \times 2,5$  км, представленный толщей актинолит-хлоритовых, серицит-хлоритовых, эпидот-хлорит-кварцевых сланцев с будинированными жилами кварца (Русаков, Трухалев, 1964).

Взаимоотношения с фаунистически охарактеризованными пермскими вулканогенно-осадочными отложениями не установлены. Мощность толщи метаморфических сланцев, выделяемых в янданайскую свиту, оценивается более чем в 500 м. И. М. Русаков и А. И. Трухалев на основании находок в ней спор относят ее к верхнему протерозою. Не исключено, что узкая зона зеленых сланцев северо-восточного простирания, согласующаяся с простираниями северо-восточной части Корякского нагорья, связана с зоной глубинного разлома.

Зоны метаморфизованных пород, выделенные в бассейне рек Чирынай и Куйвивээм при мелкомасштабном картировании, по данным И. С. Розенблюма и автора, представляют собой небольшие участки слабо измененных вулканогенно-осадочных пород мезозоя.

Бассейн р. Уяндины (Селенняхское нагорье). В среднем течении р. Уяндины выделяется мощная толща метаморфических пород, залегающая в основании палеозойского разреза (Некрасов, 1962; Николаев, 1963; Мокшанцев и др., 1964). Достоверных данных о возрасте метаморфических пород Селенняхского кряжа нет, так как до сих пор недостаточно ясны взаимоотношения метаморфического комплекса с вышележащей известняково-сланцевой толщей ордовика. По характеру метаморфизма и предполагаемому несогласию между метаморфическим комплексом и толщами палеозоя гнейсы, амфиболиты и различные кристаллические сланцы Селенняхского кряжа относят к докембрию и выделяют в их составе синийские и верхнепротерозойские образования.

А. С. Пешехонов всю толщу кристаллических сланцев относил к кембрию. Не исключено, что 6-километровая толща метаморфического комплекса может включать палеозой и отложения верхнего докембрия, изменен-

Рис. 1. Схема расположения основных выходов метаморфических комплексов на Дальнем Востоке.

1 — остров Врангеля; 2 — восточная Чукотка; 3 — Новосибирские острова; 4 — бассейн р. Малый Аной; 5 — хр. Золотой; 6 — Корякский хребет; 7 — бассейн р. Уяндины; 8—9 — хр. Черского; 10 — бассейн р. Колымы; 11 — бассейн р. Омолон; 12 — п-ов Тайгонос; 13 — бассейн рек Охоты и Кухтуй; 14 — п-ов Камчатка; 15—17 — Алданское нагорье, хребты Становой и Джугджур; 18 — хребты Тукурингра и Днагды; 19 — бассейн р. Буреи; 20—21 — о-в Сахалин; 22 — Южное Приморье; 23 — хребты Тайпинлин и Лаоелин; 24 — плоскогорье Чанбайшань и хр. Туманский; 25 — плоскогорье Кэма; 26—27 — юг Корейского полуострова. В пределах Японских островов: 28—29 — Хида-Сангун; 30 — Рёке-Самбагава; 31 — Абукума; 32 — Китаками; 33 — Хидака-Камупкотан

ные процессами среднеюрско-палеогеновой гранитизации, а метаморфизм нижнепалеозойских отложений может быть вызван широко проявленными гранитоидами в Полоусном кряже и хр. Черского.

Цифры абсолютного возраста гранитоидов, полученные калий-аргоновым методом, равномерно распределяются в интервале 161—50 млн. лет (Ненашев, 1963).

Породы метаморфического комплекса смяты в крупные складки северо-восточного простирания и приурочены к осевой части юго-западного крыла Полоусного антиклинория (Селенныхинский кряж), протягивающегося в субмеридиональном направлении (Некрасов, 1962).

Горная система Черского. В пределах хр. Черского выделяется ряд зон метаморфизованных пород. На северо-западе системы, в хр. Тас-Хаяхта, метаморфические породы представлены различными зелеными сланцами. Среди них присутствуют многочисленные прослой известняков, доломитов, кварцитов и спилитов (Николаев, Пепеляев, 1963). Породы смяты в мелкие складки с интенсивной пloyчатостью.

Метаморфические породы приурочены к узким зонам разломов Учугейской антиклинали северо-западного простирания, в которых известняки и сланцы смяты в мелкие складки и перекристаллизованы (Богданов, 1963).

В северной части Чималгинского хребта, по р. Чибагалах и на правом берегу р. Индигирки обнажается толща рассланцованных эффузивов, мраморизованных известняков и зеленых сланцев, слагающих бьергическую свиту.

В верховьях р. Умбы Н. А. Богдановым (1963) в средней части разреза бьергической свиты мощностью около 1600 м были найдены строматопоры. Метаморфические породы бьергической свиты согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными известняками нижнего силура. Метаморфизованные толщи бьергической свиты слагают ядро Чибагалахского антиклинория. К ядру Чибагалахского антиклинория приурочены крупные массивы гранитов с мощным ореолом контактово-метаморфических пород.

Учугей-Юряхский и Балдынбинский массивы гранитов в северо-западной части антиклинория имеют соответственно возраст 105 и 135 млн. лет (калий-аргоновый метод). Породы Чималгинского массива гранитов, располагающегося в ядре юго-восточной части антиклинория, имеют возраст 128 млн. лет (Ненашев, 1963).

В юго-восточных отрогах хр. Улахан-Чистай (юго-восточная часть горной системы Черского) — Омuleвских горах — располагаются два небольших (30×10 км) выхода метаморфических пород, известных под названием Учатского массива и Журского горста.

Омuleвские горы. По характеру метаморфизма и предполагаемому угловому несогласию между образованиями метаморфического комплекса и фаунистически охарактеризованными отложениями ордовика ряд исследователей относит метаморфические породы Учатского массива к докембрию (Котляр, 1959; Николаев, 1963). Однако В. М. Мерзляковым в верхней части метаморфической толщи (выделенной им в лайминскую свиту) были обнаружены остатки гастропод, а конгломераты, залегающие на границе метаморфического комплекса и фаунистически охарактеризованного ордовика, по его представлениям являются формационными (Мерзляков, 1963).

А. И. Сидяченко и А. В. Каныгиным из известняков, залегающих на метаморфических сланцах (примерно в 600 м выше их кровли), была собрана богатая фауна нижнего ордовика, что позволило им отнести верхнюю часть метаморфического комплекса с гастроподами к кембрию (Сидяченко, Каныгин, 1965). В центральной части поля распространения метаморфического комплекса располагается крупный массив биотитовых гранитов, возраст которых, определенный калий-аргоновым методом, равен 190 млн. лет, а возраст гнейсов — 182 млн. лет (Фирсов, 1962).



Таким образом, можно условно относить метаморфические толщи Учатского массива к метаморфизованным песчано-сланцевым отложениям нижнего палеозоя. Возраст метаморфизма, по-видимому, позднепалеозойский и раннемезозойский.

Выступ метаморфических пород размером  $10 \times 10$  км, в пределах Журского горста, приуроченный к ядру Быстринской антиклинали, Н. А. Богданов (1963) условно отнес к докембрию. Достаточно четких взаимоотношений этих метаморфических толщ с окружающими их фаунистически охарактеризованными отложениями среднего ордовика не установлено.

Приколымье. Породы метаморфического комплекса залегают в ядре Приколымского горст-антиклинория и сложно дислоцированы с преимущественным простиранием осей складок в субмеридиональном и северо-восточном направлениях согласно генеральному направлению этой структуры. Возраст метаморфического комплекса определяется его положением в основании охарактеризованного фауной разреза рифея (чебукулахская свита); большинством исследователей он считается протерозойским (Постельников, Пушаровский, 1959; Николаев, 1963). Возможно, метаморфизм первично-осадочных докембрийских образований метаморфического комплекса связан с гранитизацией и воздыманием структуры Приколымского горст-антиклинория в ниже-среднемезозойское время. Об этом, в частности, могут свидетельствовать цифры абсолютного возраста гранито-гнейсов и гнейсов нижней части разреза метаморфического комплекса, который колеблется в пределах 201—214 млн. лет (Фирсов, 1962). Возраст гнейсов и гранито-гнейсов из междуречья Шаманихи и Большой Столбовой колеблется от 201 до 214 млн. лет (Фирсов, 1962).

Верхнее течение рек Омолона и Коркодона. Взаимоотношения метаморфического комплекса с окружающими вулканогенно-осадочными отложениями остаются невыясненными. А. А. Николаев (1963) полагает, что породы метаморфического комплекса трансгрессивно перекрываются вулканогенными отложениями девона и перми. А. П. Шпетный приводит описанный М. В. Гусаровым разрез в бассейне р. Рассохи, где на гнейсах с конгломератами в основании залегают песчано-сланцевая толща с линзами и прослоями известняков неизвестного возраста.

Д. С. Коржинский, обработав коллекции С. В. Новикова, Ф. К. Рабиновича, Б. А. Сняtkова и других, пришел к выводу, что метаморфический комплекс р. Омолон является аналогом алдано-слюдянского метаморфического комплекса; на этом основании он сделал заключение об их стратиграфической эквивалентности, т. е. отнес метаморфические толщи р. Омолон к архею.

Представляется справедливым замечание А. П. Шпетного, что в действительности между алдано-слюдянским и омолонским метаморфическими комплексами существует резкое различие. Оно заключается в том, что в составе и строении алдано-слюдянского метаморфического комплекса наряду с различными гнейсами широко развиты кристаллические сланцы, кварциты и мраморы, тогда как метаморфический комплекс Омолона представлен преимущественно ортогнейсами и гранитами. Характерно, что возраст гранито-гнейсов и гранитов омолонского метаморфического комплекса, определенный калий-аргоновым методом, оказался в пределах 206—332 млн. лет. Две пробы (438 и 331) имеют возраст 420 и 645 млн. лет соответственно (Фирсов, 1962).

Полуостров Тайгонос. Метаморфический комплекс Тайгоноса представлен различными гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами и небольшим количеством кальцифиров.

Гнейсы слагают основание разреза, постепенно сменяясь вверх кристаллическими сланцами. Характерной особенностью нижней части разреза (это отмечалось также В. Н. Липатовым) является присутствие в гнейсах граната, который исчезает в верхней, преимущественно сланцевой части разреза метаморфического комплекса.

С юго-востока и юго-запада выходы метаморфического комплекса последовательно облекаются отложениями перми и триаса. На северо-западе породы метаморфического комплекса скрываются под кайнозойскими отложениями Гижигинской впадины.

Метаморфический комплекс Тайгоноса приурочен к ядру крупной антиклинали, простирающейся в северо-восточном направлении, юго-западное крыло которой отчетливо вырисовывается на геологической карте.

Проблема возраста метаморфического комплекса Тайгоноса не может считаться решенной и до настоящего времени.

В. С. Смолич, Г. Е. Черняк, В. Н. Липатов и другие, исследовавшие районы распространения метаморфического комплекса, отнесли его к докембрию.

Однако еще в 1947 г. И. Р. Якушев предложил рассматривать эти породы как результат метаморфизма и гранитизации верхнепалеозойских и мезозойских образований. Автору эта точка зрения представляется правильной, однако необходимо заметить, что непрерывный разрез метаморфического комплекса, по-видимому, включает отложения и более древние, чем верхнепалеозойские, возможно даже докембрийские. Не внесли ясности и определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом.

Гнейсы бассейна р. Авековой имеют возраст от 112—122 до 723 и даже до 928 млн. лет (Фирсов, 1962). Наряду с этим из пегматитов, залегающих в гнейсах, получена цифра 1635 млн. лет (Фирсов, 1962, коллекция Матвеевко, анализ выполнен без масс-спектрометрического контроля). Автором был отобран пегматит из обнажения на правом берегу р. Авековой, в 2 км выше устья р. Инчик (приблизительно из того же района, что и проба 22 В. Г. Матвеевко). Проведенное в лаборатории СВКНИИ определение возраста калий-аргоновым методом дало значение 64 млн. лет. Биотитовый гранит из коллекции автора (среднее течение р. Авековой, в 1 км к юго-западу от устья ключа Горелого) дал значение возраста в 94,5 млн. лет.

Такой разброс цифр не дает возможности сделать достаточно определенные выводы относительно возраста метаморфического комплекса. Можно только отметить, что время метаморфизма для гнейсов метаморфического комплекса изменяется от 112—317 до 723 и 928 млн. лет (проба 215); это косвенно указывает на присутствие среди пород метаморфического комплекса Тайгоноса не только мезозойских и палеозойских, но даже и докембрийских образований.

Интересно, что возраст гранитоидов, секущих и метаморфизирующих верхнепалеозойские и мезозойские отложения Тайгоноса, колеблется в пределах 74—103 млн. лет.

Верхнее течение рек Охоты и Кухтуя. Метаморфический комплекс представлен гнейсами, гранито-гнейсами и сланцами. На гнейсах несогласно залегают песчано-сланцевые (с прослоями известняков) отложения, в которых И. А. Резановым (1959) были найдены строматолиты синийского возраста.

Собственные исследования автора привели его к выводу, что в составе метаморфического комплекса Охотского массива присутствуют и метаморфизованные отложения палеозоя.

Структурное положение метаморфического комплекса еще недостаточно ясно. С. И. Гавриков (1965) включает метаморфические толщи Охотского массива в состав фундамента. Автору представляется более вероятным рассматривать метаморфические толщи рек Охоты и Кухтуя как структуру типа срединного массива.

Прибрежный хребет (юго-восточные отроги хр. Джугджур). Небольшой выход метаморфических пород в пределах Аянского массива представляет собой зону метаморфизма и кремнезем-кали-натрового метасоматоза (Рудник, 1960) в палеозойских (возможно, и докембрийских) образованиях, приуроченную к зоне глубинного Джугджурского разлома.

Определения возраста метаморфических пород, произведенные калий-аргоновым методом дали значение от 462 млн. лет (нижний ордовик) до 185 млн. лет (граница триаса и юры).

Южное Приморье. Залегание метаморфического комплекса под фаунистически охарактеризованным нижним кембрием позволяет считать, что формирование первоначально осадочных толщ Ханкайской метаморфической зоны происходило в докембрии (возможно, даже в нижнем протерозое). Однако метаморфизму эти осадки подверглись в более позднее время в позднем докембрии и палеозое, на что указывают, по нашему мнению, определения возраста пород метаморфического комплекса, которые колеблются в пределах 795 млн. лет (верхняя часть верхнего протерозоя) — 220 млн. лет (нижний триас). Определения возраста калий-аргоновым методом произведено по 18 пробам из коллекции М. А. Мишкина.

Структурное положение Ханкайского метаморфического комплекса определяется его залеганием в осевой части Ханкайского срединного массива, воздымание и гранитизация которого продолжались в течение всего палеозоя (Гнибиденко, 1964).

Камчатка. К осевой части антиклинорной структуры Срединного хребта (и Ганальского антиклинального выступа) приурочены крупные массивы синорогенных биотитовых и двуслюдяных гранитов, гранито-гнейсов и плагиогранитов. Массовое внедрение гранитоидов обусловило контакто-региональный метаморфизм вмещающих геосинклинальных отложений верхнемелового — нижнемелового (возможно, юрского) возраста.

Метаморфизм толщ, вмещающих гранитные интрузии, осуществлялся по схеме (от интрузивного тела): граниты (гранито-гнейсы) — мигматиты — кристаллические сланцы-филлиты-аспидные сланцы — слабо метаморфизованные (почти неметаморфизованные) отложения (Щербаков, 1940; Лебедев, Бондаренко, 1962).

Определения возраста гранитоидов и метаморфизованных пород Срединного хребта (Фирсов, 1964) показали, что возраст изверженных пород колеблется в пределах 135—33 млн. лет, а для гнейсо-гранитов значения возраста укладываются в пределы 132—36 млн. лет, т. е. формирование гранитоидного комплекса и связанное с ним образование метаморфических пород растягивается во времени от нижнего мела до эоцена. Однако основная часть значений группируется в пределах 60—90 млн. лет (верхний мел).

Таким образом, образование пород метаморфического комплекса Камчатки связано с третично-верхнемеловой гранитизацией меловых (возможно, юрских) вулканогенно-осадочных отложений, что, по-видимому, вызвало рост и воздымание антиклинорной структуры Срединного хребта, метаморфическое ядро которого было выведено на дневную поверхность.

Сахалин. Вопрос о структурном несогласии между вальзинской серией (метаморфическим комплексом) и залегающей выше вулканогенно-осадочной толщей (остринская и хойская свиты) остается неясным. Согласие структурных планов вальзинской серии и вышележащей вулканогенно-осадочной толщи, близкий состав отложений дают основание заключить, что вальзинская серия Сахалина согласно перекрывается фаунистически охарактеризованными верхнепалеозойскими — мезозойскими отложениями вулканогенно-осадочной толщи (включающей остринскую и хойскую свиты). Возраст толщи метаморфического комплекса (лангерийской и дербышевской свит) мощностью около 2600 м, по-видимому, не опускается ниже среднего палеозоя.

На границе Восточно-Сахалинского антиклинория и Центрального синклинория располагается глубинный разлом (Зытнер и др., 1964). Есть все основания полагать, что метаморфические толщи Сахалина приурочены к глубинному разлому, в зоне которого верхнепалеозойские и мезозойские отложения были интенсивно дислоцированы и метаморфизованы в позднемеловое или раннепалеогеновое время.

Япония. Толщи метаморфизованных пород Японии обнажаются в виде поясов, параллельных дуге этих островов.

Общепринятым является выделение следующих метаморфических зон в пределах Японских островов: Хида-Сангун; Рёке-Самбагава-Микабу; Абукума (Якуки, Хитаси); Китаками и Хидака-Камуикотан (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961; Miyashiro, 1961; Geology of Japan, 1963).

Метаморфические зоны обыкновенно образуют сближенные пары, простирающиеся согласно с направлением основных структурных элементов Японских островов.

Метаморфические породы Хида представлены амфиболитами, роговообманковыми и биотитовыми гнейсами, ставролит-кианит-биотитовыми, биотит-мусковит-хлоритовыми сланцами и гранито-гнейсами. Кристаллические сланцы связаны переходами с филлитами, с одной стороны, гнейсами — с другой. Характерным для гнейсовой толщи Хида является присутствие переслаивающихся с гнейсами кристаллических известняков с диопсидом и графитом.

В толще метаморфических пород широко распространены согласные и секущие тела гранитов. Секущие тела гранитов Фунатцу рвут толщу метаморфизованных пород Хида и близлежащих отложений палеозоя (девона-перми) и покрываются неметаморфизованными отложениями группы Тетори среднеюрско-мелового возраста (Maeda, 1961).

Гнейсо-граниты, очковые гнейсы, известково-силикатные гнейсы и амфиболиты преобладают в центральной и восточной частях метаморфической зоны Хида. В восточной части зоны Хида преимущественным распространением пользуются ставролит-кианит-биотитовые сланцы. Маломощные слои этих сланцев переслаиваются с мощными слоями известняков и амфиболитов. К. Исиока и К. Сува (Ishioka, Suwa, 1956) заключили, что ставролитовые сланцы образовались из риолитов. Это позволило Т. Хамада (Hamada, 1961) коррелировать разрез восточной части метаморфической зоны Хида с нижнедевонскими, фаунистически охарактеризованными отложениями района Хида, представленными известняками с маломощными слоями кислых туффов.

Центральную часть метаморфической зоны Хида, сложенную преимущественно известково-силикатными гнейсами и амфиболитами, Т. Хамада (Hamada, 1961) сопоставляет с прилегающими районами распространения нижнекаменноугольных — пермских отложений, представленных в основном известняками с прослоями диабазовых туффов (шальштейнов).

Сланцы Хасидате на внешней северо-восточной оконечности зоны Хида представлены зелеными сланцами с глаукофаном и глинистыми сланцами. Эти сланцы метаморфической зоны Сангун, располагающейся по внешней стороне зоны Хида, возможно, включают (по Hamada, 1961) отложения самых нижних горизонтов карбона, содержащих большое количество вулканогенных продуктов основного состава. Т. Нозава (Nozawa, 1959) показал, что структурный план метаморфической зоны Хида согласуется со структурным планом палеозойских образований в южной части зоны.

Определения возраста гнейсов Хида калий-аргоновым методом (Купо а. о., 1960) дали среднее значение в 180 млн. лет (ранний триас), что по видимому, является временем метаморфизма первично-палеозойских осадочно-вулканогенных толщ района Хида.

Отдельные выходы метаморфических пород южнее и юго-западнее метаморфической зоны Хида носят название метаморфической зоны Сангун (Geology of Japan, 1963), сформировавшейся из осадочно-вулканогенной толщи девона — карбона во время позднепалеозойского — раннемезозойского метаморфизма (Miyakawa, 1961; Miyashiro, 1961; Geology of Japan, 1963).

Толща метаморфических пород Рёке собрана в складки северо-восточ-

ного простираения с крутыми углами падения на крыльях; план складчатости согласуется с планом складчатости неметаморфизованных палеозойских толщ, а между глубоко метаморфизованными породами зоны Рёке и неметаморфизованными осадочно-вулканогенными отложениями верхнего палеозоя имеются постепенные переходы по простираению (ленточные гнейсы → сланцевые роговики → биотитовые сланцы → хлоритовые сланцы → неметаморфизованные верхнепалеозойские отложения (Katada a. o., 1964).

Среди слабо метаморфизованных известняков зоны Рёке в хр. Кисо (северо-восточная часть зоны) найдены Yabeina, Crinoidea, а также описаны ходы червей (Oki, 1961; Katada a. o., 1959).

Возраст метаморфических пород, определенный калий-аргоновым и свинцовым методами, колеблется в пределах 82—129 млн. лет (Geology of Japan, 1963).

Толща метаморфических зеленых сланцев комплекса Самбагава-Микабу собрана в напряженные складки северо-восточного простираения, согласующиеся с простираением разлома Медиана. Падения на крыльях складок достигают 70°. Складки осложнены многочисленными мелкими разрывами.

В линзах известняков среди серицитовых сланцев комплекса Самбагава была найдена фауна карбона, перми и триаса (Hamada, 1961). Т. Хамада полагает, что 11-километровая толща метаморфического комплекса Самбагава включает не только каменноугольные отложения, но и образования девонского и силурийского возраста.

Калий-аргоновым методом для района Бесси (северный Сикоку) был определен возраст минералов из метаморфического комплекса Самбагава в пределах 82—102 млн. лет (Geology of Japan, 1963).

Средне-верхнепалеозойские осадочно-вулканогенные отложения Самбагава — Микабу подверглись смятию и дислокационному метаморфизму в верхнемеловое время. Х. Имаи (Imai a. o., 1963) полагает, что метаморфизм серии Самбагава, начавшийся с юры, продолжался до раннего палеогена.

Породы метаморфической зоны Абукума представлены гранито-гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами (Miyashiro, 1959; Geology of Japan, 1963).

Постепенные переходы метаморфических пород плато Абукума к пермо-карбонным осадочно-вулканогенным отложениям и несогласное залегание на метаморфических породах зоны Абукума сенонских отложений группы Футаба позволили заключить, что метаморфизм пермо-карбонных отложений зоны Абукума осуществился в досенонское время, на что косвенно указывают и данные абсолютного возраста минералов из пегматитов зоны Абукума: определения ураново-свинцовым методом дали значения возраста в пределах 132—103 млн. лет, а калий-аргоновым методом по биотиту к микроклин-пертиту — 113—102 млн. лет (Geology of Japan, 1963).

Синорогенные гранитоиды (типа кварцевых диоритов-адамеллитов) прорывают толщу среднего — верхнего палеозоя в хр. Китаками. Вокруг массивов образуются зоны контактово-метаморфизованных пород (метаморфические породы Китаками): ленточные биотит-кварцевые гнейсы, роговики, биотитовые сланцы, амфиболиты.

Возраст уранинита из контактово-метасоматического месторождения в гранитах Китаками, определенный ураново-свинцовым методом, оказался равным 94—109 млн. лет (Imai a. o., 1960), что соответствует границе нижнего и верхнего мела.

Метаморфические породы пояса Хидака — Камуикотан обнажаются в двух параллельных зонах. Восточная зона приурочена к хр. Хидака и слагается мигматитами, биотитовыми гнейсами с порфиробластами плагиоклаза, биотитовыми сланцами, роговиковыми сланцами с постепенным переходом к слабо метаморфизованному (филлитизированному) глинистому

сланцам группы Хидака. Степень метаморфизма постепенно повышается к осевой части зоны, в которой обнажается полоса мигматитов.

К западу от метаморфической зоны Хидака через промежуточную полосу неметаморфизованных меловых отложений располагается метаморфическая зона Камуикотан, породы которой представлены зелеными сланцами и филлитами. Группа Хидака, в состав которой входят метаморфизованные толщи Хоккайдо, согласно перекрывается нижнемеловой группой Сорати с фауной юры и триаса, так что согласно подстилающая группа Сорати группа Хидака едва ли древнее мезозоя.

Заметим, что формирование метаморфических поясов Японии происходило от триаса до неогена. Результатом пермо-триасового орогенеза Акиёси явилось формирование метаморфического пояса Хида-Сангун; юрско-меловой орогенез Сакава сформировал метаморфический пояс Рёке-Самбагава, а метаморфические толщи Хидака-Камуикотан — результат метаморфизма и складчатости неогенового орогенеза Оясима (Кобаяси, 1960; *Geology of Japan*, 1963).

Северо-Восточный Китай. По Северо-Восточному Китаю ограничимся обзором метаморфических комплексов, приуроченных к хребтам Тайпинлин, Центральный Лаоелин и его северному продолжению — хребтам Кэнцзэй-Алинь, Надань-Хада-Алинь и Фыншуйга.

Хребт Тайпинлин примерно совпадает с Тайпинлинским «платформенным» антиклинорием, в ядре которого обнажается комплекс метаморфических пород (Основы тектоники Китая, 1962). К располагающемуся западнее хр. Центральный Лаоелин приурочена южная часть громадной структуры Лаоелинского «платформенного» антиклинория. К осевой части этой структуры также приурочены выходы пород метаморфического комплекса (Основы тектоники Китая, 1962; Региональная стратиграфия Китая, 1960, 1963).

Незначительные выходы метаморфических пород в пределах Тайпинлинского «платформенного» антиклинория представлены биотитовыми, биотит-мусковит-кварцевыми, серицитовыми, хлоритовыми сланцами, кварцитами, филлитами.

Породы метаморфического комплекса собраны в складки северо-восточного простирания с падениями на крыльях, редко достигающими 40—60°.

Толщи метаморфического комплекса хр. Тайпинлин составляют основание стратиграфического разреза и параллелизуются с метаморфическими породами Хэйлунцзянского комплекса архея (Основы тектоники Китая, 1962).

Однако взаимоотношения метаморфического комплекса с вышележащими, фаунистически охарактеризованными средне-верхнепалеозойскими эвгеосинклинальными отложениями недостаточно ясны. Общая мощность эвгеосинклинальных отложений палеозоя составляет около 11 500 м, причем фауна перми найдена в верхней флишевой части разреза палеозоя мощностью 2500 м. Часть разреза, лежащая ниже фаунистически охарактеризованной толщи, может включать и более древние отложения. Н. М. Органовой (1961) описаны нижнедевонские отложения из бассейна р. Синтухэ (восточный склон хр. Тайпинлин) и на правобережье р. Ту-манган, к северу от г. Когонвонгу. Среднедевонские эвгеосинклинальные отложения известны из уезда Мишань (серия Хэнтай) вблизи северного окончания хр. Тайпинлин (Региональная стратиграфия Китая, 1960, 1963).

Метаморфические толщи Тайпинлинского антиклинория обыкновенно обнажены в небольших блоках среди палеозойских отложений или пермских гранитоидов. Совпадение структурных планов комплекса метаморфизованных пород, а также имеющие место постепенные переходы от неметаморфизованных пород палеозоя к толще метаморфизованных биотит-кварцевых сланцев (р. Спяньхэ в бассейне р. Сунтухэ; Гнибиденко, 1964) позволяют предполагать, что выходы метаморфических пород в пределах Тайпинлинского антиклинория включают и метаморфизованные отложе-

ния палеозоя. Определения возраста пород метаморфического комплекса калий-аргоновым методом дали значения 329 млн. лет (коллекция М. А. Мишкина, 1965 г.), что соответствует среднепалеозойскому времени метаморфизма палеозойских отложений Тайпинлина, возможно, связанному с гранитизацией и внедрением больших масс биотитовых и биотит-амфиболовых гранитов.

Комплекс метаморфических пород в пределах Лаоелинского «платформенного» антиклинория приурочен к поднятиям вдоль осевой части антиклинория.

В пределах Бамяньтунского поднятия Лаоелинского антиклинория обнажается толща гнейсов и докристаллических сланцев с прослоями кристаллических известняков. Верхняя часть толщи представлена филлитами и зелеными сланцами.

Породы метаморфического комплекса собраны в открытые складки преимущественно северо-восточного, северо-северо-восточного простирания с падением на крыльях, достигающим 40—60° (Региональная стратиграфия Китая, 1960, 1963; Основы тектоники Китая, 1962).

С неясно выраженным несогласием метаморфический комплекс перекрывается известняково-песчано-сланцевой свитой Хэйтай с фауной среднего девона, что позволяет предполагать додевонский, возможно, силур-архейский, возраст метаморфического комплекса (Региональная стратиграфия Китая, 1960, 1963) Лаоелинского «платформенного» антиклинория.

Возраст метаморфических пород, определенный калий-аргоновым методом колеблется в пределах 670—136 млн. лет.

**К о р е й с к и й п о л у о с т р о в.** Метаморфические толщи слагают большую часть Корейского полуострова. Выходы метаморфических пород обнажаются в пределах массивов (с севера на юг): Кванмо, Нанним, Кёнги, Собэк (Йоннам), а также слагают выступы фундамента и ядра антиклинальных складок в Амнокканском, Хесан-Ивонском, Пхеннамском и Отчхонском прогибах (Кобаяси, 1959; Григорьев, Грошин, 1960; Межвилк, 1961; Геология Кореи, 1964).

Массив Кванмо представляет собой небольшие выходы метаморфических пород среди поля мезозойских гранитов, гранито-гнейсов. Здесь развиты биотитовые гнейсы, железистые амфиболиты, мраморы.

Возраст описанных метаморфических образований неясен. Некоторые геологи (Стеркин, 1963) условно относят их к нижнему протерозою, однако не исключено, что небольшие выходы метаморфических пород в пределах массива Кванмо являются метаморфизованными и гранитизированными отложениями палеозоя. На возможность верхнепалеозойско-мезозойской гранитизации в северо-восточной Корее указывает А. А. Межвилк (1961).

К западу от массива Кванмо располагается субширотный Хесан-Ивонский прогиб — область синийско-нижнепалеозойской складчатости. Этот прогиб в бассейне р. Ялуцзян (Амноккан) изгибается к западу (Амнокканский прогиб), окаймляя массив Нанним с севера и, по-видимому, соединяясь с платформенной впадиной Тайцзыхе на территории Китая, которая образована докембрийскими кристаллическими комплексами Ляохэ и Аньшань (фундамент) и известняково-сланцевыми отложениями синия и палеозоя (Региональная стратиграфия Китая, 1963; Основы тектоники Китая, 1962).

На территории Кореи Хесан-Ивонский прогиб выполняется серией Мачхоллен в составе сонжинской, пуктэчхонской и намдычхонской свит общей мощностью 10—12 км (Геология Кореи, 1964).

Толща пород серии Мачхоллен смята в складки субмеридионального, северо-западного и северо-северо-западного простирания с падениями слоев на крыльях от 30—40 до 60—70°.

Возраст всей серии Мачхоллен нижнепротерозойский. С глубоко метаморфизованными толщами Наннимского массива, расположенного западнее, она граничит по зонам разломов; перекрывается серия Мачхоллен си-

ийско-кембрийскими известняково-сланцевыми отложениями со строматолитами и фауной кембрия (Геология Кореи, 1964). Возраст биотит-мусковитовых сланцев из намдэчхонской свиты серии Мачхоллен 1700—1740 млн. лет (Полевая и др., 1961), тогда как возраст биотитовых гнейсов и порфиробластических гнейсо-гранитов из архейского комплекса Нанним оказался равным 148 и 457 млн. лет соответственно. Возраст гранодиоритов и биотитовых гранитов, в больших количествах прорывающих серию Мачхоллен, колеблется в пределах 770—136 млн. лет, что указывает на весьма длительный этап гранитизации и связанного с ней метаморфизма геосинклинального комплекса Мачхоллен.

Метаморфический комплекс массива Нанним относится к архею на основании несогласного залегания на кристаллической толще Наннимского массива верхнепротерозойских образований. С Хесан-Ивонским прогибом Наннимский массив граничит по зоне глубинного разлома. С юга Наннимский массив ограничен Пхеннамским прогибом с 10—14-километровой толщей верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Комплекс метаморфических пород в центральной части Пхеннамского прогиба выступает в ядрах антиклинальных структур, которые вполне конформны по отношению к залегающим выше осадочным толщам чехла. Причем от пород метаморфического комплекса (гнейсов) наблюдаются постепенные переходы по степени метаморфизма к вышележащим карбонатно-сланцевым толщам верхнего протерозоя и палеозоя (Стеркин, 1963), что, по-видимому, связано с триасовыми движениями и метаморфизмом.

Метаморфические толщи Наннима тесно связаны с гранитоидными породами Йонхвайского комплекса, имеющего возраст в пределах 2—1,6 млрд. лет (Геология Кореи, 1964), и собраны в складки широтного, северо-восточного и северо-западного простирания.

К югу от Пхеннамского прогиба располагается массив Кёнги. Метаморфический комплекс представлен гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами.

В пределах массива Кёнги толщи метаморфических пород собраны в складки северо-восточного простирания и прорваны большим количеством мезозойских гранитов (Кобаяси, 1959).

Ни северная, ни южная границы массива Кёнги достоверно неизвестны. Предполагается, что на севере массив граничит по разлому с Пхеннамским прогибом. С юга массив Кёнги по разлому соприкасается с прогибом Окчхон (Кобаяси, 1959; Геология Кореи, 1964).

Возраст метаморфического комплекса массива Кёнги условно принимается за докембрийский; однако Т. Ямагути (Yamaguchi, 1951) полагал, что метаморфический комплекс массива Кёнги среднепалеозойского (силур-девонского) возраста. На метаморфических сланцах Кёнги несогласно залегают триасовые песчано-сланцевые отложения с флорой (Кобаяси, 1959).

Южнее массива Кёнги располагается Окчхонский прогиб, который граничит с массивом Кёнги по зоне разломов. К зоне Окчхонского прогиба приурочено большое количество массивов гранитоидных пород, среди которых в виде останцов располагаются метаморфические породы, представленные биотитовыми, биотит-кварцевыми серицитовыми сланцами и филлитами. Между метаморфическими толщами и заключающими их гранитами и ортогнейсами наблюдаются постепенные переходы. Возраст этих метаморфических образований недостаточно ясен. Некоторые исследователи (Kabatake, 1947) рассматривают метаморфический комплекс зоны Окчхон как метаморфизованные отложения палеозоя и мезозоя.

Т. Кобаяси (1959) полагает, что геосинклинальные отложения в Окчхонском прогибе, включающие палеозой (начинающийся кембрийской системой Чесон) и мезозой (заканчивающийся среднемеловой серией Силла), в Окчхонской метаморфической зоне подверглись интенсивному дислокационному, а позднее и термальному метаморфизму.



Т а б л и ц а 1

## Характеристика метаморфических комплексов северо-западного сектора Тихоокеанского пояса

Местоположение метаморфического комплекса	Структурное положение	Предполагаемый состав и возраст метаморфизованных пород	Предполагаемое время метаморфизма	Характер метаморфизма
Остров Врангеля	Метаморфическое ядро антиклинальной структуры	Песчаники, сланцы, известняки, основные эффузивы и их туфы кембро-ордовика	Мезозой	Региональный метаморфизм
Восточная Чукотка	Гнейсо-гранитный купол	Песчаники, глинистые сланцы, известняки, основные эффузивы и их туфы среднего — нижнего палеозоя — докембрия?	Мезозой-палеоген	Региональный метаморфизм с интенсивной гранитизацией. Амфиболитовые и зелено-сланцевые фации
Остров Большой Ляховский (Новосибирские острова)	Контактово-метаморфические зоны вокруг гранитных массивов	Песчаники и сланцы мезозоя	Мезозой	Метаморфизм в зоне контакта с гранитным массивом. Роговиковые фации
Северный Анюйский хребет	Метаморфическое ядро мегантиклинория	Сланцы, известняки нижнего карбона	Верхний палеозой — мезозой?	Региональный метаморфизм, сопровождающийся гранитизацией. Амфиболитовые фации
Хребет Золотой	Контактово-метаморфическая зона, связанная с гранитным массивом	Песчаники юры—мела	Мел	Контактовый метаморфизм. Роговиковые фации
Корякское нагорье	Зона глубинного разлома	Вулканогенно-осадочные отложения верхнего палеозоя и мезозоя	Мезозой?	Метаморфизм, связанный с давлением. Фация зеленых сланцев
Река Уяндина (Селеняхское нагорье)	Метаморфическое ядро антиклинория	Песчаники, сланцы, известняки, основные эффузивы, их туфы нижнего палеозоя и докембрия	Докембрий? — палеозой — мезозой	Региональный метаморфизм. Амфиболитовые и зеленосланцевые фации. Внедрение гранитных интрузий
Хребет Тас-Хаяхта (в горной системе Черского)	Зоны глубинных разломов	Сланцы, известняки палеозоя	Палеозой — мезозой?	Метаморфизм, связанный с давлением. Фация зеленых сланцев
Хребет Чималгинский, бассейн р. Индигирки (горная система Черского)	Метаморфическое ядро Чибалахского антиклинория	Песчаники, сланцы, известняки, основные эффузивы и их туфы среднего — верхнего ордовика	Мезозой	Контактово-региональный метаморфизм амфиболитовой фации. Региональный метаморфизм — фация зеленых сланцев

Таблица 1 (продолжение)

Местоположение метаморфического комплекса	Структурное положение	Предполагаемый состав и возраст метаморфизованных пород	Предполагаемое время метаморфизма	Характер метаморфизма
Омулевские горы (хр. Улахан-Чистай горной системы Черского)	Метаморфические ядра двух антиклинальных структур	Песчаники, сланцы, известняки, основные эффузивы и их туфы нижнего палеозоя	Триас-юра	Региональный метаморфизм, связанный с интенсивной гранитизацией. Амфиболитовые и зеленосланцевые фации
Приколывье (правобережье р. Колымы между устьями рек Большой Столбовой и Шаманихи), водораздел рек Колымы и Поповки	Метаморфическое ядро Приколывского антиклинория	То же, верхнего протерозоя	Поздний протерозой? палеозой — ранний мезозой	То же
Реки Омолон и Коркодон — хр. Колымский (Гыдан)	Контактово-метаморфические зоны, связанные с гранитными массивами	Песчаники, сланцы палеозойского возраста	Палеозой?	Контактовый метаморфизм. Роговиковые фации
Полуостров Тайгонос	Метаморфическое ядро антиклинория	Вулканогенно-осадочные толщи с небольшим количеством известняков палеозойского, возможно допалеозойского возраста	Поздний палеозой — мезозой	Региональный метаморфизм эпидиот-амфиболитовой, амфиболитовой, зеленосланцевой фаций. Интрузии гранитов
Верховья рек Охоты и Кухтуя	Срединный массив	Песчаники, основные эффузивы, их туфы докембрийского возраста?	Докембрий — палеозой	Региональный метаморфизм, связанный с интенсивной гранитизацией? Амфиболитовые фации. Гранулитовая? фация
Прибрежный хребет (юго-восточные отроги хр. Джугджур)	Блоки в зоне глубинного разлома	Песчаники, известняки, сланцы, основные эффузивы и их туфы палеозойского и докембрийского? возраста	Нижний ордовик — триас	Региональный метаморфизм, связанный с интенсивной гранитизацией в зоне глубинного разлома. Амфиболитовые фации
К востоку от оз. Ханка (юг Дальнего Востока)	Гранитно-гнейсовое ядро (купол)	Песчаники, известняки, сланцы, основные эффузивы, их туфы докембрийского и нижнепалеозойского возраста	Верхний протерозой — нижний триас	Региональный метаморфизм, сопровождающийся интенсивной гранитизацией. Амфиболитовые и гранулитовые фации
Намчатка (Срединный и Ганальский хребты)	Метаморфические ядра антиклинориев	Песчаники, глинистые сланцы, туфопесчаники юрско-мелового возраста	Верхний мел — палеоген	Контактово-региональный метаморфизм, связанный с интенсивной гранитизацией. Амфиболитовые и зеленосланцевые фации

Хавывенская возвышенность (п-ов Озерной на Камчатке)	?	Песчаники, сланцы мезозоя?	Мезозой — палеоген?	Региональный метаморфизм зелено-сланцевой и цеолитовой фаций
Сахалин (Восточно-Сахалинский и Сусунайский хребты)	Зона глубинного разлома	Песчаники, сланцы, вулканогенно-осадочные отложения среднего — верхнего палеозоя (возможно мезозоя)	Мел — палеоген	Метаморфизм, связанный с давлением. Фации зеленых и глаукофановых сланцев
Хида — Сангун (юго-западная Япония)	Ядро антиклинорной структуры внутренней зоны юго-западной Японии	Осадочно-вулканогенные отложения среднего — верхнего палеозоя	Триас	Региональный метаморфизм, связанный с интенсивной гранитизацией. Амфиболитовая и зеленосланцевые фации
Рёке — Абукума (Япония, острова Хонсю, Сикоку, Кюсю)	То же	Песчаники и сланцы среднего-верхнего палеозоя	Нижний — верхний мел	Региональный метаморфизм с интенсивной гранитизацией. Амфиболитовые фации
Самбагава — Микабу — Хитати — Якути (Япония, остров Хонсю, Сикоку, Кюсю)	Юго-восточное крыло антиклинория Рёке (зона нагнетания)	Песчаники, сланцы, основные эффузивы и их туфы средне-верхнепалеозойского возраста	Верхний мел — палеоген	Метаморфизм фации зеленых и глаукофановых сланцев, связанный с сильным вым давлением
Китаками (северо-восточная часть о-ва Хонсю, Япония)	Контактово-метаморфические зоны, связанные с гранитными массивами	Осадочно-вулканогенные отложения среднего-верхнего палеозоя	Верхний мел	Контактовый метаморфизм (роговики)
Хребет Хидака (о-в Хоккайдо, Япония)	Метаморфическое ядро антиклинория	Глинистые сланцы, песчаники, основные эффузивы и их туфы юрско-мелового возраста (возможно, верхнего палеозоя)	Верхний мел — палеоген	Региональный метаморфизм. В зоне Хидака (восточная полоса) — гранитизация; в зоне Камуикотан — фации зеленых и глаукофановых сланцев
Хребет Тайпинлин (Северо-Восточный Китай)	Метаморфическое ядро Тайпинлинского антиклинория	Песчаники, сланцы среднего и нижнего палеозоя	Верхний девон — карбон?	Региональный метаморфизм. Амфиболитовые и зеленосланцевые фации. Гранитизация
Хребет Центральный Лаоелин (Северо-Восточный Китай)	Ядро Лаоелинского антиклинория	Песчаники, сланцы, основные эффузивы, их туфы, известняки среднего-нижнего палеозоя — докембрия?	Верхний палеозой?	Региональный метаморфизм, сопровождающийся интенсивной гранитизацией. Амфиболитовые и гранулитовые фации

Т а б л и ц а 1 (окончание)

Местоположение метаморфического комплекса	Структурное положение	Предполагаемый состав и возраст метаморфизованных пород	Предполагаемое время метаморфизма	Характер метаморфизма
Северо-восточное окончание хр. Туманского (Корейский полуостров)	Ядро антиклинальной? структуры	Песчаники, сланцы, основные эффузивы и их туфы палеозоя	Палеозой — мезозой?	Региональный метаморфизм фации зеленых сланцев
Массив Иванмо (хр. Туманский, Корейский полуостров)	Блоки среди сплошного поля гранитов	Песчаники, сланцы, известняки палеозоя — докембрия?	Мезозой	Региональный метаморфизм, связанный с внедрением гранитного батолита. Роговиковые фации
Хребет Мацхоллен (Корейский полуостров)	Внешнее (северо-восточное окаймление Наннимского массива — Хесан-Ивонский прогиб)	Песчаники, сланцы, известняки докембрия — палеозоя	Палеозой — мезозой	Региональный метаморфизм, сопровождающийся интенсивной гранитизацией. Амфиболитовые фации
Плоскогорье Кэма (Корейский полуостров)	Гранито-гнейсовый купол — Наннимский массив	Песчаники, сланцы, известняки, основные эффузивы докембрия — архея?	Средний — верхний протерозой	Региональный метаморфизм, сопровождающийся интенсивной гранитизацией — гранулитовая фация; амфиболитовые фации
Полуостров Хванхэ — бассейн р. Тэдонган (Корейский полуостров)	Метаморфические ядра антиклинальных структур в Пхеннамском прогибе (южное окаймление Наннимского массива)	Песчаники, сланцы, известняки палеозоя — докембрия?	Триас	Региональный метаморфизм, сопровождающийся гранитизацией. Амфиболитовые и зеленосланцевая фации
Бассейн рек Пукханган и Ханган (Корейский полуостров)	Метаморфическое ядро антиклинория? — массив Кёнги	Песчаники, глинистые сланцы палеозоя	Мезозой?	Региональный метаморфизм с интенсивной гранитизацией. Амфиболитовые фации
Северо-западные отроги хр. Собэксан	Блоки метаморфических пород среди гранитов (Окчхонский прогиб)	Песчаники, сланцы, известняки палеозоя — мезозоя	»	Региональный метаморфизм, сопровождающийся интенсивной гранитизацией. Амфиболитовые и зеленосланцевая фации
Хребет Собэксан (юг Корейского полуострова)	?	Терригенные толщи. Возраст — ?	»	Региональный метаморфизм и гранитизация

Южнее и юго-западнее Окчонского прогиба располагается массив Собэк (Ионнам), приуроченный к хр. Собэк. Массив Собэк почти нацело сложен гранитами, гнейсо-гранитами и кристаллическими сланцами, а с юга ограничен Цусимской меловой впадиной.

Метаморфические толщи массива Собэк (Ионнам) входят в состав серии Тэбэксан, условно относимой к кембрию, и покрываются меловой серией Силла. Не исключено, что метаморфические толщи массива Собэк являются метаморфизованными палеозойскими и мезозойскими отложениями, как и в Окчонской метаморфической зоне, прилегающей с севера к массиву Собэк.

\* \* \*

Из приведенного обзора следует, что в настоящее время нет оснований рассматривать метаморфические комплексы северо-западного сектора Тихоокеанского пояса как выступы единой докембрийской платформы.

Эти выходы метаморфических пород являются различными по возрасту (и времени метаморфизма) ядрами складчатых сооружений в пределах пояса или метаморфическими зонами, приуроченными к глубинным разломам.

Геосинклиальная область северо-западного сектора Тихоокеанского пояса, вероятнее всего, заложилась на симатическом основании. Наиболее древние структуры в ее пределах примерно совпадают с разновозрастными метаморфизованными зонами и, следовательно, имеют различный возраст формирования.

Из всего изложенного следует, что есть основания отказаться от представления о существовании и последующем распаде докембрийской или палеозойской платформы на месте современных структур северо-западного сектора Тихоокеанского пояса.

Характерные особенности метаморфических комплексов сведены в табл. 1.

## ЛИТЕРАТУРА

- Андрянов А. В. и Головачев Ф. А. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части Чукотского полуострова.— Труды Арктического научно-исслед. ин-та, 1938, 104, вып. III.
- Аникиев Н. П. и др. Основные тектонические элементы Северо-Востока СССР.— Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, Магадан, 1957, № 11.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гавриков С. И. К истории геологического развития Охотского массива.— Сов. геология, 1965, № 2.
- Гатиев И. Д. Геология и полезные ископаемые бассейна реки Чевтун и прилегающих районов (Чукотский полуостров).— Труды Арктического научно-исслед. ин-та, 1939, 131, вып. V, Л., 1939.
- Гельман М. Л. Амфиболитовая формация мезозойского метаморфизма в низовьях р. Колымы.— Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, Магадан, 1961, вып. 15.
- Геология и минеральные ресурсы Японии. Под ред. Сайто М. и др. М., ИЛ, 1961.
- Геология Кореи. Перев. с корейск. М., изд-во «Недра», 1964.
- Гнибиденко Г. С. К тектонике Ханкайского Среднего массива. В кн: «Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса», М., Изд-во «Наука», 1964.
- Гнибиденко Г. С. Структурное положение метаморфических толщ восточной Чукотки.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 10.
- Григорьев В. М., Грошин С. И. Основные черты геологического строения Кореи.— Изв. высших учебных заведений, геол. и разведка, 1960, № 1.
- Зытнер И. Л., Ковтунович Ю. М., Таболяков А. Л., Тихомиров В. М. Тектоника, магматизм и размещение рудных полезных ископаемых острова Сахалина. В кн: «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». М., Изд-во «Наука», 1964.
- Кобаяси Т. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. М., ИЛ, 1959.
- Кобаяси Т. Триасовый орогенез Акиёси. В кн: «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., ИЛ, 1960.
- Косыгин Ю. А. и др. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, 1964.

- Котляр С. Г. Докембрий Учатского массива.— Труды Межведомств. совещания по разработке унифицированных стратигр. схем Северо-Востока СССР, Магадан, 1959.
- Лебедев М. М., Бондаренко В. Н. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки.— Сов. геология, 1962, № 11.
- Лобанов М. Ф. Геологическое строение Новосибирских островов.— В кн: «Геология Советской Арктики». М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Лобанов М. Ф. Геологическое строение островов Врангеля и Геральда. В кн: «Геология Советской Арктики». М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Лугов С. Ф. Возраст гранитоидов Чукотки по данным аргонового метода и геологических наблюдений.— Сов. геология, 1959, № 5.
- Лугов С. Ф. Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Межвилк А. А. Возраст метаморфических толщ Северо-Восточной Кореи.— Сов. геология, 1961, № 11.
- Мерзляков В. М. Возраст и структурное положение Учатского метаморфического комплекса. В сб: «Итоговая научная аспирантская конференция за 1962 г.» Тезисы докладов. Изд. Казанск. ун-та, 1963.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. М., изд-во «Наука», 1964.
- Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Ненашев Н. И. Вопросы магматизма и рудообразования на Северо-Востоке Якутии в свете данных абсолютного возраста.— Изв. АН СССР, серия геол. 1963, № 9.
- Николаев А. А., Северо-Восток СССР. В кн: «Нижний докембрий». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Николаев А. А., Пепеляев Б. В. Северо-Восток СССР. В кн: «Верхний докембрий», М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Органова Н. М. и др. Новые данные по стратиграфии пермских отложений северо-востока Кореи.— Геол. и геофиз., 1961, № 5.
- Основы тектоники Китая. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Полевая Н. И., Путинцев В. К., Спринцон В. Д. Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород Северной Кореи.— Сов. геология, 1961, № 6.
- Постельников Е. С., Пущаровский Ю. М. О тектоническом строении Приколымского поднятия.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, № 6.
- Региональная стратиграфия Китая. Перев. с китайск. М., ИЛ, 1960.
- Региональная стратиграфия Китая, вып. 2. Перев. с китайск. М., ИЛ, 1963.
- Резанов И. А. О рифейских отложениях Охотского массива.— Докл. АН СССР, 1959, 125, № 4.
- Рудник В. А. Проявление метаморфизма в центральной части хребта Джугджур.— Информ. сборник ВСЕГЕИ, 1960, 28.
- Русakov И. М., Трухалев А. И. Древние геологические образования Корякского хребта, их место и роль в его геотектоническом развитии.— Ученые записки НИИГА, региональная геол., 1964, вып. 3.
- Садовский А. И. Палеозойские отложения Апоийского мегантиклинория.— Геол. и геофиз., 1964, № 10.
- Садовский А. И. История геологического развития и тектоническое строение Анойского мегантиклинория.— Сов. геология, 1965, № 3.
- Сидяченко А. И., Каныгин А. В. К стратиграфии ордовикских отложений Омудлевских гор.— Геол. и геофиз., 1965, № 3.
- Сороков Л. С. Стратиграфия дочетвертичных отложений Новосибирского архипелага.— Труды межведомств. совещания по разработке унифицированных стратигр. схем Северо-Востока СССР. Доклады, Магадан, 1959.
- Стеркин В. Д. Некоторые черты тектоники центральной и северной частей Пхеннамского прогиба (Корея).— Сов. геология, 1963, № 4.
- Тильман С. М., Сосунов Г. М. Некоторые особенности развития Чукотской геосинклиналиной зоны в нижнем триасе.— Докл. АН СССР, 1960, № 4.
- Фирсов Л. В. Абсолютный возраст пород хребта Тыннианого; залив Лаврентия.— Кольма, 1960, № 10.
- Фирсов Л. В. Об абсолютном возрасте метаморфических пород Северо-Востока СССР и проявлениях повторного метаморфизма.— Докл. АН СССР, 1962, 143, № 1.
- Фирсов Л. В. Позднемезозойский магматизм Срединного хребта Камчатки и связанный с ним повторный метаморфизм древних формаций. Геол. и геофиз., 1964, № 3.
- Щербakov А. В. Маршрутные геологические исследования в Срединном Камчатском хребте.— Труды Камчатской компл. экспед. АН СССР, 1940, вып. 1.
- Geology of Japan. Ed. Takai F., Matsumoto T., Toriyama. R. Berkeley — Los Angeles, 1963.
- Hamada T. The Middle Paleozoic group of Japan and its bearing on her geological history.— J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, 1961, 13, N 1.

- I m a i H. et al. The absolute age the granitic rocks in the Hiyako — Taro district, Iwate Prefecture.— J. Geol. Soc. Japan, 1960, 66, N 777 (японск., рез. англ.).
- I s h i o k a K., S u w a K. Metamorphic development of staurolite schist from rhyolite in the Kurobe — gawa area, Central Japan. A preliminary report.— J. Earth Sci., Nagoya Univ., 1956, 4, N 2.
- K a t a d a M. et al. Geology of Japanese Central Alps and its Western area. 1. Ryoke zone of Central Alps (Kiso range).— Chikyu kagaku, Earth Sci., 1959, N 41 (японск., рез. англ.).
- K a t a d a M. et al. Geology of Japanese Central Alps and its Western area. 3. Geologic structure of Ryoke zone.— Chikyu kagaku, Earth Sci., 1961, N 57 (японск., рез. англ.).
- K o b a t a k e N. On the so-called Yokusen system with special reference to its lower part.— J. Geol. Soc. Japan, 1947, 53.
- K u n o H. et al. Potassium — argon dating of the Hida metamorphic complex, Japan.— Japan. J. Geol. and Geogr., 1960, N 2—4. 31.
- M a e d a S. On the geological history of the Mesozoic Tetori group in Japan.— Japan. and J. Geol. and Geogr., 1961, 32, N 3—4.
- M i y a k a w a K. General considerations on the Sangun metamorphic rocks on the basis of their petrographical features observed in the San — in provinces, Japan.— J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1961, 9, N 2.
- M i y s h i r o A. Abukuma. Ryoke and Sambagawa metamorphic belts.— J. Geol. Soc. Japan., 1959, 65, N 769.
- M i y a s h i r o A. Evolution of metamorphic belts.— J. Petrology, 1961, 2, N 3.
- N o z a w a T. On the age of Hida metamorphic rocks (a preliminary note).— J. Geol. Soc. Japan., 1956, 62, N 725.
- O k i Y. Metamorphism in the northern Kiso range, Nagano Prefecture, Japan.— Japan J. Geol. and Geogr., 1961, 32, N 3—4.
- Y a m a g u c h i T. On the so-called Yonchon system and its regional metamorphism.— J. Geol. Soc. Japan, 1951, 57.

## О РАЗРЫВНЫХ ДИСЛОКАЦИЯХ В ПРЕДЕЛАХ КУРИЛЬСКОЙ ЗОНЫ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Многочисленные исследования последних лет все более убедительно показывают роль разломов в строении земной коры и в процессе ее формирования (Пейве, 1945, 1960, 1961; Шатский, 1955; Ажгирей, 1960; Белоусов, 1960; Муратов, 1960; Хаин, 1960; Апродов, 1964, и др.). В этом отношении не является исключением и Курильская зона Тихоокеанского подвижного пояса, в которой выделяют многочисленные разломы, различающиеся как протяженностью и глубиной проникновения в земную кору и мантию, так и ролью в формировании современной структуры. Совместный анализ геофизических, геологических и батиметрических данных дает возможность подразделения их на следующие типы: 1) сверхглубинный разлом, 2) глубинные разломы, 3) коровые разломы.

Сверхглубинный разлом отделяет древнюю Охотскую платформу и современную Курильскую геосинклинальную область от талассократона Тихого океана (рис. 1). Он является частью грандиозного пояса разломов, расположенного по периферии Тихого океана (Ажгирей, 1960; Милашин, 1961; Хаин, 1963; Апродов, 1964). В пределах описываемого региона этот сверхглубинный разлом имеет северо-восточное простирание и в районе Командорских островов почти под прямым углом смыкается с подобным же разломом, отделяющим поднятие Алеутской островной дуги от Тихого океана. В южном направлении этот разлом прослеживается восточнее о-ва Хонсю до широты зоны дислокаций Фосса-Магна, после чего принимает близкое к меридиональному простирание, согласное направлению Идзу-Бонинской островной дуги. Можно полагать, что характерная форма островных дуг и сопряженных с ними глубоководных впадин определяется его местоположением.

На всем протяжении сверхглубинный разлом сопровождается полосой землетрясений, которые в пределах Курильского региона и к западу от него проявляются до глубин 600—700 км. Судя по расположению гипоцентров землетрясений, он представляет собой зону шириной около 50—150 км, погружающуюся в сторону Азиатского континента и имеющую на северном и южном участках региона значительно меньший наклон, нежели в его центральной части (Лившиц, 1965). Верхняя кромка зоны разлома, фиксируемая гипоцентрами землетрясений, лежащими на глубинах до 30 км, проектируется на западный борт Курило-Камчатской глубоководной впадины, на всем протяжении оставаясь примерно параллельной последней. Ширина ее проекции находится в зависимости от угла наклона фокальной зоны (до 150 км в северной и южной частях и около 75—100 км в центральном участке).

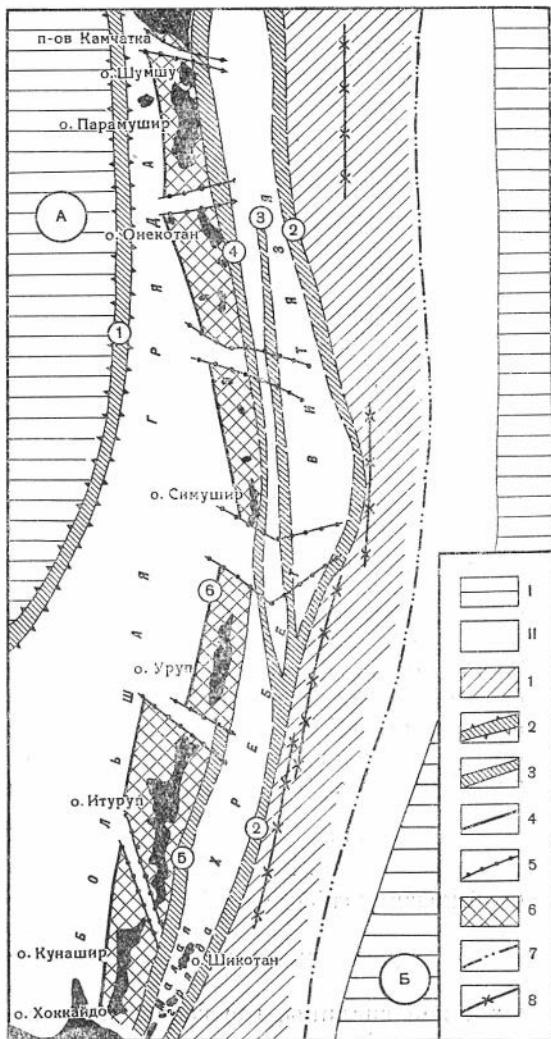
Установлено, что сейсмическая активность по простиранию зоны не остается постоянной. Выделяются четыре-пять областей с повышенной плотностью эпицентров, которые разделены асейсмичными или слабосейсмичными участками, отвечающими в плане наиболее значительным проливам района — Крузенштерна, Буссоль, Фриза (Кондорская, Постоленко, 1959).



Рис. 1. Тектоническая схема Курильско-Камчатской дуги.

I — талассократоны: А — Охотский, В — Тихоокеанский; II — область современной Курильской геосинклинали.

Разломы: 1 — сверхглубокие; 2 — глубокие краевые швы; 3 — глубокие внутритригессинклинальные; 4 — коровые продольные; 5 — коровые поперечные; 6 — горсты, 7 — осевая линия Курило-Камчатской глубоководной впадины; 8 — осевые линии областей повторных толчков цунамигенных землетрясений  
Обозначения цифр на схеме см. в тексте



Это, однако, не затушевывает общей закономерности, выражающейся в том, что наибольшая сейсмическая активность свойственна фланговым участкам зоны, ослабевая в ее центральной части (Кондорская, Постоленко, 1959; Соловьев, Тараканов и др., 1964; Волков и др., 1964). Аномальное распределение сейсмической активности наблюдается и по глубине. Отдельными исследователями отмечаются три (Милашин, 1961) и более аномалий максимальной сейсмической активности или участков с наибольшей выделившейся энергией. Касаясь вопроса с глубиной аномалийности или этажности в размещении очагов подкоровых землетрясений, Е. М. Рудич (1962, стр. 238) отмечает, что «глубины тех или иных этажей, ...по-видимому, находятся в зависимости от абсолютного возраста расположенных под ними структур коры».

Исходя из этого, он считает, что следует «отказаться от гипотезы, связывающей глубокофокусные толчки с крупными зонами разрывных нарушений» (стр. 239). С нашей точки зрения, гнездовое распределение гипоцентров землетрясений нужно рассматривать не как свидетельство отсутствия зоны крупного разлома, а как показатель неравномерного распределения физических свойств вещества мантии по глубине. Это хорошо согласуется с новыми данными (Тараканов, 1965) о «слоистом» характере мантии, в которой отмечается ряд ослабленных и «упрочненных» слоев.

Зона сверхглубинного разлома характеризуется наличием еще ряда неоднородностей. На глубинах 60—100 км в ней обнаружено аномально высокое поглощение поперечных волн (Федотов, 1963; Федотов и др., 1964), свидетельствующее, видимо, о локальном разогреве вещества мантии. Это предположение в известной мере подкрепляется расчетами Е. А. Любимовой (Федотов, 1953), согласно которым примерно в этом же интервале разреза имеет место аномально высокое возрастание температуры на величину около 100°. В интервале глубин 80—120 м также установлены (Тараканов, 1965) «скачки» в изменении скоростей распространения продольных волн. Отмеченные особенности указанного интервала зоны разлома позволяют

рассматривать его в качестве потенциальной области магмообразования (Федотов, 1963; Волков и др., 1964).

Зона сверхглубинного разлома характеризуется широким распространением в рельефе океанического дна тектонических уступов (Удинцев, 1955, Затонский и др., 1961), особенностями распределения вторичных толчков от землетрясений и формированием в ее пределах волн цунами (Тараканов, 1961; Федотов, 1962; Соловьев, 1965). В этой зоне гравитационные и магнитные аномалии обычно всегда вытянуты в направления, параллельные тектоническим элементам и макроформам рельефа Курильской зоны (Соловьев, Гайнанов, 1963).

Глубинные разломы, следуя терминологии В. Е. Хаина (1963), могут быть названы внутригеосинклинальными продольными, поскольку они располагаются внутри Курильской геосинклинальной области и ориентированы параллельно ее тектоническим элементам (см. рис. 1). Несколько обособленное положение занимает лишь разлом 1, располагающийся на стыке Охотской квазиplatformы и Курильской геосинклинальной области, в силу чего его, видимо, следует рассматривать в качестве краевого шва.

Местоположение и характер глубинных разломов достаточно отчетливо устанавливаются по данным магнитометрии, батиметрии, гравиметрии и ГСЗ. Некоторые глубинные разломы непосредственно подтверждаются геологическими данными. Наиболее рельефно разломы этого типа выделяются по магнитным данным, фиксируясь полосами положительных ножевидных аномалий или цепочками отдельных аномалий на магнитных картах. Эти аномалии, как правило, характеризуются симметричной формой, что свидетельствует о вертикальном или близком к нему положении магнитоактивных тел. Глубина заложения рассматриваемых разломов может быть оценена, исходя из глубин залегания связанных с ними магнитоактивных тел (Гайнанов, Соловьев, 1963), а также предположения о связи их с зоной сверхглубинного разлома.

Перейдем теперь к характеристике разломов этого типа.

Разлом 1,<sup>1</sup> как упоминалось выше, протягивается вдоль границы Охотской квазиplatformы с Южно-Охотской впадиной, принадлежащей современной геосинклинальной зоне. Он отчетливо отмечается в гравитационном поле уступом аномалии силы тяжести с градиентом около 2 мгл/км на фоне сравнительно спокойного поля Охотской квазиplatformы и Южно-Охотской впадины, где градиент поля силы тяжести не превышает 0,3—0,5 мгл/км. Здесь же происходит резкое изменение структуры и мощности земной коры. Южно-Охотская впадина характеризуется субокеаническим типом земной коры. Мощность ее здесь составляет около 9—10 км (без гидросферы), причем мощность консолидированной коры не превышает 5 км, а мощность осадочного слоя достигает 5 км (Косминская и др., 1964). В пределах Охотской платформ развита субконтинентальная земная кора, мощность которой увеличивается до 20—30 км при одновременном уменьшении мощности осадочного слоя до 1—3 км.

Судя по взаимоотношению формы рельефа и местоположения магнитных аномалий, отождествляемых с описываемым разломом, плоскость его на юго-западе, по-видимому, имеет падение на восток (магнитная аномалия смещена по отношению к уступу рельефа на восток), тогда как на северо-востоке она погружается на запад (магнитная аномалия относительно уступа смещена на запад).

Восточнее Курильских островов отчетливо прослеживается разлом 2, который выражен цепочкой аномалий магнитного поля интенсивностью до 300—500 гамм и резким (около 1,0—2,5 мгл/км) градиентом гравитационного поля на юге и севере региона, отвечающим западным границам интенсивных положительных аномалий силы тяжести. Этот разлом протягивается по западной границе зоны сверхглубинного разлома (см. рис. 1) и, видимо, ограничивает с востока Курильское геоантиклинальное подня-

<sup>1</sup> Здесь и далее см. цифры в кружках на рис. 1.

тие. На всем протяжении он остается примерно параллельным простиранию Курильской дуги и лишь на широте о-ва Симушир образует довольно резкий изгиб к востоку. Глубина залегания до магнитоактивных тел, приуроченных к разлому, изменяется в пределах 1—15 км до верхних кромок и от 20 до 25 км — до нижних. Здесь же в рельефе дна моря наблюдается уступ с амплитудой до 2 км и градиентом порядка 50 м/км.

Представляет интерес характер сочленения структур Большой и Малой Курильской гряд. Известно (Мархинин, 1961), что районы Большой и Малой гряд принадлежат различным структурно-фациальным зонам, прошедшим существенно различную историю геологического развития. Их наиболее характерными особенностями являются следующие:

1) В пределах Малокурильской структурно-фациальной зоны имело место мезозойское (во всяком случае верхнемеловое) и, возможно палеогеновое осадконакопление, а начиная с неогена эта область представляла собой разрушающуюся сушу. Для Большой Курильской гряды мезозой и существенно большая часть палеогенового периода, видимо, были временем денудации, а осадконакопление почти повсеместно возобновилось лишь с начала неогена.

2) Район Малокурильской гряды в неогеновый период представлял собой относительно жесткую глыбу, тогда как в пределах структурно-фациальной зоны Большой гряды имели место неоднократные дифференцированные перемещения по разломам и проявления складкообразования.

3) Четвертичный вулканизм локализован исключительно в пределах Большекурильской зоны, тогда как на островах Малой гряды четвертичные вулканы неизвестны, если не считать гор Ноторо и Томари (о-ва Шикотан), возраст построек которых до настоящего времени не выяснен.

Из сказанного следует, что обе зоны при территориальной сближенности характеризуются очень резкими различиями в истории их геологического развития, что позволяет предполагать их сочленение посредством **крупных разломов**. Исходя из анализа геологических и геофизических данных, а также материалов батиметрии, можно выделить один разлом подобного типа (5) на юге Курильских островов и два (3, 4) на севере.

Разлому 5 в магнитном поле соответствует цепочка интенсивных (до 200—500 гамм) положительных аномалий, протягивающихся восточнее островов Кунашир и Итуруп до южной оконечности о-ва Уруп, а также уступ в гравитационном поле с амплитудой до 40 мгл. В районе о-ва Итуруп в этой зоне наблюдается также 500-метровый уступ в рельефе дна океана.

Разломы 3 и 4 прослеживаются в северо-восточном направлении от широты о-ва Уруп, где они примыкают к разлому 2. Разлом 3 отчетливо прослеживается до широты о-ва Онекотан; далее на север он, по-видимому, затухает. На этом участке ему соответствует ножевидная положительная аномалия магнитного поля интенсивностью до 100 гамм с отдельными локальными аномалиями величиной до 200—300 гамм. Разлом 4 характеризуется цепочкой положительных магнитных аномалий, интенсивность которых нередко достигает 300—500 гамм. К северу от о-ва Уруп он хорошо выражен также в рельефе дна океана (градиент изменения глубины океана здесь достигает 100 м/км). Верхние кромки магнитоактивных тел в зоне разлома залегают на глубинах от 2 до 6—15 км, а нижние — от 8 до 25 км на юге и от 20 до 24 км на севере района. Совокупностью перемещений по отмеченным разломам структура Курильской гряды оказалась расчлененной на три крупных продольных блока: внутренний (Большекурильский) и внешний (Малокурильский) горсты, разделенные продольным грабеном.

Не менее важная роль в формировании морфоструктуры района принадлежит, видимо, и коровым разломам, преимущественно поперечным по отношению к простиранию гряды (Святловский, 1955). Среди последних в районах проливов Буссоль и Крузенштерна прежде всего выделяются крупные разрывные нарушения, морфологически выраженные узкими

глубокими (более 2000 м) желобами. Они ограничивают среднекурильский блок с субокеаническим типом земной коры. Подобные же разломы развиты и в зонах других межостровных проливов, в частности между островами Кунашир и Итуруп, Итуруп и Уруп, Онекотан и Парамушир, Шумшу и п-овом Камчаткой (Соловьев, Тараканов и др., 1964).

Так как они не сопровождаются сколько-нибудь значительными магнитовозмущающими телами, можно полагать, что ими захватывается лишь верхняя часть земной коры на глубину нескольких километров. В большинстве случаев поперечные разломы представляют собой совокупность двух разрывных нарушений, которые ограничивают депрессионные зоны проливов, четко выражаясь в рельефе их дна в виде крупных уступов.

В пределах Большой Курильской гряды поперечные разломы ограничивают Кунаширский, Итурупский, Урупский, Симуширский, Онекотанский и Парамуширский горсты, разделенные грабенами межостровных проливов.

К типу коровых, видимо, следует отнести и продольный разлом 6, отделяющий складчато-глыбовое сооружение островной дуги от молодой Южно-Охотской впадины, который хотя и не находит отражения в геофизических полях, но выражается резким уступом в рельефе дна (Горячев, 1960). Поскольку продольные разломы в большинстве случаев не отражаются в подводном рельефе проливов, можно полагать, что поперечные дислокации являются по отношению к продольным более поздними.

Значительным развитием разломы этого типа пользуются также в пределах отмеченных горстовых поднятий (островных глыб). Они образуют две системы. Наиболее крупные разломы первой системы ориентированы параллельно направлению островной гряды и нередко сопровождаются многочисленными мелкими разрывами, вмещающими дайки и рудные тела. Менее значительны поперечно ориентированные разломы второй системы, которые нередко смещают выходы продольных разломов на дневной поверхности, что указывает на их более молодой возраст. Они обычно ограничивают поперечные грабены, выраженные в рельефе островов низменными перешейками. Остановимся на характеристике основных разломов отдельных островов.

В пределах Малокурильского горста разрывные нарушения сравнительно малочисленны. Лишь на о-ве Шикотан отмечается крупный продольный разлом, который проходит вблизи осевой линии острова и сопровождается зоной интенсивного дробления и смятия пород шириной до нескольких сотен метров. Разлом, видимо, имеет глубокое заложение, поскольку контролируется местоположением интрузий габброидов в северо-восточной и юго-западной частях острова. Более распространены поперечные разломы, развитие которых привело к формированию многочисленных глубоко врезанных бухт.

На островных глыбах Большекурильского горста разломы развиты значительно шире. На о-ве Кунашир проявлены два крупных продольных разлома — Западный и Восточный, имеющие, вероятно, глубокое заложение и выраженные на поверхности серий субпараллельных нарушений с амплитудами смещения свыше 100 м.

Западный разлом прослеживается от северо-западной оконечности острова (мыс Докучаева) на юг вдоль охотского побережья примерно на расстоянии 60—65 км (рис. 2) и сопровождается зоной гидротермально-измененных пород шириной до 2 км, интрузивных тел и рудопроявлений. Он располагается преимущественно в поле выходов пород кунаширской свиты (нижний миоцен), которые здесь сильно пропилитизированы и окварцованы, тогда как на п-ове Ловцова в 30 км к востоку они представлены слабо измененными разностями. Это обстоятельство подтверждает связь гидротермальных изменений пород с разломом. Галька и обломки гидротермально измененных пород кунаширской свиты Горячего пляжа имеют возраст нижний—средний (?) миоцен, что указывает на заложение

разлома не позднее раннего миоцена. В более позднее время он, видимо, неоднократно активизировался, что следует из смещения вдоль этого разлома четвертичных образований вулкана Руруй и приуроченности к его зоне гранитоидных тел среднемиоценового возраста, породы которых также подверглись пропилитизации. На западном и юго-западном склонах вулкана Руруй в зоне разлома развиты горячие источники и линейные зоны окварцевания, пиритизации и каолинизации.

Восточный разлом, располагающийся в 5—6 км восточнее Западного, протягивается от северо-восточного побережья острова в юго-западном направлении более чем на 65 км и довольно четко фиксируется в рельефе резкой ступенью, отделяющей северо-западную часть острова от юго-восточного пониженного участка. Ранее он был описан Г. П. Вергуновым (1958) как структурный шов, разделяющий две структурно-фациальные зоны в пределах острова, что последующими работами не подтвердилось, поскольку в обеих зонах развиты сходные отложения. В отличие от западного, он не сопровождается сколько-нибудь значительными зонами измененных пород, однако и к нему приурочен ряд небольших гранитоидных массивов.

Поперечные разломы северо-западного простирания проявлены менее отчетливо, за исключением района оз. Валентины, где ширина зоны дробления достигает 500 м. Можно полагать также, что Южно-Курильская и Серноводская депрессия на южной половине острова, выполненные четвертичными рыхлыми морскими отложениями, являются грабенами, ограниченными поперечными разломами.

На о-ве Итуруп развиты два продольных разлома (рис. 2). Один из них (Западный), к которому приурочены выходы горячих источников, протягивается от пос. Ключи на юге до пос. Рейдовое на севере, уходя далее под уровень моря. Во время землетрясения 7 ноября 1958 г. в расположенных близ него поселках Рейдовое и Ключи были наибольшие разрушения. Восточный разлом, выраженный серией сопряженных разрывных нарушений сбросо-сдвигового характера, протягивается от пос. Славного на севере до перешейка Ветрового на юге примерно на 40—50 км и сопровождается маломощными зонами (первые десятки метров) гидротермально измененных пород. К его зоне приурочено также несколько небольших интрузивных тел кислого и среднего состава, сложенных породами эффузивного облика.

Поперечные разломы ограничивают два современных грабена, выполненных морскими четвертичными отложениями (преимущественно переотложенными пемзами и песками); это перешейки — Ветровый на севере и Рокка на юге. Ряд поперечных разломов устанавливается и в центральной части острова.

В пределах о-ва Уруп отмечаются также два крупных продольных разлома (см. рис. 2). Один из них протягивается в северо-восточном направлении вдоль побережья Охотского моря на 65—75 км, сопровождаясь зонами дробления и гидротермального изменения пород шириной от 0,5 до 2 км. Здесь же отмечается ряд мелких интрузивов и рудная минерализация, а в районах мысов Ключевого, Не пройдешь, Отливного и Севрюги — выходы современных термальных источников. Поскольку обломки и галька нижнемиоценовых пород, измененных в зоне разлома, встречаются в базальных конгломератах луговской свиты (нижний — средний миоцен), заложение его, видимо, имело место не позднее раннего миоцена. Второй (Восточный) разлом проходит примерно параллельно Западному, в 10—20 км от него и имеет протяженность не менее 100 км. Его местоположение четко фиксируется выходами гранитоидных тел, узкой полосой протягивающихся вдоль всего острова. Зоны измененных пород вдоль разлома проявлены не повсеместно, располагаясь чаще всего в местах пересечения его с поперечными разломами. Последние установлены в районе п-ова Кастрикум, на широте пос. Алеутка — р. Рыбная, в районе Токотанского перешейка и на п-ове Ван-дер-Линд. Они характеризуются, как правило, значительными ампли-

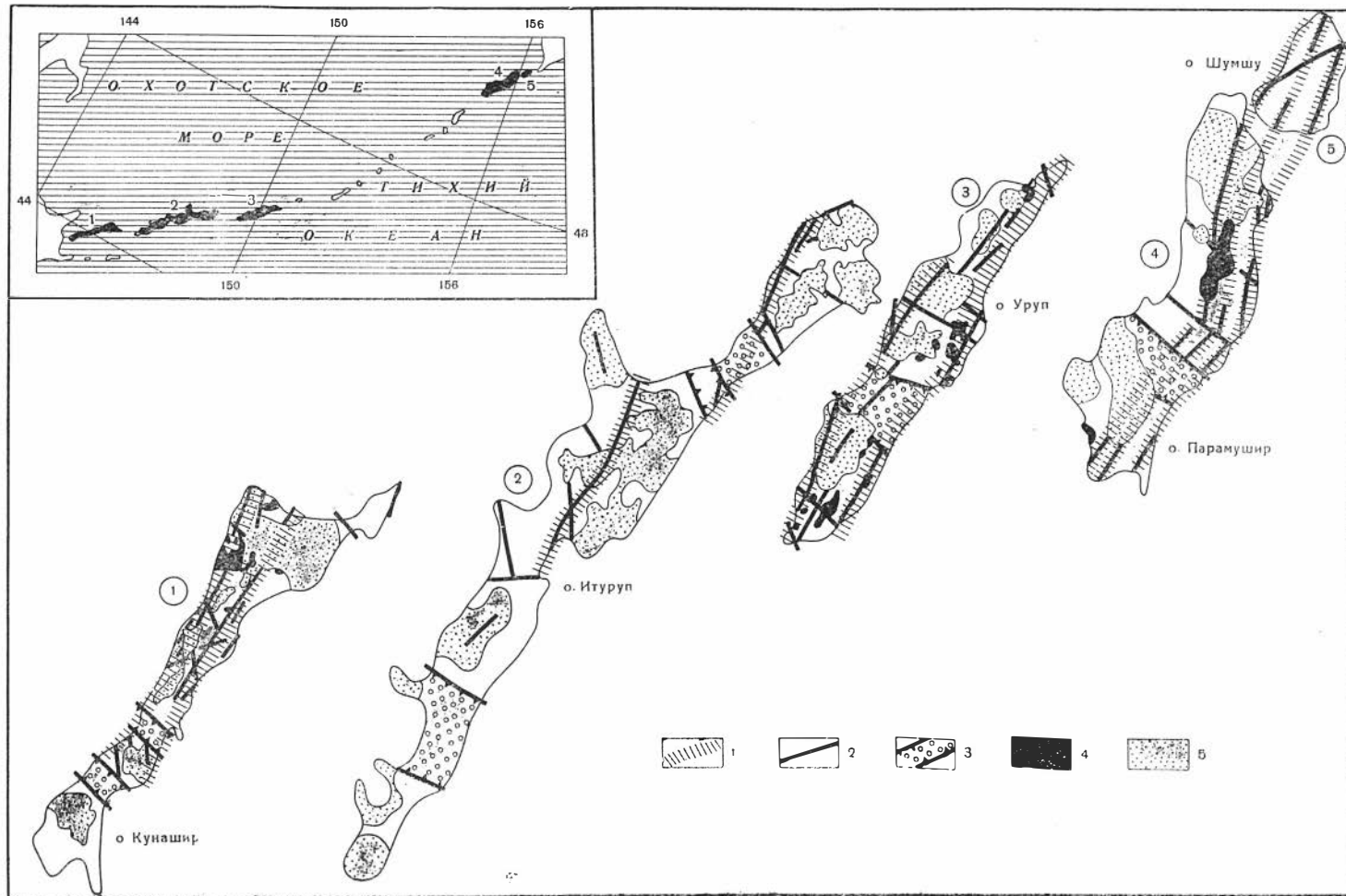


Рис. 2. Схема расположения разломов на островах Большой Курильской гряды.

тудами вертикального перемещения, превышающими 100 м. Время заложения поперечных разломов не установлено, а время последних перемещений по некоторым из них (разлом р. Рыбная — пос. Алеутка) определяется четвертичным периодом.

На территории островов Парамушир и Шумшу отмечаются три крупных продольных разлома (см. рис. 2). Центральный разлом протягивается в средней части о-ва Парамушир от мыса Капары на юге до плато Аэродромного на севере и прослеживается в районе мыса Чибуйного на о-ве Шумшу. Он всюду сопровождается зонами тектонических брекчий и гидротермально-измененных пород. Амплитуда перемещения по разлому изменяется от 200 до 1500 м. Принимая во внимание, что в его зоне среди отложений среднепарамуширской серии (палеоген (?) — нижний миоцен) развиты зеленокаменные породы, и учитывая, что обилие их обломков найдено в основании курильской серии (нижний — средний миоцен), время заложения разлома можно определить не позднее раннего миоцена. Нарушение им сплошности пород утесной серии (верхний миоцен — плиоцен) в районе мыса Чибуйного и четвертичных интрузивов плато Аэродромного указывает на существование и более поздних подвижек.

Примерно в 5—6 км восточнее от района мыса Капары (о-в Парамушир) на юге до мыса Курбатова (о-в Шумшу) на севере протягивается Средний разлом, амплитуда перемещения по которому изменяется от 300 до 1000 м и более. На всем протяжении он сопровождается зонами сильной трещиноватости и дробления пород, тектоническими брекчиями.

Наконец, Океанский разлом прослеживается вдоль тихоокеанского побережья о-ва Парамушир и на о-ве Шумшу, трассируясь далее к восточному берегу Камчатки, где он отмечается рядом исследователей (Власов, 1958, и др.). В средней части о-ва Парамушир он представляет совокупностью нескольких разрывных нарушений, сближенных до первых сотен метров. В зоне разлома, амплитуда перемещения вдоль которого изменяется от 200 до 800 м и более, обычно наблюдаются дробленные гидротермально-измененные породы, иногда сопровождающиеся слабой сульфидной минерализацией.

Широким развитием здесь, так же как и на других островах гряды, пользуются поперечные разломы, ограничивающие наложенные поперечные грабены (Тухарско-Шимоюрский, Второго и Первого Курильских проливов).

Подводя итоги изложенному, можно, очевидно, констатировать, что исключительно высокая подвижность Курильской зоны Тихоокеанского пояса и интенсивность проявлений мезозойского и кайнозойского магматизма обусловлены прежде всего наличием здесь широкой сети разломов различной глубины залегания.

## ЛИТЕРАТУРА

- А ж г и р е й Г. Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движения земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 8.
- А п р о д о в В. А. Сходство и различия неотектоники и сейсмо тектоники Курило-Камчатской островной дуги и Азиатского мобильного пояса. В сб: «Активизированные этапы развития земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., изд-во «Наука», 1964.
- Б а л а к и н а Л. М. О распределении напряжений, действующих в очагах землетрясений северной части Тихого океана.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 41.
- Б а л а к и н а Л. М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 41.
- Б е л о у с о в В. В. Развитие земного шара и тектогенез.— Сов. геология, 1960, № 7.
- В е р г у н о в Г. П. Структурный шов острова Кунашир.— Изв. СО АН СССР, геол. и геофиз., 1958, вып. 1.
- В л а с о в Г. М. Новые данные по геологии Камчатки и перспективы ее рудоносности.— Сов. геология, 1958, № 5.

- Волков А. Н., Лившиц М. Х., Сирык И. М., Соловьев С. Л. и др. Глубинное строение Курильской зоны современного вулканизма. В сб.: «Проблемы вулканизма». Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Гайнанов А. Г., Соловьев О. Н. О природе магнитных аномалий в области перехода от Азиатского материка к Тихому океану.— Докл. АН СССР, 1963, 151, № 6.
- Горячев А. В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги.— Сов. геология, 1960, № 10.
- Затонский Л. К., Комаев В. Ф., Тихонов В. И., Удинцев Г. Б. Подводный рельеф Курило-Камчатской дуги и ее строение.— Океанология, 1961, 1, № 2.
- Кондорская Н. В., Постоленко Г. А. Анализ наблюдений над землетрясениями Курило-Камчатской области.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 10.
- Косминская И. П., Зверев С. М. и др. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Лившиц М. Х. К вопросу о физическом состоянии глубинного вещества земной коры и верхней мантии в Прикурильской зоне Тихоокеанского кольца.— Геол. и геофиз., 1965, № 1.
- Мархинин Е. К. Вулканы Курильских островов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 6.
- Милашин А. П. О сейсмичности Дальнего Востока.— Нефть и газ. техн. геол., 1961, № 12.
- Муратов М. В. Тектонические структуры альпийской геосинклинальной области Восточной Европы — Малой Азии и история их развития. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 18. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 18. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
- Петрушевский Б. А. Новейшие тектонические движения континентальной Азии и сейсмологическая обстановка областей их проявления. В сб.: «Активизированные этапы развития земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., изд-во «Наука», 1964.
- Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Святловский А. Е. Сейсмоструктура Камчатско-Курильской области.— Докл. АН СССР, 1955, 103, № 1.
- Соловьев О. Н., Гайнанов А. И. Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги.— Сов. геология, 1963, № 3.
- Соловьев С. Л. Землетрясения и цунами 13 и 20 октября 1963 года на Курильских островах.— Труды СахКНИИ, Южно-Сахалинск, 1965.
- Соловьев С. Л., Поплавская Л. Н., Зарайский М. П. Западно-Итурупское землетрясение 7—8 мая 1962 года.— Геол. и геофиз., 1964, № 7.
- Соловьев С. Л., Тараканов Р. З. и др. Землетрясения Дальнего Востока. В сб.: «Землетрясения в СССР». М., изд-во «Наука», 1964.
- Тараканов Р. З. Повторные толчки землетрясения 4 ноября 1952 г.— Труды СахКНИИ, Южно-Сахалинск, 1961, вып. 10.
- Тараканов Р. З. Годографы волн и скоростной разрез верхней мантии Земли по данным наблюдений над Курило-Японскими землетрясениями.— Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1965, № 7.
- Удинцев Г. Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1955, 12.
- Федотов С. А. Определение областей возникновения волн цунами при камчатском землетрясении 4 ноября 1952 года и итурупском землетрясении 6 ноября 1958 года.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 10.
- Федотов С. А. О поглощении поперечных сейсмических волн в верхней мантии и энергетической классификации близких землетрясений с промежуточной глубиной очага.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 6.
- Федотов С. А., Матвеева И. И., Тараканов Р. З., Яновская Т. Б. О скоростях продольных волн в верхней мантии в области Японских и Курильских островов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1964, № 8.
- Хайн В. Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 8. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хайн В. Е. Глубинные разломы, основные признаки, принципы классификации и их значение в развитии земной коры (исторический обзор).— Изв. высших учебных заведений, геол. и разведка, 1963, № 3.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.



## О ПОЛОЖЕНИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ В СТРУКТУРЕ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Вулканические пояса как особый тип геологических структур начали выделяться сравнительно недавно. При этом многие полагают, что они являются лишь характерной особенностью структур Тихоокеанского кольца, где впервые были описаны и получили наиболее яркое выражение. Здесь выделяется гигантский Восточно-Азиатский пояс, включающий Охотский, Приморский (Восточно-Сихотэ-Алиньский) и Катазиатский вулканогены. Вулканические пояса описаны также в пределах Камчатки, Курильской островной дуги и Японии. Подобные же пояса прослеживаются и по западному побережью Американского континента.

Между тем изучение палеовулканических процессов внутренних районов Азии показывает широкое развитие структур, аналогичных вулканическим поясам Тихоокеанского кольца. Однако структурное положение их принципиально иное, нежели вулканических поясов, развитых в пределах Камчатки, Японии, Курил, Индонезии, Анд и Кордильер Америки.

Анализ структурных особенностей вулканических поясов и их магматических и рудных формаций расположенных в краевых и внутренних частях континентов, позволяет выделить два типа этих структур: а) вулканические пояса, связанные с нормальным геосинклинальным развитием складчатых зон, и б) вулканические пояса, причинно не связанные в своем развитии с геосинклиналями.

Вулканические пояса первого типа появляются на заключительных (конечных) этапах формирования складчатых зон (орогенный этап в понимании некоторых исследователей). Они развиваются в условиях завершённой складчатости геосинклинальных отложений, слагающих нижний структурный этаж. Обычно это унаследованные структуры, хотя, как правило, они также образуют самостоятельный структурный ярус, отделенный от нижележащего резким угловым несогласием.

Э. Н. Эрлих, А. Е. Святловский и другие считают, что вулканические пояса Камчатки в своем развитии связаны со структурами типа крупных грабен-синклиналей, располагающихся в зонах повышенной проницаемости и контролируемых глубинными разломами. Последние, по-видимому, достигали нижних частей коры и верхов мантии. Вероятно, поэтому данным вулканическим поясам и свойственны мощные извержения лав основного и среднего состава. Необходимо подчеркнуть, что в своем пространственном размещении эти пояса не выходят за пределы унаследованных ими геосинклинальных складчатых зон (Камчатка, Курилы, Япония, Береговые хребты и Кордильеры Северной Америки, Анды, Малый Кавказ и др.).

Иная природа вулканических поясов, не имеющих прямой связи с геосинклиналями; они выступают как самостоятельные структуры и располагаются не только по периферии Тихоокеанского кольца, но и на значительном удалении от него, во внутренних частях континентов. В этом от-

ношении наиболее характерен Азиатский континент, где имеются примеры внутриконтинентальных вулканических поясов, заложение и развитие которых происходило в разное геологическое время. В настоящее время можно считать установленным, что уже в докембрии существовали подобные пояса. Одним из них является Прибайкальский вулканический пояс, заложение и развитие которого относится к среднему протерозою. Он приурочен к системе Саяно-Байкальского краевого шва, отделяющего древнюю Ангарскую платформу от складчатой области нижнего протерозоя, и распадается на две ветви: Саянскую и Северо-Байкальскую (Хренов, Кумаров и др., 1965). Наиболее интенсивная вулканическая деятельность имела место в Северо-Байкальской ветви, где происходило формирование мощных вулканогенных серий и внедрение крупных интрузий. Протяженность Северо-Байкальской ветви более 650 км. Вулканогенные образования, объединяемые в акитканскую серию, представлены чередующимися эффузивами, туфогенными и терригенными отложениями суммарной мощностью до 3600 км. При этом эффузивы и пирокласты, составляющие большую часть разреза, отличаются резкой фациальной изменчивостью по простиранию и в разрезе. С эффузивами тесно связаны интрузии многофазного ирельского комплекса, что привело к формированию единой вулкано-плутонической серии, включающей интрузивные, субвулканические и эффузивно-пирокластические образования.

Формирование пояса началось с излияния кислых лав ортофирового и фельзитового состава в его северо-восточной части, сопровождавшегося внедрением диоритов, гранодиоритов и сиенитов первой фазы рельского комплекса. В последующем магматическая деятельность охватила уже весь пояс; происходят мощные излияния эффузивов, сопровождавшиеся несколькими фазами интрузивного магматизма. Среди эффузивов заметную роль начинают играть породы среднего и основного состава. В целом же магматическая деятельность характеризуется резким преобладанием пород кислого состава, ограниченным развитием средних пород, а основные и ультраосновные породы вообще не известны среди интрузивных образований и редки среди эффузивных. Для магматических пород в целом присуща повышенная щелочность и обеднение полевошпатовой известью.

Образование Прибайкальского пояса, как отмечалось выше, связано с развитием Саяно-Байкальского краевого шва и оперяющих его ветвей. Некоторые исследователи высказывают мнение, что краевой шов представляет собой систему глубинных разломов, заложенных еще в позднем архее во время формирования ядра Ангарской протоплатформы и активно существующих до настоящего времени. Между тем, несмотря на глубинный характер этих разломов, приходится констатировать, что связанный с ними магматизм, приведший к формированию среднепротерозойского вулканического пояса, представлен почти исключительно кислыми породами.

К более молодым внутриконтинентальным вулканическим поясам относятся также Саянский и Центрально-Казахстанский.

В Восточных Саянах мощные тектоно-магматические процессы, начавшиеся в конце силура и продолжавшиеся в девоне, привели к формированию сложных вулкано-плутонических формаций. Тектоническая активизация не только захватила область раннекаледонской складчатости, но и распространилась на байкалиды. Произошло оживление древних и возникновение новых разломов, заложение крупных межгорных впадин. Тектоно-магматическая активизация, как полагают авторы, не была связана с раннекаледонской геосинклиналью, ибо последняя уже к концу кембрия прошла орогенный этап своего развития.

В восточной части пояса вулкано-плутонические образования тяготеют к Главному Саянскому и Окинскому разломам, в зоне сближения которых они пользуются широким развитием, слагая так называемую илейскую вулканогенную толщу. Среди вулканогенных пород преобладают кислые эффузивы и их туфы, и лишь в единичных случаях встречаются андезиты-

вые порфириты. С эффузивами тесно связаны субвулканические и интрузивные образования огнитского комплекса. Последние представлены щелочными гранитоидами, слагающими сложные интрузии площадью до 600 км<sup>2</sup>. В целом же девонский вулcano-плутонический комплекс пород этой части пояса может быть отнесен к щелочно-известковому ряду с калиевой специализацией.

В западной части Саянского вулканического пояса также выделяется самостоятельный структурный этаж среднепалеозойских красноцветно-вулканогенных образований (Лучицкий, 1960; Моссаковский, 1963), в которых отмечаются две разновозрастные комагматичные ассоциации: силуро-девонская гранитоидная и среднедевонская базальтоидная (Шелковников, 1962). Гранитоидная ассоциация представлена кислыми эффузивами имирской свиты и гранитоидами буюдзюльского комплекса. Последние слагают крупные массивы, нередко далеко проникающие в более древние жесткие структуры.

Особенностью западной части пояса, в отличие от восточной, является среднедевонский базальтоидный магматизм, связанный с заложением межгорных впадин и давший комагматичные серии субщелочных эффузивов Минусинского прогиба, а также интрузивные образования казырского габбро-сиенитового комплекса (Лебедев, Богатиков, 1963).

В целом же для магматических образований Саянского вулканического пояса характерна устойчивая тенденция к повышенному содержанию щелочей во всех магматических породах и калиевая специализация кислых магм. Повышенная щелочность среднедевонского базальтоидного магматизма приводит к тому, что конечными дифференциатами габбровых интрузий являются щелочные сиениты и нефелинсодержащие породы.

Центрально-Казахстанский вулканический пояс девонского возраста также относится к внутриконтинентальным поясам. Он приурочен, согласно А. А. Богданову (1959), к Центрально-Казахстанскому массиву, консолидированному в раннем палеозое на стыке с герцинской складчатой зоной. Этот пояс связан с системой глубинных разломов и накладывается несогласно на каледонский фундамент. В первой половине девона здесь происходит накопление мощной (3000—5000 м) серии континентальных эффузивов, начинающихся с излияния пород основного и среднего составов, а заканчивающихся кислыми лавами. Эффузивная деятельность продолжается и во второй половине девона, когда излияния пород андезитового и липаритового составов перемежаются с терригенными красноцветными осадками (Маркова, 1964). С эффузивами тесно связаны комагматичные интрузии гранитоидов.

Девонские вулканические пояса — Саянский и Центрально-Казахстанский — имеют некоторые сходные черты, выражающиеся в том, что они накладываются на складчатые структуры каледонид, которые относительно недавно были превращены в области завершенной складчатости. Общее направление структур поясов в какой-то степени унаследовало простирающиеся каледонид, но местами интрузивные и эффузивные образования проникают в более древние жесткие массивы. В Восточном Саяне — это байкалиды, в Центральном Казахстане — ранние каледониды. Авторы полагают, что Саянский и Центрально-Казахстанский девонские вулканические пояса относятся к единой структуре, разрезанной в ее центральной части более молодой Обь-Зайсанской герцинской складчатой зоной.

В мезозое негеосинклиальный магматизм охватывает громадную территорию Азиатского континента как в его внутренних частях, так и по восточной окраине, в пределах Тихоокеанского кольца, что приводит к формированию нескольких вулканических поясов.

Примером мезозойского внутриконтинентального пояса является Западно-Забайкальский, протягивающийся из Монголии от истоков р. Селенги до верхнего течения р. Олекмы, где он смыкается с вулканическим поясом Становика — Джугджура.

Формирование пояса связано с тектонической активизацией, начавшейся в нижнем триасе и наложенной на область завершенной складчатости ранних каледонид. Выделяются два этапа в развитии пояса: ранний (триас — ранняя юра) и поздний (средняя юра — ранний мел). Наибольшая тектоническая активность проявилась в триасовое и раннеюрское время, когда имело место излияние основной массы эффузивов и внедрение гранитоидов. Происходит формирование нижнемезозойской вулканогенной серии, мощность которой достигает 8 км. Сложена она преимущественно кислыми эффузивами и их пирокластами, меньше — породами среднего и основного состава. Вулканогенная серия сопровождается внедрением многочисленных интрузий, которые обычно комагматичны с эффузивами и нередко образуют единые вулканоплутонические ассоциации с постепенными переходами от интрузивных разностей через гипабиссальные и субвулканические до эффузий.

Магматическая деятельность начинается излиянием и внедрением известково-щелочной серии пород, но уже к концу раннего этапа развития пояса, т. е. в верхнем триасе — нижней юре, магматизм принимает все более щелочной характер и заканчивается внедрением щелочных гранитоидов малокуналейского комплекса.

В поздний этап, охватывающий среднюю юру — нижний мел, тектоническая активность идет на убыль, происходит заложение межгорных впадин, а магматическая деятельность тяготеет к разломам, обрамляющим впадины. В это время происходит формирование юрской трахибазальтовой формации (Кожаров и др., 1965), покровная фация которой представлена генетически единым рядом от трахибазальтов через трахиандезиты до трахитов. Излияния трахибазальтов занимают большие площади, достигающие в среднем течении р. Дзиды 3000 км<sup>2</sup>. Субвулканическая фация трахибазальтовой формации представлена небольшими телами трахидолеритов и щелочных сиенитов и граносиенитов (нарынский комплекс).

В нижнемеловое время объем излияния трахибазальтов резко сокращается, а во впадинах происходит накопление угленосных моласс.

Эволюция изменения химизма магматических продуктов в общем ходе развития рассматриваемого пояса происходит от кислых известково-щелочных ассоциаций в сторону увеличения их щелочности и основности, до появления трахибазальтовой формации в верхнем мезозое.

Во второй половине мезозойской эры и в неогене вдоль побережья Азиатского континента формируется громадный Восточно-Азиатский вулканический пояс (Устиев, 1959; Нагибина, 1963), состоящий из трех разновозрастных частей (Охотской, Сихотэ-Алиньской и Катазиатской). Общим признаком, объединяющим все эти три пояса, служит их расположение в пределах Тихоокеанского кольца и структурная приуроченность к зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Последнее обстоятельство, вероятно, в первую очередь и послужило поводом для суждений о связи вулканических поясов с развитием геосинклиналей Тихоокеанского кольца, т. е. возникновение этих поясов рассматривалось как следствие воздействия геосинклиналей на соседние консолидированные области.

Магматизм и внутреннее строение отдельных частей Восточно-Азиатского вулканического пояса рассматривались С. В. Обручевым (1934), Е. К. Устиевым (1959, 1963), Л. И. Красным (1960), М. С. Нагибиной (1963), Чень Го-да (1960), Хуан Цзи-цином (1961) и многими другими исследователями. Следует отметить, что в пределах восточной части Азиатского материка вулканоплутонические ассоциации не только слагают ясно выраженные вулканические пояса, но и занимают обширные ареалы, которые по морфологии не могут быть квалифицированы как пояса, а скорее относятся к вулканическим областям или провинциям. К подобным вулканическим провинциям, видимо, следует относить области Большого Хингана и Буреинского массива, а также восточную часть Монголии.

Масштабы магматической деятельности, состав вулcano-плутонических ассоциаций и внутренняя структура вулканических поясов и провинций чрезвычайно разнообразны. Так, Охотский вулканический пояс (Устиев, 1963) является наложенной структурой, секущей как мезозойды Северо-Востока, так и архейские структуры Алданского щита. В то же время Сихотэ-Алиньский пояс, наложенный на ранее сформированные мезозойды, строго следует их структурному плану. Двойное отношение к более древним структурам имеет вулканический пояс Восточного и Юго-Восточного Китая. Он в какой-то степени наследует более древние структуры каледонид в юго-восточной части Китая, но является резко наложенной структурой на более древние кристаллические образования в южной части Корейского полуострова (Масайтис, 1963). Примерно в таком же соотношении с герцинидами Монголо-Охотского пояса и протерозоидами Становика-Джугджура находятся вулканические провинции Внутренней и Восточной Монголии, Большого Хингана, Восточного Забайкалья, Приамурья и Станового хребта.

Магматизм негеосинклинальных вулканических поясов и провинций Тихоокеанского кольца также чрезвычайно разнообразен. В Восточном и Юго-Восточном Китае вулcanoгенные образования представлены преимущественно кислыми, меньше средними и основными разностями, а мощность их достигает 10 км (Яньшаньская зона), при этом они переслаиваются с континентальными терригенными отложениями. Сопровождающие эффузивы интрузии имеют гранитный состав. Примерно тот же состав магматических продуктов присущ и вулканическим провинциям Большого Хингана и Восточной Монголии, с той лишь разницей, что здесь относительно меньше интрузивных образований, хотя мощность вулcanoгенных отложений достигает 5 км (Нагибина, 1963). Преимущественно кислый магматизм устанавливается и для остальных вулканических провинций, располагающихся в пределах Монголо-Охотского пояса. Для Восточной Монголии и Восточного Забайкалья заключительные этапы магматизма, приходящихся на меловое время, изменяются в сторону увеличения их основности и преобладания среди эффузивов андезитов и базальтов.

Магматизм Охотского вулканического пояса в целом можно охарактеризовать как андезитовый. Начинается он в средней юре с излияния эффузивов андезитового состава, резко доминирующих над кислыми, и внедрения гранодиоритовых интрузий, а заканчивается в палеогене базальтами (Устиев, 1963). В Сихотэ-Алиньском поясе вулканические породы верхнего мела представлены средними и кислыми эффузивами и туфами; в палеогене преобладают дациты, в неогене максимальное развитие получили базальтовые и андезито-базальтовые лавы. Среди интрузивных аналогов преобладают граниты и гранодиориты (Быковская, 1962).

Даже весьма краткое рассмотрение вулканических поясов востока Азиатского континента показывает их большое многообразие как в структурном отношении, так и в масштабах и характере проявления магматизма. Этот обзор указывает также на то, что вулканические пояса формировались не только в мезо-кайнозой и не только по периферии Тихого океана. Более широкое их развитие в мезо-кайнозой, видимо, отражает определенную эволюцию в развитии земной коры. В то же время приходится констатировать непреложный факт, что подобные структуры уже имели место в докембрии.

Таким образом, краткая характеристика негеосинклинальных вулканических поясов позволяет наметить их некоторые общие специфические черты, которые, по мнению авторов, могут быть сведены к следующему.

1. Это наложенные, линейно вытянутые на многие сотни и тысячи километров структуры, фундаментом которых могут являться древние платформы и области разновозрастной завершенной складчатости.

2. Структурный этаж вулканических поясов обычно сложен мощными (3—10 тыс. м) континентальными (редко прибрежно-морскими или лагунными) формациями типа моласс, состоящих из вулканитов с подчиненным значением терригенных отложений и углей. Стратифицированные толщи, слагающие этот структурный этаж, характеризуются брахиформной складчатостью, в которой преобладают пологие и широкие синклинали и купола (сундучные и гребенчатые складки); велика роль приразломных форм складок (узкие, асимметричные и др.).

3. Поясам свойственна мощная магматическая деятельность в эффузивной и интрузивной форме. Эффузивы представлены как кислыми, так и основными разностями. В общем виде устанавливается такая последовательность извержений: в начальные этапы развития поясов преобладают кислые и средние продукты вулканизма, в конечные — основные лавы и пирокласты. Однако имеются пояса, где вулканизм проявился преимущественно кислого (Юго-Восточный Китай, Прибайкалье) и среднего (Охотский пояс) состава. Среди интрузий также преобладают кислые разности иногда со значительным щелочным уклоном; роль основных и ультраосновных интрузий в общем невелика. Характерны сложные комагматические вулкано-плутонические серии, образующиеся в условиях малых и средних глубин со специфической металлогенной. Соотношение эффузивных и интрузивных образований может колебаться в широких пределах: от вулканических поясов, почти лишенных интрузивных образований (заключительные фазы развития Сихотэ-Алиньского пояса), до поясов, сложенных лишь гранитоидами почти лишенных эффузивов (пояс Становика — Джугджура).

4. Размещение поясов пространственно контролируется системами глубинных разломов, разделяющих либо крупные структурные единицы — платформы и геосинклинальные зоны (зоны краевых швов), либо проходящих внутри зон завершенной складчатости или платформ. Их формирование происходит в условиях дифференцированных движений блоков земной коры, в периоды смены сжимающих и растягивающих усилий и при преобладании восходящих движений, континентальные условия седиментации и магматизма). Следует подчеркнуть, что глубинные разломы, их оперяющие ветви и поперечные дизъюнктивные нарушения (либо унаследованные от древнего фундамента, либо возникающие вновь) контролируют размещение магматических и рудных формаций. Вместе с тем состав магматических формаций, смена типов магм во времени указывают на то, что разломы вряд ли проникали ниже подошвы земной коры.

На природу рассматриваемых внегеосинклинальных вулканических поясов или структур, близких им, существует несколько представлений.

Большая группа исследователей, занимавшаяся изучением Тихоокеанского кольца (Е. К. Устиев, Н. С. Шатский, С. М. Тильман, Ю. М. Пуцаровский, Е. В. Быковская, Н. С. Нагибина, Е. А. Радкевич и др.), считает, что окраинные вулканические пояса обязаны своим возникновением движениям, происходившим в области Тихого океана или в соседних геосинклиналях. При этом одни считают их структурами, возникающими в конечном этапе развития геосинклинали, другие, наоборот, — в начальный этап и т. д. Следующая группа исследователей (А. Л. Яншин, С. А. Салун, Л. И. Красный, М. И. Ициксон и др.) выделяет на востоке Азии особого рода структуры, которые не могут быть отнесены ни к платформенным, ни к геосинклинальным, а связаны с развитием глубинных разломов. Н. А. Аникиев, И. Е. Драшкин, Б. Н. Ерофеев, С. Ф. Лугов (1963), приводя основные черты металлогении Охотско-Чаунского вулканического пояса, пишут, что «характер вулканического пояса не позволяет объединить его ни с Яно-Калынской и Чукотской областями мезозойской складчатости, ни с Корякско-Камчатской складчатой зоной».

По представлению Чень Го-да (1960), В. А. Масайтиса, Ю. Г. Старицкого (1963) вулканические пояса могут быть отнесены к третьему струк-

туриому типу земной коры, не связанному с геосинклиналями. Е. М. Рудич (1962) видит причину мощных проявлений вулканизма в периферических частях Тихого океана в явлениях океанизации, в разрушении гранитного слоя в пределах современных Японского и Охотского морей, где до конца мезозоя существовала земная кора континентального типа. Сами вулканические пояса развивались в связи с зонами глубинных разломов.

Б. А. Петрушевский (1964) считает, что эффузивные пояса Восточной Азии представляют собой сооружения, образование которых было обусловлено особенностями развития именно данной территории, а не соседних областей, в частности Тихого океана. Структуры, аналогичные по своей природе вулканическим поясам, некоторые исследователи относили к «глыбовым зонам» (Мирчинк, 1940), «областям активизации и океанизации» (Белюсов, 1964), «орогенным областям» (Николаев, 1962; Херасков, 1963), «террасинклинальным областям» (Косыгин, Лучицкий, 1962) и др.

Особый структурный элемент «эпиplateформенные орогенические пояса» выделяет В. Е. Хаин (1964, 1965), который относит к ним области горообразования, не связанные с орогенным этапом развития геосинклиналей. Подобный подход существенно отличается от высказываний С. С. Шульца, относящего к орогенным областям как самостоятельным структурам все области горообразования независимо от их природы, в том числе и возникшие в орогенный этап развития геосинклиналей. Следует, однако, отметить, что В. Е. Хаин (1964) считает Охотский и Центрально-Казахстанский вулканические пояса не эпиplateформенными орогеническими поясами, а краевыми вулканизированными швами, которые отделяют области, продолжающие свое геосинклинальное развитие, от областей, только что закончивших развитие и еще не полностью консолидированных.

Авторы полагают, что негеосинклинальные вулканические пояса являются частным выражением эпигонального типа развития, который приводит к формированию третьего структурного элемента континентальной коры, отличного и от геосинклиналей и от платформ (Юмаров, Хренов, 1962, 1963, 1964). В этом случае вулканические пояса выступают как структуры с наиболее интенсивным проявлением магматизма, с широким развитием вулкано-плутонических ассоциаций. В то же время масштабы вулканической деятельности в разных поясах различны, и они, вероятно, связаны с эпиplateформенными орогеническими поясами В. Е. Хаина. Таким образом, мы полагаем, что негеосинклинальные вулканические пояса и эпиplateформенные орогенические пояса В. Е. Хаина представляют собой крайние разновидности единого ряда эпигональных структур, между которыми существуют промежуточные звенья с различными масштабами магматической деятельности.

Важность выделения негеосинклинальных вулканических поясов как самостоятельных структур эпигонального ряда, как нам кажется, очевидна со многих точек зрения. Важен теоретический аспект этой проблемы для выяснения эволюции структур и магматизма континентальной земной коры. Как самостоятельные и независимые структурные единицы вулканические пояса (эпигоналы) «оживляют» («ревивация» М. С. Нагибиной) древние, ранее консолидированные структуры, но вряд ли приводят к «разрушению континента и формированию коры океанического типа» (Масайтис, Старицкий, 1963). Скорее наоборот, примеры внутриконтинентальных вулканических поясов не указывают на резкое уменьшение мощности земной коры при ее «активизации» и насыщении магматическими образованиями в условиях преимущественно восходящих движений.

Объясняя природу появления магматической деятельности в вулканических и эпиplateформенных орогенических поясах, многие исследователи связывают ее с развитием соседних геосинклиналей. В. Е. Хаин причину появления гранитной магмы в эпиplateформенных поясах видит в тепловом

потоке, продвигающемся и «распластываемом» далеко за пределы геосинклинальной системы. Однако вряд ли можно подобным механизмом объяснить магматизм какого-либо конкретного вулканического пояса. Рассмотрим, например, Охотский пояс. Если даже допустить, что его северо-восточная часть, параллельная Корякско-Камчатской геосинклинали, испытывала какое-то влияние этой зоны, то что же влияло на развитие пояса южнее?

По представлениям некоторых исследователей, в более южных районах этот пояс граничит со срединным массивом Охотии (?), а складчатая зона Верхоянья закончила свое развитие уже к концу юры. На южном фланге Восточно-Азиатского пояса вулканические пояса юго-востока Китая также отделены от одновременной геосинклинали более древними структурами. Однако еще более отчетливо это противоречие выступает на примере Западно-Забайкальского пояса. Здесь вообще поблизости не было никакой мезозойской геосинклинали. Восточно-Забайкальская и Селемджинско-Зейская «геосинклинальные зоны» в свете новых исследований М. С. Нагибиной (1963) и других не могут считаться типичными геосинклинальными. На самом деле, здесь наблюдается парадоксальное явление: в области так называемой мезозойской «геосинклинали» магматизм проявился гораздо в меньшей степени, чем в консолидированной еще в докембрии области Становика — Джугджура. Энергия складчатых движений в этих «геосинклинальных зонах» была так мала, что вряд ли можно ожидать «распластования» или «перемещения» магматических масс и образования в жесткой раме батолитов площадью до 4000 км<sup>2</sup>, как это допускается рядом исследователей (Хаин, 1965; Дзевановский, 1959; Красный, 1960). С другой стороны, примеры вулканических поясов конечных этапов развития геосинклиналей (Камчатка, Япония) указывают на то, что их магматизм приурочен главным образом к зоне, предшествующей складчатости. Далеко этот заключительный магматизм не уходит, он локализуется в зонах глубоких разломов, продольных и поперечных к зоне главной складчатости. Значит, следует осторожно подходить к оценке тех случаев, когда считается, что вулканизм, связанный с конкретной геосинклиалью, уходил бы далеко от места ее замыкания.

Поэтому, рассматривая развитие геосинклинальных и эпигональных областей, в том числе вулканических и эпиплатформенных орогенических поясов, видимо, следует иметь в виду не причинную или следственную связь между ними, а их обоюдную связь с более общими явлениями, меняющими лик земли.

Наконец, отметим практическую сторону изучения внегеосинклинальных вулканических поясов. В осадочных толщах (континентальные молассы) известны залежи бурых и каменных углей; со сложными вулканоплутоническими формациями связано редкометальное, золотое, полиметаллическое, флюоритовое и другое оруденение (В. Н. Котляр, М. И. Ицисон, В. Т. Матвеев, Л. И. Красный, П. М. Хренов, Ю. В. Комаров и др.). В связи с этим в орбиту поисков ряда типов месторождений вовлекаются новые территории, которые ранее либо браковались (древние платформы, срединные массивы в областях протерозойской складчатости и др.), либо считались спорадическими, не типичными и т. д.

Мы полагаем, что вулканические пояса, как и вообще эпигональные структуры, должны найти полное отражение как на тектонических, так и на металлогенических картах. В отношении тектонических карт были сделаны удачные примеры (А. А. Богданов, Н. С. Шатский, А. Л. Яншин, Л. И. Красный и др.), которые еще, однако, не нашли отражения на металлогенических картах. Мы не можем согласиться с безликим выражением на картах металлогений так называемых «зон тектонической активизации», как это делается в последнее время некоторыми исследователями. Вулканические пояса с их специфической металлогенией, как полагают авторы, вполне заслуживают того, чтобы выделять в их пределах само-



стоятельные металлогенические провинции, равноправные металлогеническим провинциям геосинклинальных складчатых зон и платформ (А. С. Семенов, Ю. Г. Старицкий, Е. Т. Шаталов). Следовательно, металлогенические провинции вулканических поясов должны по праву занять свое место на металлогенических и прогнозных картах.

Учитывая сказанное, авторы полагают, что вулканические пояса не являются структурами, свойственными лишь «молодым» переходным структурам Тихого океана. Их аналоги известны не только во внутренних частях Азиатского континента. К рангу подобных структур следует, вероятно, отнести пермский вулканизм грабена Осло (Хольтеталь, 1967), кайнозойские структуры Великого рифта Африки, Рейнский грабен в Западной Европе и т. д. Очевидно, внегеосинклинальные вулканические пояса являются необходимым и обязательным элементом в развитии континентальной земной коры.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аникеев Н. П., Дабкин И. Е., Ерофеев Б. Н., Лугов С. Ф. Основные черты металлогении Охотско-Чаунского вулканогенного пояса.— Тезисы докладов совещания «Рудоносность вулканогенных формаций». М., 1963.
- Белюсов В. В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры. В сб. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., изд-во «Наука», 1964.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, № 1.
- Быковская Е. В. К вопросу выделения прибрежной полосы развития вулканических пород Сихотэ-Алиня в самостоятельную структурную зону.— Труды ВСЕГЕИ, 1962, 73, № 4.
- Дзевановский Ю. К. Мезозойские гранитоиды хребта Станового и их структурное положение.— Информ. сборник ВСЕГЕИ, 1959, № 7.
- Дикси Ф. Великие африканские разломы. М., ИЛ, 1959.
- Ицксон М. И., Красный Л. И., Матвеев В. Г. Вулканогенные пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения. Тезисы докладов совещания «Рудоносность вулканогенных формаций». М., 1963.
- Комаров Ю. В., Киселев А. И., Лямина Н. А., Скобло В. М. Среднеюрские эффузивные породы Юго-Западного Забайкалья. В сб.: «Петрография Восточной Сибири», т. III. М., изд-во «Наука», 1965.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития континентальных мезозойских Восточной Азии.— Докл. АН СССР, 1962, 151, № 4.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М. О природе мезозойской активизации Забайкалья.— Труды Совещания по металлогении Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1963.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии. В сб.: «Складчатые области Евразии». М., изд-во «Наука», 1964.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии. В сб.: «Тектоника Сибири», вып. I. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Котляр В. Н. Типы месторождений, связанных с палеовулканизмом. Тезисы докладов совещания «Рудоносность вулканогенных формаций». М., 1963.
- Красный Л. И. Юрские и меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джугджуре, Прибрежном и вопросы магматизма «внескладчатых» областей.— Изв. Высших учебных заведений, геол. и разведка, 1960, № 3.
- Лебедев А. П., Богатиков О. А. О плутонических аналогах трахибазальтовых формаций на примере Кизирского массива (Восточный Саян).— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 10.
- Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Маркова Н. Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. В сб.: «Складчатые области Евразии». М., изд-во «Наука», 1964.
- Масайтис В. Л. Очерк тектоники и истории геологического развития Корейского полуострова.— Материалы по региональной геологии и металлогении Корейского полуострова и Монголии.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, 100.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии.— Материалы по общей и региональной тектонике. Труды ВСЕГЕИ, новая сер., 1963, 85.

- Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1940, 18 (3—4).
- Моссаковский А. А. Девонские вулканогенные формации ранних каледонид (салаирид) Саяно-Алтайской области и проблема связи вулканизма с тектоникой. В сб.: «Палеовулканология и проблемы вулканологических формаций». Алма-Ата, 1963.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 79.
- Николаев Н. А. Неотектонические структурные формы и их распространение на территории СССР.— Сов. геология, 1962, № 5.
- Обручев С. В. Материалы для тектоники Северо-Восточной Азии.— Проблемы сов. геол., 1934, № 6—7.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., изд-во «Наука», 1964.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды северо-восточной Азии. Тектоника СССР, т. V. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Радкевич Е. А. Некоторые общие вопросы тектоники Тихоокеанского пояса в связи с его металлогенией. В сб.: «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных мест». М., изд-во «Наука», 1964.
- Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Салун С. А. Порфировая формация складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.
- Святловский А. Е., Эрлих Э. Н. О закономерностях пространственного распределения четвертичного вулканизма Камчатки. В сб.: «Проблемы вулканизма» (тезисы докладов). Петропавловск-Камчатский, Дальневосточное кн. изд-во, 1964.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран масштаба 1:5 000 000. Под ред. Н. С. Шатского. М., 1956.
- Тектоническая карта СССР масштаба 1:10 000 000. Под ред. А. А. Богданова. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геология, 1959, № 3.
- Устиев Е. К. Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулкано-плутонические формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., изд-во «Недра», 1964.
- Хаин В. Е. Возрожденные (эпиplatformенные) орогенические пояса и их тектоническая природа.— Сов. геология, 1965, № 7.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии. Т. I. М., ИЛ, 1957.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А. и др. О вулкано-плутонических поясах юга Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, 1965, 160, № 6.
- Хуан Цзи-цин. Основные черты тектонического строения Китая (предварительные выводы).— Сов. геология, 1961, № 9.
- Чень Го-да. Характеристика и природа дива-региона сравнительно с так называемой параплатформой.— Дичжи сюэбао (Acta geol. Sinica), 1960, 40, № 2 (кит.).
- Шелковников А. Д. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна.— Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярск. края, 1962, вып. 3.
- Щеглов А. Д. Об эндогенных месторождениях активизированных складчатых областей.— Материалы по геол. и мин. рудных месторождений СССР. ВСЕГЕИ, новая серия, 1964, 103.
- Эрлих Э. Н. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки.— Геотектоника, 1965, № 1.
- Яншин А. Л. Основные черты тектонического строения и развития Евразии.— Тезисы докл. совещания по пробл. тектоники. М., Изд-во АН СССР, 1962.

В. П. СОЛОНЕНКО

## **ЖИВАЯ ТЕКТНИКА, ВУЛКАНЫ И СЕЙСМОГЕОЛОГИЯ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ПРИБАЙКАЛЬСКОГО И ЯКУТСКОГО СЕЙСМИЧЕСКИХ РЕГИОНОВ**

На последней карте сейсмического районирования территории СССР («Нормы и правила строительства в сейсмических районах», 1958) Прибайкальский и Якутский сейсмические регионы разобщены протяженной, практически асейсмичной зоной. На карте нашло отражение представление о замыкании у Алданского щита Байкальского сводового поднятия с его системой впадин байкальского типа. Однако уже в 1958 г. стало ясно, что Прибайкальский сейсмический пояс не заканчивается у Алданского щита, а протягивается далее к востоку, захватывая южный край последнего и область сводового поднятия Становика — Джугджура, т. е. подходит к Охотскому морю. В то же время у юго-восточной окраины Алданского щита Монголо-Охотский сейсмический пояс сливается с Верхоянским, переходящим в сейсмическую зону Северного Ледовитого океана. Таким образом, Прибайкальский сейсмический регион органически слился с мировыми сейсмическими поясами. Они охватывают области различной складчатости — от архейской до мезозойской, различных неотектонических структур, имеют различные глубины и механизм очагов, т. е. их единство проявляется лишь в самой обобщенной форме — сейсмичности, различия же конкретны и доступны для изучения современными методами сейсмологии и сейсмогеологии. В этих условиях особенно интересно познание сейсмогеологии переходных зон сейсмических регионов.

Институт земной коры СО АН СССР с 1961 г. проводит сейсмогеологические исследования переходной зоны от Прибайкальского сейсмического региона к Якутскому (рис. 1), опирающиеся на наблюдения сети постоянных и полевых сейсмических станций. Расстояние между первыми 125—180 км, вторыми 30—40 км, что, наряду с применением новой методики определения эпицентров землетрясений — прямолинейных эпицентральных А. А. Трескова (1960), позволило получать координаты эпицентров с высокой точностью и уверенно намечать связь эпицентров с конкретными геологическими структурами.

За эти годы собран обширный материал по сейсмичности, новейшей и живой тектонике, новейшему вулканизму и сейсмогеологии рифтовой зоны Станового нагорья. В кратком сообщении невозможно дать систематическое изложение всего нового материала (Солоненко и др., 1966), поэтому ограничимся несколькими вопросами, заслуживающими, как нам представляется, внимания геологов разного профиля и в первую очередь сейсмогеологов, неотектонистов и вулканологов.

Высокая сейсмическая активность Прибайкальского горного пояса связывается прежде всего с формированием впадин байкальского типа, а Южно-Якутского — с дифференциальными движениями в Становой системе разломов. Вместе с тем никакого перерыва между сейсмическими зонами

нет, и по сейсмическим характеристикам сейсмическое поле является единым, хотя Байкальская рифтовая система замыкается у Алданского щита<sup>1</sup>.

Обобщенное выделение впадин байкальского типа для сейсмогеологии недостаточно, так как по своим размерам, возрасту и степени морфологической завершенности они образуют эволюционный ряд: зарождающиеся — эмбриональные — моноструктурные — полиструктурные со своими общими и специфическими сейсмогеологическими чертами.

Зарождающиеся впадины начали формироваться в конце плейстоцена или в голоцене в привершинной части сводово-глыбовых поднятий второго порядка. Типичным предшественником является центральный грабен Довачанской сейсмогенной структуры (Солоненко, 1962а). Протяженность его всего около 12 км, ширина до 800 м, глубина до 100 м. Это явно сейсмогенное образование со следами недавнего обновления разломов с установленной глубиной очагов до 25—30 км. Осадконакопление в таких впадинах находится в начальной стадии.

Эмбриональные впадины врезаются как в тела сводово-глыбовых поднятий, так и в горные перемычки между крупными впадинами собственно байкальского типа. Они морфологически имеют те типичные черты внутривпадинных впадин, то участки долин, расширенных ледниково-эрозионными процессами. Длина их достигает первых десятков километров, ширина — до 5 км, редко более. Коренное ложе лежит на сотни метров ниже соседних горных вершин, мощность рыхлых отложений измеряется первой сотней метров.

Эмбриональные впадины, как и впадины собственно байкальского типа, иногда состоят из отдельных котловин, разделенных внутривпадинными горными перемычками. По своей структуре это грабены, грабен-синклинали или односторонние грабены. В последнем случае впадины, в зависимости от положения на том или ином склоне сводово-глыбового поднятия, имеют или байкальскую, или обратную ей асимметрию. Последнее дало возможность подойти к объяснению асимметрии впадин байкальского типа (Солоненко, 1962б).

При малых размерах эмбриональных впадин в них генерируются чрезвычайно мощные сейсмические напряжения. Поля сейсмогенного напряжения выходят за пределы видимой площади впадин и распространяются на аномальные для Байкальского сейсмического пояса глубины (почти от 0 до 40 и даже до 60 км вместо обычных  $20 \pm 5$  км). Следствием этого является возникновение, кроме главной системы сейсмодислокаций, побочных разломов, выходящих за геоморфологические контуры впадин, что служит признаком активного разрастания впадин за счет горных сооружений. О том же свидетельствует и повышенная сейсмическая активность не главных, региональных разломов древнего заложения, а опережающих и сопровождающих разломов, взламывающих склоны горного обрамления впадин.

Последние на востоке крупные впадины Байкальской рифтовой системы — Муйская и Чарская, несмотря на свое генетическое родство и географическое соседство отличаются по своему строению, что имеет принципиальное значение при оценке их сейсмической активности.

Для Чарской впадины характерна типичная байкальская асимметрия: с юга днище ее через полосу предгорий постепенно переходит в склон Удоканского свода, с севера же она ограничена двухкилометровой стеной хр. Кодар. В противоположность ей Муйская впадина выглядит типичным рифтом: ограничивающие ее хребты — Южно-Муйский и Северо-Муйский — одинаково крутосклонны и приблизительно одинаковой высоты.

---

<sup>1</sup> М. С. Нагибина систему впадин байкальского типа протягивает до Охотского моря. Отнесение Больше-Токжинской, Верхне-Зейской и Удской впадин к впадинам байкальского типа нам представляется ошибочным.

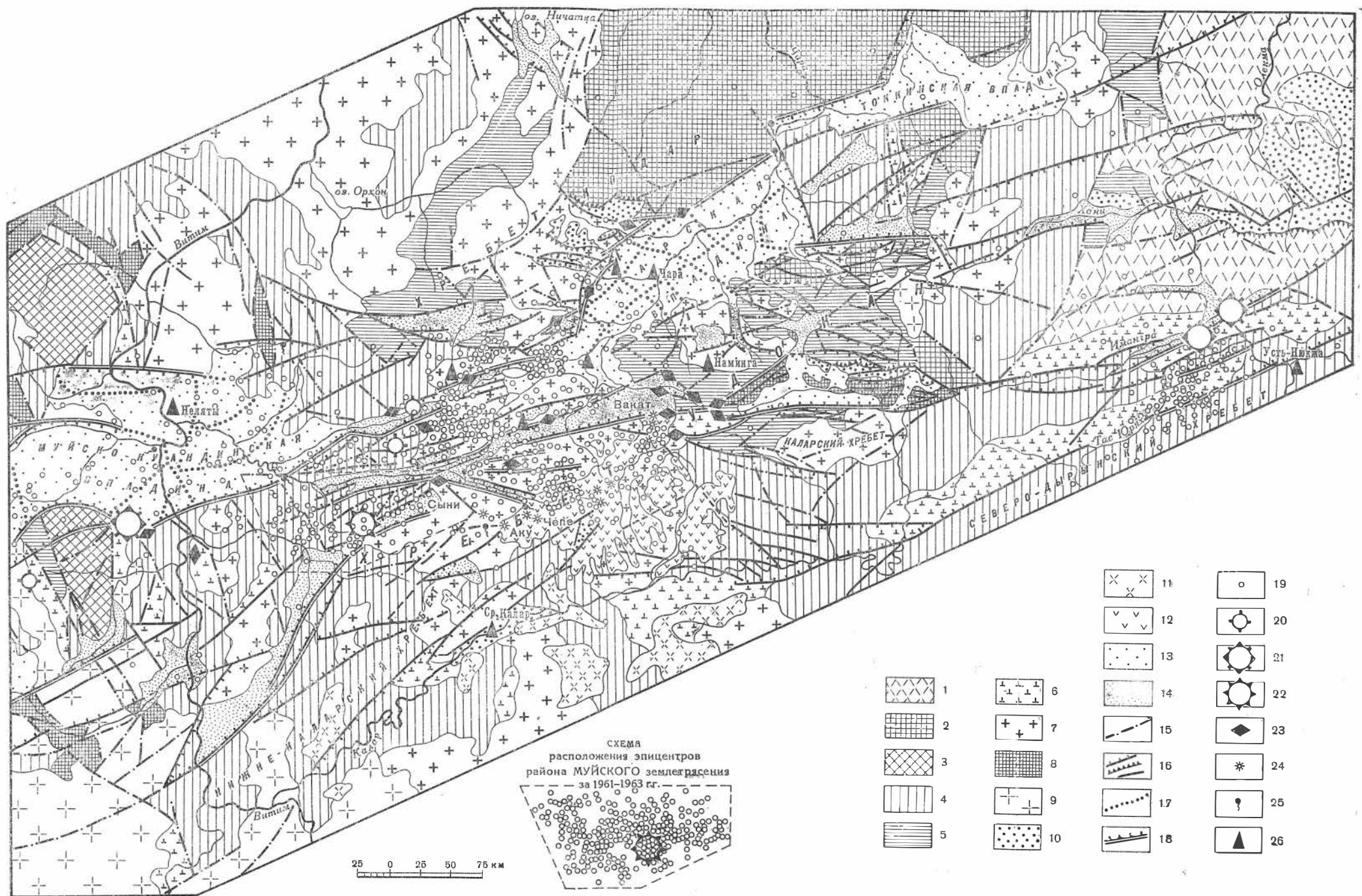


Рис. 1. Схема сейсмогеологии переходной зоны Прибайкальским и Якутским сейсмическими регионами. Составили Р. А. Курушин, О. В. Павлов, В. П. Солоненко, С. Д. Хилько.

Нижний структурный этаж. Выступы архейских кристаллических образований:

1 — Алданский щит; 2 — Чарская глыба; 3 — Северо-Муйский срединный массив. Протерозойский структурный ярус; 4 — складчатые структуры сложно дислоцированного протерозойского осадочно-метаморфического комплекса; 5 — слабо дислоцированные метаморфизованные терригенные отложения протерозоя (в том числе удоканская серия); 6 — позднпротерозойские discordantные интрузии гранитоидов; 7 — то же, габброидов. Верхний структурный этаж. Палеозойский структурный ярус: 8 — кембрийский субплатформенный комплекс (пологозалегающие терригенные и карбонатные отложения); 9 — палеозойские интрузии преимущественно кислого состава. Мезозойский структурный ярус: 10 — верхнеюрско-нижнемеловой вулканогенно-осадочный и терригенный комплекс; 11 — мезозойские интрузии. Кайнозойский структурный ярус: 12 — неоген-четвертичные плато-базальты и голоценовые долинные базаль-

ты; 13 — комплекс кайнозойских отложений, выполняющих впадины байкальского типа; 14 — комплекс рыхлых четвертичных отложений, выполняющих зарождающиеся впадины в областях поднятий. Разрывные нарушения: 15 — докембрийские разломы; 16 — мезо-кайнозойские разрывные нарушения: крутопадающие сбросы и взбросы (а), надвиги (б), разрывы неясного генезиса (в); 17 — разломы фундамента впадин, погребенные под мощным чехлом рыхлых отложений (по геофизическим данным); 18 — кайнозойские активизированные разломы (преимущественно сбросы и взбросы). Эпицентры землетрясений (по инструментальным данным): 19 — меньше VI баллов; 20 — VI—VII баллов; 21 — IX баллов; 22 — X баллов. Прочие обозначения: 23 — палеосейсмогенные структуры; 24 — вулканы (неоген-четвертичные); 25 — термоминеральные источники; 26 — сейсмостанции

Фактически же здесь имеют место две слившиеся асимметричные впадины, шов между которыми выражен внутривпадинной продольной перемычкой. Таким образом, намечается еще один путь формирования крупных рифтовых впадин байкальского типа — не продольного, а поперечного слияния ранее самостоятельных ветвей впадин. Такие впадины условно можно рассматривать как полиструктурные образования. Внутренний тектонический шов их может быть источником мощных сейсмических потрясений, не свойственных внутренним частям моноструктурных впадин.

В противоположность впадинам юго-западной части Байкальской рифтовой системы впадины Станового нагорья имеют яркие признаки активного разрастания по простиранию. Вместо грубоовальных очертаний, свойственных первым, окончания вторых лопастные. Через горные перемычки, взламывая их, навстречу друг другу устремляются впадины — сателлиты и эмбриональные. Это находит свое отражение в повышенной сейсмической активности межвпадинной Муйско-Чарской перемычки. График повторяемости землетрясений для этой перемычки, построенный К. В. Пшеничковым, показал, что ее активность ( $A_{10} = 0,38$ ,  $\gamma = 0,40$ ) почти в 4 раза выше средней для Прибайкалья ( $A_{10} = 0,10$ ,  $\gamma = 0,32 \pm \pm 0,07$ ) и в 3 раза выше средней для рифтовой зоны Станового нагорья ( $A_{10} = 0,13$ ,  $\gamma = 0,43$ ).

Таким образом, в Байкальской рифтовой системе, особенно энергично в ее Становом секторе, происходит сокращение площади хребтов за счет разрастания «старых» и заложения новых впадин и оседание отдельных присводовых частей хребтов.

Ось северной ветви Байкальской рифтовой системы имеет приблизительно широтную ориентировку (около  $56^\circ$  с. ш.). На нее нанизаны кулисообразно расположенные впадины, вытянутые в северо-восточном направлении. От Чарской впадины ось рифтовой системы также отклоняется к северо-востоку, и система замыкается Токкинской впадиной. Однако от Чарской впадины в сторону Станового хребта в широтном направлении ответвляются две ветви эмбриональных впадин. Именно на их оси находятся эпицентры двух девятибалльных землетрясений 1958 г. Это яркое свидетельство миграции процесса рифтообразования к востоку. Таким образом, структурная зона, расположенная на  $56^\circ$  с. ш., явно выраженная, но еще мало понятая, продолжается за пределами Байкальской рифтовой системы.

Интенсивное разрастание депрессий за счет их горного обрамления происходит также и поперек неотектонических структур. Крупные зоны разломов часто имеют две примерно параллельные трассы, одна из которых проходит по склону хребта, как правило, по тыловому шву предгорной косой равнины — педимента. При землетрясениях педимент втягивается, с одной стороны, во впадинное опускание, а с другой — в горное поднятие, т. е. подвергается вращательной деформации. Существующее представление об аккумулятивной природе косых предгорных равнин горного обрамления впадин байкальского типа только частично правильно, так как косые равнины — это тектонические формы, планированные аккумуляцией.

Свидетельством разрастания рифтов может служить развитие эмбриональных впадин на склонах сводово-глыбовых поднятий. Если на юго-западе Байкальской рифтовой системы малые впадины, располагающиеся на больших высотах, уже утратили способность к дальнейшему развитию (Тресков, 1960), то в Становом нагорье они продолжают весьма активно разрастаться. Это может быть одним из признаков общей миграции процесса рифтообразования к востоку. На юго-западе Байкальской рифтовой системы интенсивные неотектонические движения начались в миоцен-плиоцене, а в Становом нагорье — в плиоцен-плейстоцене.

Естественно большой интерес вызывает форма проявления живой тектоники. До настоящего времени ряд геологов считают, что тектонические

процессы протекают медленно и проявляются на поверхности в виде пластических деформаций.

Живая тектоника может проявляться и проявляется практически мгновенно во время сильных и катастрофических землетрясений в виде сейсмогенных структур, причем, как показал опыт изучения плейстосейстовых областей десяти — двенадцатибалльных землетрясений (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Солоненко, 1962б) одновременно рядом или совместно могут возникнуть все известные, а также ранее неизвестные типы разрывных нарушений, нередко как будто взаимоисключающие друг друга: надвиг и мощная трещина растяжения, нормальный сброс и взброс и т. п. Возникают такие формы, как сейсмогравитационные тектонические клинья опускания с амплитудой вертикального смещения в десятки и даже многие сотни метров, сколы вершин гор, выколы склонов гор протяженностью на многие километры (структура Койра на Южно-Муйском хребте — 6 км) и т. д. Все эти типы структур установлены нами в Становом нагорье. Возраст их колеблется от 7—8 лет (плейстосейстовые области Муйского, Олекминского и Нюкжинского землетрясений 1957—1958 гг.) до 2—3 тыс. лет.

Т а б л и ц а 1

Химический состав (вес.%) и петрохимические коэффициенты лав средне-верхне

Компоненты	В-1-А	В-3-А	В-5-А	В-7-А	В-8-А	В-9-А	В-2	В-4	В-9
SiO <sub>2</sub> . . . . .	45,06	44,02	44,72	43,62	42,96	44,50	43,48	43,10	42,84
TiO <sub>2</sub> . . . . .	3,27	3,84	3,66	3,69	3,49	3,49	2,80	3,49	3,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,94	14,78	14,84	13,53	14,53	13,69	15,95	14,31	14,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,09	4,63	7,54	13,74	10,54	4,94	10,50	11,20	11,34
FeO . . . . .	6,33	7,84	5,93	1,15	2,07	7,67	3,03	2,71	2,07
MnO . . . . .	0,15	0,20	0,20	0,15	0,16	0,17	0,22	0,20	0,17
MgO . . . . .	7,12	7,25	6,98	7,51	9,19	9,57	7,67	7,81	7,90
CaO . . . . .	8,04	8,75	7,77	8,47	9,20	9,14	8,20	8,53	8,25
Na <sub>2</sub> O . . . . .	5,85	4,58	4,45	4,68	3,35	3,35	4,68	4,88	5,20
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,30	3,00	2,47	2,91	2,15	2,10	3,10	2,84	3,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	0,22	0,02	0,44	0,12	0,12	Нет	Нет	Нет	Нет
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	0,26	0,26	0,16	0,23	0,80	0,26	0,14	0,16	0,82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,72	0,61	0,65	0,72	0,65	0,61	0,58	0,71	0,73
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,44	Нет	0,55	0,11	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Сумма . . . . .	99,57	99,76	99,92	100,51	99,09	99,49	100,35	99,89	99,98
<i>a</i> . . . . .	14,6	14,1	13,4	14,2	10,3	10,0	14,6	13,9	15,4
<i>c</i> . . . . .	2,6	2,5	3,1	1,7	4,5	3,9	3,1	2,1	1,2
<i>b</i> . . . . .	30,0	31,1	30,6	33,2	34,0	33,8	31,3	34,5	32,7
<i>S</i> . . . . .	52,8	52,3	52,9	50,9	51,2	52,3	51,0	49,5	50,7
<i>m'</i> . . . . .	39,4	38,6	40,0	37,1	46,6	46,6	40,7	35,9	39,6
<i>j'</i> . . . . .	37,1	34,0	38,8	37,9	33,3	33,1	38,1	34,0	35,5
<i>c'</i> . . . . .	23,5	27,4	21,2	25,0	20,1	20,3	21,2	30,1	24,9
<i>n</i> . . . . .	87,0	69,9	72,0	71,0	71,0	72,0	69,9	72,0	72,4
<i>Q</i> . . . . .	-26	-26	-24	-28	-23	-19	-30	-31	-31
<i>a : c</i> . . . . .	5,6	5,6	4,3	8,3	2,3	2,6	4,7	6,6	12,8
Класс . . . . .	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Группа . . . . .	22	22	22	21	22	22	22	22	21

Примечание. Аналитики Т. Лахно, В. Лебедева и Н. Таскина.

В-1-А — В-9-А — Вагатский вулкан (восточный); В-2 — В-12 — Вагатский вулкан (запад состав лав шлаковых вулканов. 1 — средний состав четвертичных известково-щелочных лав трахибазальтов), по И. В. Белову.



При Муйском землетрясении образовалась зона сейсмодислокаций общей протяженностью в 25 км (Солоненко, 1962б), но ранее при более сильных землетрясениях в хребтах Удокан, Калар и Кодар возникали более протяженные зоны (до 42 км) при амплитуде вертикальных смещений преимущественно в несколько метров, но иногда до десятков, а в редких случаях — до 60—100 м.

Пластические деформации живой тектоники в Прибайкальской сейсмической зоне пока не доказаны, разрывные же происходят на наших глазах. Мозаично-блоковое строение впадин байкальского типа дает основание думать, что это главная форма выражения новейшей и живой тектоники в Монголо-Охотском сейсмическом поясе.

Еще недавно среди сейсмологов существовало мнение, что разломы на поверхности Земли могут проявиться только в исключительных случаях и при глубине очагов не более первых километров. Все это не соответствует действительности. Даже при глубине очагов 20—25 км уже при землетрясениях 9 баллов и выше на поверхность Земли выходят разломы (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Рихтер, 1963; Солоненко, 1962б; Biehler а. о., 1964), в целом отражающие те движения земной коры, кото-

#### четвертичных шлаковых вулканов

В-10	В-12	ВК-1	Л-1	Л-2	О-1	О-2	С	І	ІІ
42,34	42,64	44,39	43,79	45,38	43,92	47,97	44,5	46,8	47,4
3,49	3,49	3,22	3,62	3,29	3,90	3,69	3,6	2,4	2,4
14,34	14,08	15,42	15,89	16,72	17,03	16,09	15,2	16,3	16,5
4,39	3,68	10,96	13,03	12,56	12,16	3,20	8,2	6,8	4,3
9,18	11,01	1,16	1,01	0,57	1,44	9,50	4,6	5,9	7,5
0,16	0,22	0,22	0,16	0,17	0,16	0,16	0,2	0,2	0,1
8,41	8,30	7,76	6,80	6,07	6,21	7,42	7,8	8,9	6,5
8,81	8,72	7,77	8,67	8,17	7,20	8,93	8,6	9,5	7,9
4,26	4,48	4,42	3,49	3,73	3,52	3,64	4,4	1,7	4,4
2,68	2,80	2,43	1,77	1,83	2,01	1,86	2,3	0,9	2,4
0,36	Нет	1,02	0,44	0,48	0,24	0,14	—	—	—
0,72	0,32	1,21	1,20	0,44	2,04	0,83	—	—	—
0,70	0,68	0,66	0,52	0,41	0,16	0,36	0,6	0,6	0,6
Нет	Нет	0,11	0,22	0,22	0,22	0,22	—	—	—
99,48	100,42	99,73	100,17	99,56	99,97	99,87	100,0	100,0	100,0
13,0	13,4	13,4	10,4	11,2	11,1	10,8	12,7	5,1	13,0
2,9	2,3	3,6	5,6	6,0	6,5	5,4	3,6	8,6	4,3
34,2	29,0	29,8	29,2	26,2	26,2	30,1	31,0	30,3	27,0
49,9	55,3	53,2	54,8	56,6	56,2	53,7	52,7	56,0	55,7
40,8	38,7	44,4	40,2	40,4	42,3	41,8	42,0	51,0	40,0
36,6	38,5	36,0	42,4	43,7	47,3	39,9	36,6	39,0	40,0
22,6	22,8	19,6	17,4	15,9	10,4	18,3	21,4	10,0	20,0
70,1	70,8	71,4	74,6	75,4	72,8	74,5	74,7	73,0	75,0
—29	—19	—24	—17	—15	—16	—20	—24	—6	—19
4,5	5,8	3,7	1,8	1,9	1,7	2,0	3,5	0,6	3,0
6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
22	22	22	23	23	23	22	22	23	22

вый); ВК-1, Л-1, Л-2 — Эймнах — Лурбунские вулканы; О-1, О-2 — вулкан Озерко; С — средний (оливиновый базальт) Прибайкалья; ІІ — то же, щелочно-известковых лав (базальтовых



рые происходят в очаге землетрясения. «Вспарывание» разлома на глубину и по простиранию, а также и других близких разломов происходит как после главного толчка, так и при афтершоках. Так, очаг Муйского землетрясения находился на глубине 22 км, очаги афтершоков мигрировали вверх и вниз, достигнув, с одной стороны, почти поверхности Земли, а с другой — глубин в 40 км. Повторные толчки олекминских землетрясений 1958 г. сначала происходили около основных эпицентров, а через 5 лет стали смещаться к югу, показывая «вспарывание» меридионального разлома в направлении от Имангрского сброса к югу более чем на 60 км.

Исследование механизма очагов землетрясений, проведенное в последние годы А. В. Введенской (1964) и, особенно детально, Л. А. Мишариной (1964), показало, что земная кора в пределах Прибайкалья и Становика подвержена действию горизонтальных растяжений, перпендикулярных основным геологическим структурам, при сжимающих напряжениях, ориентированных в направлениях, близких к вертикальному и иногда круто наклоненных (более 45°). При этом лежащее крыло структур со стороны впадины опускается, лежащее нагорное крыло поднимается, т. е. при землетрясениях преобладают сбросы и сбросо-сдвиги, которые могут сопровождаться взбросами или взбросо-сдвигами, как это и наблюдалось при Муйском десятибалльном землетрясении 27 июня 1957 г.

Омоложение неотектонических движений по направлению на восток нашло отражение и в характере вулканизма. Если на юго-западе рифтовой системы даже самый молодой позднплейстоценовый или раннеголоценовый вулканизм имеет унаследованный характер от неогенового вулканизма и по составу вулканических продуктов, и по механизму излияний (Флоренсов, 1960), то на востоке рифтового пояса в голоцене происходит изменение типа вулканической деятельности.

В ходе сейсмогеологических исследований в Становом нагорье нами выявлена целая группа вулканов. По степени сохранности, типу и составу лав они отчетливо делятся на две группы: средне- или верхнечетвертичные базальтовые шлаковые конусы и голоценовые вулканы. Последние по типу и составу продуктов неоднородны: вулкан Сыни шлако-базальтовый, трещинный, Аку и Чепе — сложные как по морфологии, так и составу лав. Они, по-видимому, не имеют аналогов среди потухших вулканов Центральной и континентальной Восточной Азии.

Конусы шлаковых вулканов сложены преимущественно шлако-базальтами и оливиновыми стекловатыми базальтами.

По химическому составу вулканические продукты шлаковых вулканов относятся к ненасыщенным кремнеземом меланократовым щелочным лавам (табл. 1). По сравнению с четвертичными оливиновыми базальтами Прибайкалья (Белов, 1963) они бедны кремнеземом и значительно богаче титаном и щелочами, причем на Вакатских вулканах появляются лавы, богатые щелочами (группа 21), что вообще не характерно для оливиновых базальтов.

Голоценовый базальтовый вулкан Сыни трещинного типа имеет общую протяженность около 3 км и ширину до 150—200 м. По химическому составу (табл. 2) базальты Сыни близки к лимбургитовым базанитоидам и к трахибазальтовым туфам. Особым типом пирокластических образований вулкана Сыни являются кристаллотуфы, насколько нам известно, ранее не встречавшиеся на четвертичных вулканах Центральной и Восточной Азии. Они состоят из прекрасно огранных кристаллов (3—6 мм) роговой обманки, оливина и авгита, в общей массе встречаются мелкие зерна вулканического стекла.

Вулкан Сыни сейсмически активен: в 1962—1964 гг. непосредственно на нем регистрировалось до пяти землетрясений в год с глубиной очагов около 25 км.

Вулкан Аку, расположенный в 8 км восточнее вулкана Сыни, формировался в три стадии. Первоначально образовался общий кратер, из которого

Т а б л и ц а 2

Химический состав (вес. %) и петрохимические коэффициенты базальтов (С-2, С-3, С-5, С-7) и кристаллотуфов (С-6) вулкана Сыны

Компоненты	С-2	С-3	С-5	С-6	С-7
SiO <sub>2</sub> . . . . .	46,28	48,15	46,72	41,67	46,78
TiO <sub>2</sub> . . . . .	3,13	3,21	3,07	4,29	3,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,99	15,67	14,26	14,62	13,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5,41	10,67	5,95	8,29	5,00
FeO . . . . .	7,95	1,88	8,42	6,92	9,69
MnO . . . . .	0,16	0,22	0,18	0,18	0,17
MgO . . . . .	7,95	7,53	8,12	7,65	8,29
CaO . . . . .	8,26	8,24	8,49	8,22	8,60
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,31	3,52	3,63	1,61	3,46
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,51	0,43	1,54	1,76	1,54
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	2,00	0,60	0,02	3,50	0,24
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	1,11	0,10	Нет	3,62	Нет
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,22	0,14	0,14	0,23	0,40
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,55	Нет	0,11	0,11	Нет
С у м м а . . . . .	99,83	99,85	100,65	99,17	100,56
<i>a</i> . . . . .	9,7	7,7	9,9	6,4	9,4
<i>c</i> . . . . .	4,5	6,7	4,2	7,2	3,9
<i>b</i> . . . . .	30,8	27,5	31,8	32,0	32,5
<i>S</i> . . . . .	55,0	58,1	54,1	54,4	54,2
<i>m'</i> . . . . .	43,3	46,8	41,5	43,2	41,7
<i>f'</i> . . . . .	39,9	40,6	40,3	46,1	40,4
<i>c'</i> . . . . .	16,8	12,6	18,2	10,7	17,9
<i>n</i> . . . . .	75,7	92,8	78,0	59,1	77,4
<i>Q</i> . . . . .	-14	-6	-16	-11	-14
<i>a</i> : <i>c</i> . . . . .	2,1	1,1	2,4	0,8	2,4
Класс . . . . .	5	9	6	5	5
Группа . . . . .	18	19	22	19	18

в соседнюю долину изливались потоки лавы. Затем произошел взрыв. В появившейся кальдере сформировался сомматический конус (высота его 140 м, диаметр 800 м). Затем рядом с сомматическим конусом в результате сильного взрыва возник новый кратер диаметром 1000 м и глубиной около 300 м.

В первую фазу изливались оливиновые базальтовые трахибазальты, отличающиеся от лав трахибазальтовой формации других четвертичных вулканов Сибири высоким содержанием кремнезема и щелочей (табл. 3).

Сомматический конус сформирован уже трахиандезитами. Продукты третьей фазы (шлаковые и агломератовые лавы, аглютинаты) по составу относятся к биотитовым андезитам и не имеют себе аналогов среди лав четвертичных вулканов Прибайкалья.

В 7 км северо-восточнее вулкана Аку находится вулкан Чепе — самый эффективный вулкан Сибири — и сопряженный с ним вулкан 2067. Основание вулкана имеет сечение 2 × 2,8 км, высота его не превышает 330 м, размер главного кратера 500 × 700 м, глубина до 120 м, дно его лежит на 30 м ниже дна прилегающей с юга долины.

В формировании вулкана Чепе, как и вулкана Аку, отчетливо выделяются три стадии: 1) взрыв, затем излияние трахибазальтовой лавы; 2) формирование вулканического конуса преимущественно вулканиче-

Т а б л и ц а 3

Химический состав (вес.%) и петрохимические коэффициенты лав вулканов Аку (А-2, А-9, А-11), Чепе (Ч-5, Ч-6, Ч-8, Ч-16, Ч-17, Ч-23) и 2067 (Ч-24 и Ч-25)

Компоненты	А-2	А-9	А-11	Ч-5	Ч-6	Ч-8	Ч-16	Ч-17	Ч-23	Ч-24	Ч-25
SiO <sub>2</sub> . . . . .	58,90	58,61	60,02	59,52	54,14	53,94	59,82	54,36	56,52	59,28	57,14
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,48	1,22	0,83	0,92	2,02	1,92	0,88	1,92	1,50	0,87	0,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	20,03	19,30	19,72	19,23	17,52	18,32	20,00	17,60	17,92	19,51	17,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,33	1,45	1,61	1,44	6,56	6,24	3,37	6,24	3,35	3,03	1,16
FeO . . . . .	0,36	4,48	2,90	3,92	2,70	2,70	1,01	2,70	3,88	1,87	5,55
MnO . . . . .	0,14	0,19	0,17	0,16	0,16	0,17	0,18	0,16	0,14	0,12	0,17
MgO . . . . .	0,54	1,01	0,45	0,56	2,01	1,94	0,55	1,84	1,17	0,96	0,87
CaO . . . . .	1,75	2,60	1,97	2,03	5,08	5,13	1,92	4,74	4,22	2,69	2,50
Na <sub>2</sub> O . . . . .	6,88	6,08	6,68	6,28	6,05	5,90	7,11	5,50	6,36	6,40	7,40
K <sub>2</sub> O . . . . .	6,00	4,51	5,70	5,47	3,72	3,88	5,14	4,09	4,75	5,64	5,50
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	0,16	0,64	0,60	0,36	0,12	Нет	0,33	Нет	0,22	0,10	0,12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	0,52	0,64	0,58	0,10	Нет	»	0,14	»	0,17	Нет	1,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,08	0,28	0,06	0,20	0,38	0,30	0,12	0,40	0,23	0,09	0,05
CO <sub>2</sub> . . . . .	Нет	Нет	Нет	Нет	0,11	0,11	0,22	0,11	0,33	0,18	Нет
С у м м а . . . . .	100,01	99,77	100,69	100,19	100,45	100,55	100,46	99,66	100,54	100,64	100,64
<i>a</i> . . . . .	24,3	20,7	23,2	21,5	19,3	18,7	23,2	18,4	21,4	22,4	23,8
<i>c</i> . . . . .	1,4	3,0	1,6	1,8	2,4	2,9	1,9	2,8	1,7	1,9	-0,3
<i>b</i> . . . . .	5,9	7,0	6,0	6,4	15,5	15,0	5,7	13,8	9,8	7,3	10,6
<i>S</i> . . . . .	68,4	59,3	69,2	70,3	62,8	63,4	69,2	65,0	67,1	68,4	65,3
<i>m'</i> . . . . .	15,6	25,2	12,6	14,6	22,0	21,1	17,3	21,1	21,6	20,4	14,0
<i>f'</i> . . . . .	72,9	71,7	74,7	77,0	53,7	54,1	74,1	53,4	41,0	60,2	57,3
<i>e'</i> . . . . .	11,8	3,1	12,6	8,4	24,3	22,2	8,6	22,5	37,4	19,4	28,7
<i>n</i> . . . . .	31,7	67,1	64,0	67,3	71,3	69,8	68,0	67,0	67,9	62,7	66,8
<i>Q</i> . . . . .	-13	-16	-10	-4	-15	-13	-10	-10	-10	-10	-17
<i>a : c</i> . . . . .	17,4	6,9	14,5	11,9	8,0	6,4	12,2	6,6	12,6	11,8	—
Класс . . . . .	5	6	5	4	5	5	5	5	5	5	6
Группа . . . . .	17	22	7	12	17	18	17	18	17	17	20

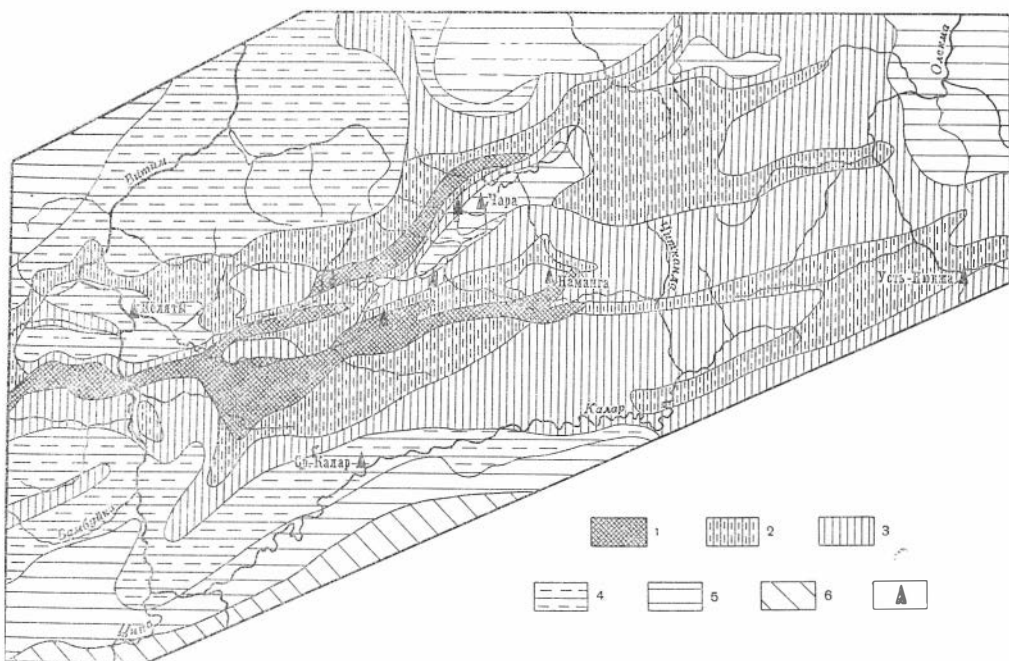


Рис. 2. Карта сейсмического районирования переходной зоны Прибайкальского и Якутского сейсмических регионов. Составили В. П. Солоненко, Р. А. Курушин, О. В. Павлов, С. Д. Хилько.

Сейсмические районы с возможной максимальной интенсивностью землетрясений: 1 — X и > X баллов; 2 — IX баллов (повышенной опасности); 3 — IX баллов; 4 — VIII баллов (повышенной опасности); 5 — VIII баллов; 6 — VII баллов; 7 — сейсмические станции

скими продуктами трахитового и трахиандезитового состава; 3) эксплозия и последние выжимки с формированием брекчиевого некка из обломков авгитовых трахиандезитов, андезитов и базальтов, сцементированных стекловатыми туфолавами трахиандезитового состава.

Вулкан 2067 сложен трахитовыми и трахиандезитовыми лавами и стекловатой шлако-лавой, по своему химическому составу (табл. 3) не имеющей аналогов среди кайнозойских вулканитов Центральной и Восточной Азии. Она не насыщена кремнеземом, лейкократовая, пересыщена щелочами.

По своему типу вулканы Станового нагорья имеют общие черты не с вулканами Прибайкальской зоны, а с четвертичными вулканами восточной части зоны Станового разлома (Казьмин, 1962) и Притихоокеанской части Северо-Восточной Азии (рис. 2).

Таким образом, со значительной долей уверенности можно говорить о миграции неотектонических процессов из Байкальской рифтовой системы в зону Становика — Джугджура, где в последние годы выявлены нарастающий темп четвертичных движений, и проявления новейшего вулканизма. Но пока еще не ясно, в какой мере энергетическое поле активно формирующейся рифтовой системы распространилось и мигрировало к востоку. Поэтому было бы преждевременным распространять десятибалльные сейсмические районы рифтовой системы Станового нагорья на Становой хребет, тем более, что по имеющимся данным (Кочетков, 1964) сейсмическая активность последнего ( $A_{10} = 0,055$ ,  $\gamma = 0,39-0,40$ ) по меньшей мере в 2 раза ниже. Но что между Прибайкальским и Якутским сейсмическими регионами имеются самые тесные генетические взаимосвязи, сомневаться не приходится.

## ЛИТЕРАТУРА

- Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Введенская А. В. Особенности напряженного состояния в очагах Прибайкальских землетрясений.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1961, № 5.
- Гоби-Алтайское землетрясение. Под ред. Н. А. Флоренсова и В. П. Солоненко. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Казьмин Ю. Б. Становой глубинный разлом, его развитие и влияние на магматизм и металлогению.— Материалы по региональной геол., 1962, вып. 8.
- Кочетков В. М. Сейсмичность Якутии. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1964.
- Мишарина Л. А. К вопросу о напряжениях в очагах землетрясений Прибайкалья и Монголии. Вопросы сейсмичности Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Нормы и правила строительства в сейсмических районах (СН — 8 — 57). М., Госстройиздат, 1958.
- Рихтер Ч. Элементарная сейсмология. М., ИЛ, 1963.
- Солоненко В. П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962а, № 11.
- Солоненко В. П. Некоторые задачи современного сейсмического микрорайонирования.— Геол. и геофиз., 1962б, № 9.
- Солоненко В. П., Тресков А. А., Курушин Р. А. и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., изд-во «Наука», 1966.
- Тресков А. А. Прямолинейные эпицентральные.— Геол. и геофиз., 1960, № 1.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Л., изд-во АН СССР, 1960.
- Biehler S., Kovach R. L., Allen C. R. Geophysical framework of northern end of Gulf of California structural province. In: «Marine Geology of the Gulf of California».— Mem., vol. 3. Am. Ass. Petrol. Geol., 1964.

В. В. СТАРЧЕНКО, А. Ф. ОЗЕРСКИЙ,  
Е. М. ФАЛЬКИН, В. И. ШУЛЬДИНЕР

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

Олекмо-Витимская горная страна характеризуется преимущественным развитием разновозрастных и разнообразных по составу и генезису гранитоидов при ограниченном распространении стратифицируемых метаморфических, осадочных и вулканогенных комплексов. Это обстоятельство, наряду с труднодоступностью региона, обуславливает появление многочисленных, часто противоречивых трактовок тектоники этого района. Так, Г. Л. Падалка (1958) включал рассматриваемую территорию в области раннепалеозойской и среднепалеозойской складчатости, граница между которыми проводилась по линии Кручина — Ульдурга — Нерча (Чита — Зеленое озеро). В бассейне Калакана — Калара выделялась зона протерозойской складчатости. По схеме Л. И. Красного (1958), северная часть Олекмо-Витимской горной страны располагается в области протерозойской складчатости, а южная (в междуречье Кручина — Нерча — Шилка) относится к среднепалеозойской складчатости. По В. Н. Козеренко, большая часть рассматриваемого региона относилась к ранним каледонидам, а на юге, вдоль рек Ингоды и Шилки, выделялась варисская краевая геосинклиналильная зона, подвергнутая в верхнем палеозое-мезозое складчато-глыбовым дислокациям. Согласно представлениям С. П. Сметловского, большая часть рассматриваемой территории относится к поздним протерозоидам, а крайняя северо-восточная часть — к ранним протерозоидам. При этом предполагается повсеместное распространение среднепалеозойских движений, охвативших почти всю площадь верхнепротерозойской складчатости.

За последние годы в пределах Олекмо-Витимской горной страны Читинским геологическим управлением, ВАГТом и ВСЕГЕИ проведен большой комплекс геологосъемочных, геофизических и тематических работ. В результате этих работ установлено повсеместное распространение древнестановых нижнепротерозойских метаморфических комплексов и гранитоидов на всей территории Олекмо-Витимской горной страны при крайне незначительном распространении отложений верхнего протерозоя, локализованных в узкой Привитимской полосе. В результате детальных работ А. Ф. Озерским, В. В. Павловой и В. И. Шульдинером (1964) среди суперкрупных толщ протерозоя выделены архейские образования. Разработаны схемы мезозойского магматизма (Озерский и др., 1964; Шульдинер, 1960, и др.), установлено широкое развитие среди древнестановых интрузий палингенных гранитоидов (М. И. Никульшин и др.).

На основании обобщения материала, полученного в последние годы, в пределах Олекмо-Витимской горной страны нами выделяются (рис. 1, 2):

1) область раннепротерозойской складчатости Становика — Джугджура, ее западное окончание; по другим представлениям — верхнеархейская,

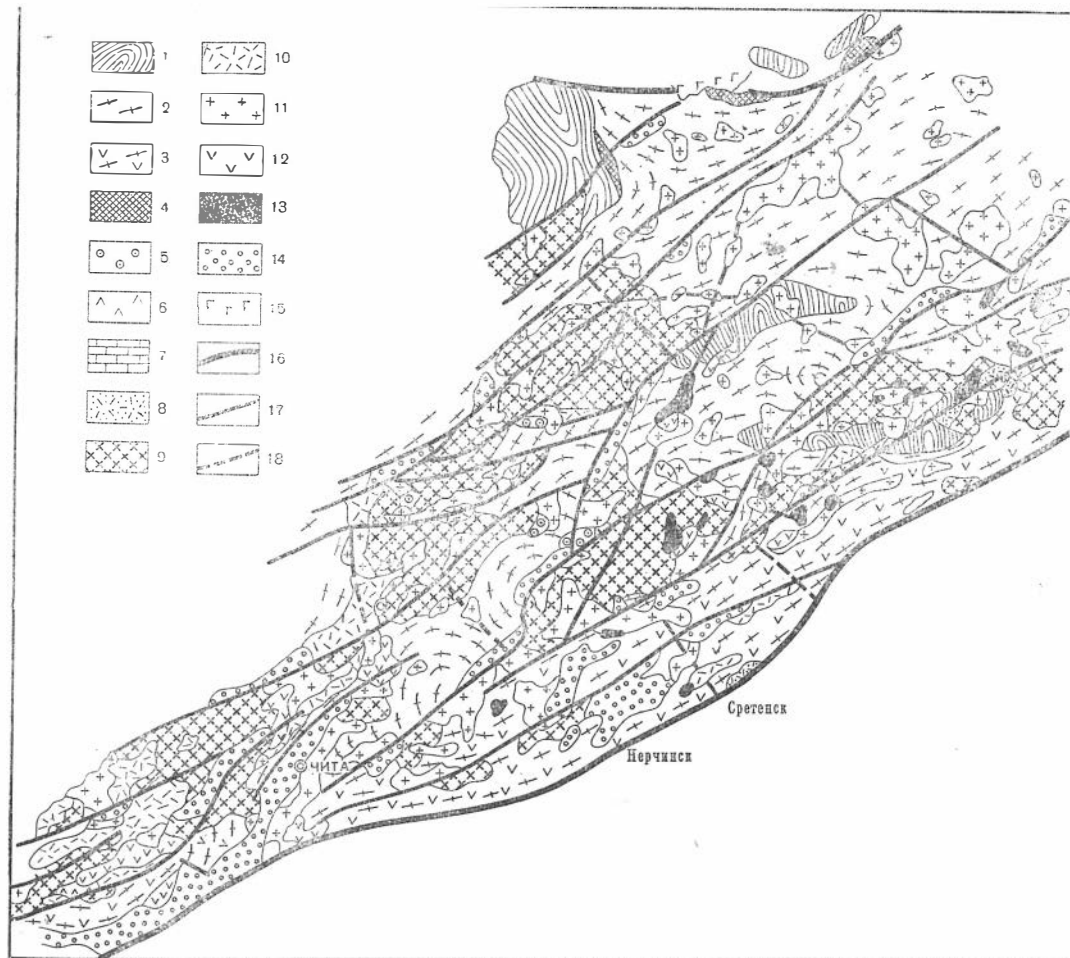


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема Олекмо-Витимской горной страны и части Центрального Забайкалья.

Область Становика-Джугджура раннепротерозойской (древнестановой) складчатости. 1 — комплекс основания — архейские образования ядер антиклинориев. Геосинклинальный комплекс (а также комплекс оснований ранних каледонид), раннепротерозойские метаморфические и гранитоидные формации: 2 — Становая миогеосинклинальная зона; 3 — Урканская эвгеосинклинальная зона; 4 — некоторые интрузии основного и среднего состава, приуроченные к глубинным разломам. Байкальская область раннекаледонской складчатости. Верхнепротерозойские — раннекембрийские формации: 5 — молассовые Привитимской геосинклинальной зоны; 6 — порфириновые Хилокской внутренней геантиклинальной зоны; 7 — карбонатно-вулканогенные Букачачинского прогиба; 8 — порфировые и молассовые Пришилкинской орогенной зоны; 9 — раннепалеозойские интрузии. Элементы мезозойской тектоно-магматической активизации: 10 — пермо-триасовые порфировые формации вулканических зон и прогибов; 11 — триас — раннеюрские трещинные интрузии гранитоидов; 12 — средне-верхнеюрские молассовые и порфировые формации вулканических зон и прогибов; 13 — средне-верхнеюрские трещинные интрузии гранитоидов; 14 — верхнеюрские — нижнемеловые молассовые формации тектонических впадин; 15 — кайнозойские базальты; 16 — главные глубинные разломы; 17 — структурные разломы; 18 — предполагаемые разломы и зоны повышенной проницаемости

древнестановая (Карта докембрийской тектоники Сибири, 1962; Судовиков, Неелов, 1964);

2) Привитимская краевая геантиклинальная зона, являющаяся структурным элементом Байкальской раннекаледонской складчатой области;

3) Пришилкинская раннекаледонская орогенная зона, возникшая в результате тектоно-магматической активизации ранних протерозоид. Эта зо-

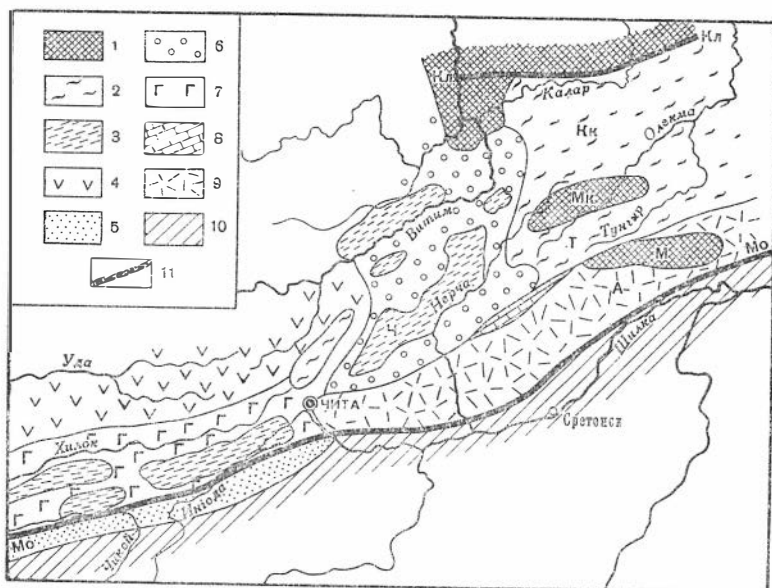


Рис. 2. Схема расположения главных домезозойских структурных элементов Олекмо-Витимской горной страны и части Западного Забайкалья

1—2 — область раннепротерозойской складчатости Становика — Джугджура: 1 — архейские ядра антиклинориев; 2 — раннепротерозойские комплексы; 3—6 — Байкальская область раннекаледонской (байкальской) складчатости; 3 — протерозойские образования комплекса основания; 4 — Удино-Витимская эвгеосинклинальная зона; 5 — Зачинскойская краевая миегосинклинальная зона; 6 — Привитимская краевая геосинклинальная зона; 7 — Хилокская внутренняя геосинклинальная зона; 8 — Букачинский прогиб; 9 — Пришилжинская орогенная зона; 10 — палеозойско-мезозойские структуры Монголо-Охотского пояса; 11 — главнейшие глубинные разломы: МО — Монголо-Охотский; КЛ — Каларский  
Антиклинории: К — Каларский; Мк — Моклаканский; М — Могочинский; Ч — Черский (Нерчинский); синклинории: Кк — Калаканский; Т — Тунгирский; А — Амазарский

на может рассматриваться также в качестве краевой орогенной геосинклинальной зоны Монголо-Охотской раннекаледонской геосинклинальной области, расположенной южнее.

С верхнего палеозоя весь регион вступил в орогенную стадию развития (тектоно-магматической активизации), которая продолжалась в течение всего мезозоя, а в северной части региона активно проявилась и в кайнозое.

## РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

В строении раннепротерозойской складчатой области принимают участие образования двух структурных этажей. Нижний этаж (комплекс основания) сложен архейскими породами, верхний — геосинклинальными образованиями нижнего протерозоя. Первые сосредоточены в пределах трех крупных антиклинориев (рис. 2): Каларского, ограничивающего рассматриваемый регион с севера, Моклаканского, расположенного южнее, и Могочинского, занимающего самое южное положение. По последним данным Ю. Д. Пенягина, выходы архейских образований, кроме перечисленных выше, имеются, по-видимому, к западу от Моклаканского антиклинория, в бассейне среднего течения р. Каренги, но изучены они еще недостаточно.

Наиболее полно разрез архей представлен в Каларском антиклинории, в пределах которого выходы архейских пород прослеживаются вдоль р. Калар на расстоянии около 200 км. Антиклинорий представляет собой вытянутую в субширотном направлении цепочку отдельных глыб, окруженных



раннепротерозойскими интрузиями основного и кислого состава. На западе эта структура смыкается с крупным выходом архейских образований, названным Л. И. Салопом (1964) Южно-Муйской глыбой. Из анализа материалов С. П. Смеловского, О. В. Сосницкого, Е. М. Фалькина, Н. А. Фалькиной, В. С. Федоровского и других сводный стратиграфический разрез для Каларского антиклинория выглядит следующим образом (снизу):

	Мощность, м
1. Усть-ципяцкая толща. Пироксеновые и двупироксеновые сланцы и гнейсы с подчиненными прослоями амфиболитов, биотит-амфиболовых сланцев, кальцифиров и диопсидовых пород . . . . .	5500
2. Витимская толща. Амфиболовые, биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые сланцы и гнейсы с редкими прослоями мраморов, кальцифиров и диопсидовых пород . . . . .	9500
3. Октактитская свита. Амфиболовые и биотит-амфиболовые сланцы с прослоями мраморов . . . . .	2500
4. Давачанская свита. Биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы и сланцы, кристаллические сланцы, гнейсы и кварциты с гранатом, кордиеритом, силлиманитом . . . . .	около 2000
5. Имаангрская свита. Биотитовые и амфибол-биотитовые сланцы и гнейсы нередко с гиперстеном, амфиболиты . . . . .	не менее 2000

Выше имаангрской толщи залегает толща биотитовых амфибол-биотитовых и амфиболовых сланцев и гнейсов с прослоями магнетитовых кварцитов, мощность которой составляет, по-видимому, не менее 2—3 тыс. м.

В пределах Могочинского антиклинория выходы архейских пород прослеживаются в виде прерывистой полосы на расстоянии более 200 км — от бассейна р. Итаки на западе до верховьев р. Большой Чичатки на востоке. Развитые здесь архейские образования отвечают, по-видимому, верхней части разреза Каларского антиклинория. Нижние части разреза представлены толщей двупироксеновых, биотит-двупироксеновых и биотитовых гнейсов, мощность которых превышает 2000 м. Выше по разрезу, по данным В. И. Шульдинера, (1965), В. П. Кириллока, А. А. Сиворонова (1965) и других, выделяются:

	Мощность, м
1. Аячинская свита. Гранатовые гранулиты . . . . .	около 1000
2. Чадорская свита. Биотитовые гнейсы, содержащие пачки диопсидовых, флогопитовых, форстеритовых, кальцифировых, диопсидовых blastsлитов, амфиболитов, кварцитов . . . . .	1700—1800
3. Шуругинская свита. Высокоглиноземистые (гранатовые, кордиеритовые, силлиманитовые) гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями кварцитов и других пород . . . . .	около 1000
4. Амазарская свита. Роговообманково-плагиоклазовые сланцы и амфиболиты с прослоями гранат-пироксеновых амфиболитов, пироксен-плагиоклазовых сланцев, пироксеновых и биотитовых гнейсов, гранат-диопсидовых кварцитов и других пород . . . . .	около 4000
5. Пуртовская свита. Переслаивание гранатовых и пироксен-гранатовых гнейсов, роговообманково-плагиоклазовых, гиперстен-плагиоклазовых сланцев и других пород . . . . .	около 1000

Более верхние части разреза, развитые в бассейне р. Чичатки, представлены чередующимися различными гнейсами и сланцами, среди которых существенную роль играют кварциты, частью магнетитовые.

Древнейшие образования Моклаканского антиклинория (междуречье рек Олекмы и Верхней Моклы) изучались А. М. Лейтесом и расчленены им на две толщи: нижнюю, состоящую из биотитовых, амфиболовых, биотитамфиболовых, андалузит-биотитовых и силлиманит-кордиерит-гранатовых гнейсов, слюдяных и фибролит-биотит-кварц-кордиеритовых сланцев,

обильно мигматизированных, и верхнюю, образованную мономинеральными диопсидовыми и графитсодержащими кварцитами, слюдяно-кварцевыми сланцами. Общая мощность приведенного разреза 1200—1300 м. Эти образования, по-видимому, соответствуют давачанской и шуругинской свитам рассмотренных выше разрезов.

Архейские образования метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, но в связи с раннепротерозойскими складчатыми движениями они претерпели регрессивный метаморфизм, соответствующий в большинстве случаев амфиболитовой фации. В западной части Каларского антиклинория (район пос. Средний Калар) встречаются участки архейских толщ, практически не затронутые процессами диафтореза.

Из полезных ископаемых, связанных с архейскими породами, можно отметить только флогопитовое оруденение, приуроченное к телам диопсидовых пород, и толщи высокоглиноземистых сланцев.

Среди архейских суперкрупных толщ широко распространены интрузивные образования, представленные двумя группами: раннеорогенными интрузиями основного состава и синорогенными интрузиями гнейсгранитов и гранитов.

Архейские складчатые структуры претерпели значительную переработку в нижнепротерозойское время. Наименее измененные структуры сохранились в западной части Каларского антиклинория. Для них характерно сочетание сравнительно простых овальных, сопряженных в плане антиклинальных и синклинальных складок северо-западного и северо-восточного простирания при общем субмеридиональном направлении. Длина их достигает 10—20 км при ширине 5—10 км. Падение крыльев складок, как правило, крутое, но встречается и падение не превышающее 20—30° (Средне-Каларская синклиналь). Восточнее простые субмеридиональные архейские структуры в значительной мере затусованы наложенной мелкой складчатостью северо-восточного направления, характерной для нижнепротерозойских структур. В восточной половине Каларского антиклинория архейские структуры претерпели, вероятно, полную перестройку во время нижнепротерозойского орогенеза; план их дислокаций в общих чертах совпадает с генеральным направлением нижнепротерозойских складчатых сооружений. Складки ориентированы в субширотном направлении с некоторыми отклонениями то к северу, то к югу и относительно просто построены.

В Могичинском антиклинории преобладают складки северо-западного и субмеридионального направлений, резко дискордантные по отношению к раннепротерозойским структурам и значительно усложненные поперечными складками субширотного и северо-восточного простирания. Среди северо-западных и субмеридиональных структур встречаются как простые, симметрично построенные складки с пологими крыльями, являющиеся, по-видимому, собственно архейскими, так и сильно сжатые наклоненные и даже запрокинутые, возникшие, вероятно, позднее. Характерна ундуляция шарниров, местами обусловившая образование брахиформных структур. Поперечные складки в большинстве случаев отличаются меньшими размерами и большей напряженностью, хотя в том и другом отношении они достаточно разнообразны и в свою очередь осложнены мелкими складками, принадлежащими к типу складок течения. В ряде случаев устанавливается генетическая связь поперечных складок с вторичной складчатостью и линейностью, возникновение которых обусловлено интенсивными диафторитическими изменениями, что свидетельствует о наложенном характере поперечных структурных форм, возникших, вероятно, в раннем протерозое. Этот вывод подтверждается параллельным расположением поперечных структур относительно генерального направления раннепротерозойских дислокаций.

Раннепротерозойские (верхнеархейские, древнестановые) стратифицированные образования широко развиты в пределах крупных синклинор-

ных структур, вытянутых в северо-восточном направлении. С севера на юг выделены Калаканский (Моклинский), Тунгирский и Амазарский синклиории.

Наиболее нижние части разреза изучены Е. М. Фалькиным и другими в северной части Калаканского синклиория в районе устья р. Джемку. Разрез нижнепротерозойских образований начинается свитой джемку, сложенной в основном биотит-клиноцоизит-кварц-плагиоклазовыми сланцами с вкрапленностью графита и сульфидов. Мощность обнажающейся части свиты составляет около 750 м. Выше залегают кварцево-плагиоклазовые сланцы с биотитом, мусковитом и клиноцоизитом, переслаивающиеся с биотит-амфиболовыми сланцами и амфиболитами (амнунская свита). В составе свиты изредка встречаются кальцифиры с гранатом, кварциты с силлиманитом, фибролитом, куммингтонитом, гранатом и кварц-актинолит-магнетитовые сланцы, которые образуют хорошо прослеживающиеся горизонты. Вверх по разрезу наблюдается увеличение роли амфиболитов и биотит-амфиболовых сланцев и гнейсов. Мощность свиты около 1500—2000 м. Выше залегают мощная толща амфиболитов, биотит-амфиболовых сланцев и гнейсов, выделенная в южной части синклиория А. Ф. Озерским в гулинскую свиту. Вблизи ядер антиклинорных структур (междуречье рек Олекмы и Средней Моклы, левобережье р. Калакан) появляются мощные (до 1500 м) пачки мономинеральных, графитовых, флогопитовых, диопсидовых и форстеритовых мраморов, являющиеся, возможно, фациальными разновидностями пород гулинской свиты. Мощность гулинской свиты составляет около 4000 м.

В Тунгирском синклиории гулинская свита является самым нижним членом разреза. Здесь в ее строении принимают участие амфиболовые, амфибол-плагиоклазовые и амфибол-клинопироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы, редко биотитовые гнейсы. В низах разреза встречаются единичные пачки флогопит-диопсидовых и других слюдяных мраморов мощностью до 70—100 м. Мощность свиты в этой зоне оценивается в 2000 м. Выше залегают пинжакская свита, образованная переслаивающимися кварцито-гнейсами и гнейсами, среди которых выделяются биотитовые, двуслюдяные и биотит-силлиманитовые разности, часто обогащенные графитом. Отмечаются маломощные (до 3 м) прослои форстеритовых кальцифиров и диопсидовых пород. Мощность пинжакской свиты составляет 500 м. Венчается разрез Тунгирского синклиория люндорской свитой (около 1000 м), сложенной биотитовыми гнейсами с редкими прослоями биотитовых, силлиманит-биотитовых и двуслюдяных гнейсов. Общая мощность нижнепротерозойских образований Тунгирского синклиория превышает 3500 м.

Нижнепротерозойские образования Амазарского синклиория (никитская серия) расчленены В. И. Шульдинером и А. М. Лысаком на три свиты (снизу):

	Мощность, м
1. Паньковская свита, сложенная биотит-плагиоклаз-роговообманковыми, кварц-плагиоклаз-биотит-роговообманковыми и, в меньшей мере, эпидот-биотит-роговообманково-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами . . . . .	1300—1400
2. Утаканская свита, образованная преимущественно биотитовыми гнейсами, местами переслаивающимися с биотит-роговообманково-плагиоклазовыми сланцами. Встречаются маломощные горизонты гранатсодержащих биотитовых гнейсов . . . . .	1400
3. Часовинская свита — биотит-роговообманково-плагиоклазовые сланцы, амфиболиты, биотитовые и лейкократовые гнейсы . . . . .	более 2000
Общая мощность нижнепротерозойских образований Амазарского синклиория составляет около . . . . .	5000

Образования, развитые в пределах Калаканского и Тунгирского синклиориев, можно рассматривать как метаморфические производные терри-

генных, хемогенных и, возможно, органогенных осадков сложно построенной нижнепротерозойской миогеосинклинали (Становая зона). Образования Амазарского синклиория рассматриваются как метаморфические производные эффузивов (спилито-кератофировая формация). На основании этих данных вслед за Н. Г. Судовиковым и А. Н. Нееловым (1964) авторами здесь выделяется Урканская эвгеосинклиральная зона.

Полезные ископаемые, связанные со стратифицированными образованиями нижнего протерозоя, не многочисленны. Для северной части Калаканского синклиория наблюдается пространственная приуроченность метасоматических тел, несущих редкометаллическое оруденение, к нижним членам стратиграфического разреза, но характер этой закономерности еще не изучен. С некоторыми членами разреза связано железорудное оруденение, повышенные концентрации высокоглиноземистого сырья, графита, мраморов.

Образования обеих нижнепротерозойских структурно-фациальных зон прорваны доскладчатыми интрузиями основного и ультраосновного состава, раннескладчатыми анортозитами, габброидами, диоритами, кварцевыми диоритами, синорогенными гранитоидами, гнейсо-гранитами и посторогенными гранитами. Интрузии доскладчатого комплекса не пользуются широким распространением, они встречаются обычно лишь вблизи антиклинорных структур, на границе различных структурно-фациальных зон. Раннескладчатые интрузии занимают гораздо большие площади. Более основные интрузии этого комплекса приурочены, как правило, к границе архейских и нижнепротерозойских толщ и имеют приразломный характер. Они расположены в виде поясов и совпадают (пространственно и по направлению) с крупными глубинными разломами (Каларский и др.), разделяющими различные структурно-фациальные зоны и заложены, по-видимому, еще в раннем протерозое.

Синорогенные интрузии, изменяющиеся по составу от гранитов до кварцевых диоритов, обязанные своим происхождением главным образом процессам гранитизации и палингенеза, занимают огромные площади. Они образуют согласные тела в обеих нижнепротерозойских структурно-фациальных зонах и связаны с вмещающими породами совершенно постепенными переходами (В. И. Шульдинер, И. С. Шульдинер, 1965). Интенсивные гранитизация и мигматизация вмещающих пород, обусловленные формированием интрузий синорогенного комплекса, сильно затрудняют установление их первичного состава. Посторогенные интрузии представлены крупными дискордантными, по крайней мере двухфазными гранитными плутонами, занимающими значительные площади в северной части региона. Выделение интрузий этого комплекса на юге района пока не может быть произведено достаточно четко. С ранними интрузиями нижнепротерозойского комплекса связано кобальт-никелевое оруденение, известное пока только за пределами рассматриваемого региона. Посторогенная интрузия несет молибденовое, свинцово-цинковое, золотое и флюоритовое оруденения, не имеющие практического значения.

Для нижнепротерозойских образований характерны серии параллельных складок линейного типа, сочетающиеся с куполовидными структурами. Складчатые сооружения нижнего протерозоя при генеральном северо-восточном направлении вблизи выходов комплекса основания подчинены контурам последних, например, восточной границы Моклаканского антиклинория и Южно-Муйской глыбы.

Среди линейных складок преобладают нормальные симметричные складки с размахом крыльев до 15—20 км, вытянутые нередко на 30—40 км и более. Крылья складок обычно осложнены дислокациями более высоких порядков. Общий спокойный дислокационный фон нарушается вблизи выходов комплекса основания. Последнее особенно ярко выражено в северной части региона, где нижнепротерозойские толщи на границе с архейскими нередко смяты в опрокинутые изоклиральные складки, разме-

ры которых значительно уступают описанным структурам. Эти зоны сложной складчатости невелики по площади и не везде достаточно интенсивно проявлены. Возможно, их возникновение связано с заложением древнейших дизъюнктивных структур, приуроченных к границам двух структурных этажей нижнепротерозойской складчатой области.

Куполовидные структуры развиты во многих местах описываемого региона, и их возникновение обусловлено процессами ультраметаморфизма и магматизма, преобразовавших, по-видимому, линейные структуры. Строение куполов однообразное. Центральная часть их сложена более или менее массивными гранитами, периферическая — гнейсо-гранитами и породами субстрата. Форма их в плане нередко приближается к правильной окружности, но встречаются и эллиптические разновидности, вытянутые согласно с общим направлением дислокаций (Унгургучинский купол). Размеры куполовидных форм весьма разнообразны и колеблются от первых километров до 10—20 км по длинной оси.

В западном направлении раннепротерозойские структуры погружаются под раннекаледонские, обнажаясь здесь в ядрах антиклинориев.

## РАННЕКАЛЕДОНСКИЕ СТРУКТУРЫ

Среди раннекаледонских (байкальских) структур, окаймляющих с юга и запада область раннепротерозойской складчатости, выделяются: Привитимская геоантиклинальная зона, входящая в Байкальскую складчатую область, Пришилжинская орогенная зона и, условно, Букачачинский геосинклиальный прогиб. В раннекаледонский этап зона Становика — Джугджура, входящая в Витимо-Алданский щит, являлась областью размыва. а на ее крайнем севере (за пределами описываемого региона) происходило платформенное осадконакопление (верхсвье р. Калар).

Привитимская краевая геоантиклинальная зона прослеживается широкой (200—300 км) полосой от г. Читы по направлению на север вдоль р. Витим, где она сливается с Баргузино-Муйской геоантиклинальной зоной и вместе с последней окаймляет Удино-Витимский эвгеосинклиальный прогиб (см. рис. 1). В пределах Привитимской зоны выделяется комплекс основания, представленный раннепротерозойскими (и частично архейскими) образованиями, и геосинклиальный комплекс — верхнепротерозойские и нижнекембрийские отложения и нижнепалеозойские гранитоиды.

Раннепротерозойские (и архейские) образования фундамента ранних каледонид приурочены к антиклинорным структурам и слагают отдельные глыбы (Чарскую, Витимскую и ряд более мелких), вытянутые в северо-восточном направлении. По характеру литологии, метаморфизма, магматизма и структуры они тождественны описанным выше одновозрастным комплексам западной части зоны Становика — Джугджура и являются их естественным продолжением, раздробленным на отдельные блоки в раннекаледонский тектогенез. В геофизическом поле глыбы комплекса основания выделяются положительными геофизическими аномалиями (см. статью Л. А. Мастюлина в настоящем сборнике).

Нижнекембрийские<sup>1</sup> отложения геосинклиального комплекса выделяются в тышинскую толщу. По данным И. Д. Победаша, И. Н. Павловой, Ю. Д. Пенягина, К. Ф. Хацкевича и других, тышинская толща сложена существенно терригенными отложениями — песчаниками, кварцитами и конгломератами с подчиненными им пачками и прослоями алевролитов, карбонатных пород, изредка эффузивов и туфов кислого и среднего состава. Мощность толщи достигает 2500—3000 м. В составе гальки конгломератов

<sup>1</sup> Верхнепротерозойские образования (иргаинская свита, по И. Д. Победашу) пользуются ничтожным развитием и здесь не рассматриваются.

изобилуют местные породы — протерозойские гранитоиды, гнейсы и кристаллические сланцы; значительную роль играют также аллохтонные компоненты — кварциты, кислые эффузивы, источники которых располагаются северо-западнее описываемого региона. Характер отложений — значительная роль конгломератов (до 30% разреза), превалирующее значение местных пород в обломках, плохая сортировка материала, грубая, часто косая слоистость, наличие пачек пестроцветных пород<sup>1</sup> позволяет отнести их к геантиклинальным молассовым формациям. В западном направлении нижнекембрийские молассы тыпинской толщи довольно постепенно (судя по разрозненным выходам) сменяются типичными геосинклинальными формациями, широко развитыми в Удино-Витимской эвгеосинклинальной зоне.

Тыпинская толща сохранилась преимущественно в виде ксенолитов размером до 30 км<sup>2</sup> (среднее течение р. Нерчи, правобережье Битима, верховья рек Юмурчена и Читинки, по р. Каренге) среди раннепалеозойских гранитоидов. Фрагменты сохранившихся складчатых структур указывают, что раннекембрийские отложения дислоцированы в относительно простые, часто брахиформные складки, простирающие которых в общем подчиняется контурам глыб древних образований. Это обстоятельство, наряду с преобладанием в составе обломочного материала местных пород, свидетельствует о конседиментационном характере указанных глыб. По-видимому, кембрийское осадконакопление локализовалось в прогибах — Нерчинском, Читино-Каренгском, Привитимском, разделенных поднятиями, оформившимися впоследствии в глыбовые антиклинории.

Раннепалеозойские интрузии, среди которых преимущественно развиты биотитовые и амфибол-биотитовые граниты и плагиограниты, при резко подчиненном значении пород более основного состава первых фаз внедрения образуют крупные батолитообразные плутоны, занимающие в современных выходах межглыбовые пространства. Их внедрение, очевидно, приурочено к мощным ослабленным зонам северо-северо-восточного, северо-западного и близширотного простираения, оконтуривающим глыбовые антиклинории и совпадающим в общем плане с прогибами кембрийского седиментогенеза.

Ведущая роль разломов в распределении областей опускания и поднятий, значительные площади последних, особенности литологии, магматизма и складчато-глыбовых дислокаций раннекаледонских формаций — определяют геантиклинальный, близкий к орогенному (по Хераскову, 1963) характер раннекаледонского тектогенеза в пределах Привитимской зоны. Следует подчеркнуть автономность раннепротерозойских и раннекаледонских структур, что указывает на наложенный характер последних.

Пришилкинская орогенная зона наложена на эвгеосинклинальную (Урканскую) зону древнестановой орогении и пространственно совпадает с ней. С севера Пришилкинская зона ограничена разломами, проходящими вдоль рек Кручина, Ульдурга, Тунгир, с юга — системой Монголо-Охотского разлома. В пределах зоны преобладают раннепротерозойские и архейские образования комплекса основания.

Орогенный комплекс представлен порфиоровыми и молассовыми формациями солонцовской толщи (возраст которой определяется в настоящее время в пределах верхнего протерозоя — нижнего кембрия) и трещинными интрузиями гранитоидов. Те и другие локализованы вдоль разломов северо-восточного, в меньшей степени северо-западного простираения — Тунгирского, Урюмского (Могоча-Бушулейского) Амазарского и других, хорошо выраженных в геофизических полях гравитационными ступенями.

Солонцовская толща, по данным А. Ф. Озерского, Е. Д. Зайкова,

<sup>1</sup> Возможно, некоторые выходы красноцветных отложений более правильным будет параллелизовать с верхнекембрийскими отложениями истапильской свиты Байкальской горной страны.

В. И. Шульдинера, сложена кварцевыми порфирами, туфами, конгломератами, песчаниками, реже порфиритами, алевролитами и известняками. Максимальная сохранившаяся мощность отложений составляет 1200 м. Вблизи покровов эффузивов отмечаются дайки и штокообразные субвулканические интрузии того же состава.

Раннепалеозойские интрузии, представленные преимущественно лейкократовыми и биотитовыми гранитами, образуют трещинные тела значительных размеров — шириной до 40 км и протяженностью до 200 км. В магнитном поле эти интрузии отражаются исчезновением аномалийных планов, свойственных протерозойским и архейским образованиям.

Характер солонцовской толщи — молассовые и порфиритовые формации, строгая локализация комплекса и раннепалеозойских гранитоидных интрузий вдоль разломов — указывает на общее воздымание района в раннекаледонский этап развития при высокой магматической проницаемости земной коры, что является отличительными признаками орогенного тектогенеза.

В отличие от Привитимской зоны, в Пришилкинской зоне раннекаледонский тектогенез не привел к коренным преобразованиям древнего основания, так как тектоно-магматическая деятельность проявилась активно вдоль сравнительно узких ослабленных, проницаемых для магмы зон разломов (Тихомиров и др., 1964). Это обстоятельство указывает, что раннекаледонский этап развития Пришилкинской зоны может рассматриваться как тектоно-магматическая активизация (ревивация) древних структур.

Необходимо отметить, что Пришилкинская зона располагается на восточном продолжении Хилокской внутренней геоантиклинальной зоны Байкальской складчатой области, сходной с Пришилкинской широким развитием раннепротерозойских комплексов (малханская серия), но отличающейся проявлением наземной порфиритовой формации раннего кембрия (катаевская свита) и широким развитием раннепалеозойских батолитовых интрузий гранитоидов.

Букачачинский прогиб, выделяемый условно, расположен на стыке Привитимской и Пришилкинской зон. По данным Н. А. Фогельман и В. А. Варламова, здесь развиты довольно мощные (до 3000 м) карбонатные толщи, ассоциирующие с зеленокаменными эффузивами. Эти толщи условно сопоставляются с раннекембрийскими отложениями. Значительная мощность толщ, их специфический формационный состав — сочетание карбонатных и зеленокаменных формаций — позволяет выделить здесь частный геосинклинальный прогиб.

В связи с большой эродированностью раннекаледонских структур их перспективность на полезные ископаемые в настоящее время невелика. Известны мелкие гидротермальные и скарновые проявления магнетита, шеелита, флюорита и других минералов, не имеющие промышленного значения. Несомненный интерес представляют еще слабо изученные магматические проявления титаномагнетита, связанные с габброидами первых этапов раннепалеозойского орогенеза.

## МЕЗОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Развитие Олекмо-Витимской горной страны в мезозое характеризуется формированием нового многоярусного структурно-формационного комплекса — орогенного. Орогенная стадия, начавшаяся в конце палеозоя, в несколько этапов протекала в течение всего мезозоя и в специфических формах — в кайнозое. Она характеризуется интенсивной тектоно-магматической активизацией, наложенной на разновозрастные складчатые структуры региона (Нагибина, 1963). Орогенная стадия отличается высокой рудной продуктивностью. Именно с ней связана минерализация, характеризующая металлогенический облик Олекмо-Витимской горной страны, — золото, молибден и другие редкие металлы, флюорит.

Раннемезозойский этап характеризуется формированием новых и подновлением древних зон крупных разломов.

Генеральное направление тектонических зон — северо-восточное (СВ 60—70°), однако не меньшую роль играют и сопряженные зоны северо-западного (СЗ 330—340°) простираения. Эти зоны послужили подводными каналами для магм умеренно кислого и кислого состава, которые изливались на поверхность и внедрялись в кристаллические породы фундамента в виде крупных трещинных интрузий.

Характерно, что в пределах раннекаледонских геоантиклинальной и орогенной зон раннемезозойские подвижные зоны формируются преимущественно унаследованно по раннекаледонским зонам интенсивного магматизма, хотя частично, вдоль новообразованных разломов, раннемезозойские интрузии и вулканы проникают в протерозойские глыбы главным образом по их окраинам.

В Привитимской зоне выделяются орогенные подвижные зоны: северо-восточные Читино-Каренгская, Кручино-Нерчинская, Юмурчен-Хулуглинская, северо-западные и близширотные Канталакская, Богоджеинская, Иргайнская и другие, к которым приурочены интенсивные проявления раннемезозойского магматизма. В северо-восточном направлении по вновь заложеным расколам в раннепротерозойских складчатых структурах области Становика-Джугджура эти зоны прослеживаются до пос. Калакан, прииска им. XI лет Октября и р. Средней Олекмы.

В Пришилкинской зоне раннемезозойские подвижные зоны северо-восточного направления — Тунгирская, Могоча-Бушулейская (Урюмская), Амазаро-Иендинская и ряд других также в значительной степени наследуют раннекаледонские орогенные структуры. Поперечные северо-западные зоны прослеживаются от бассейна р. Куэнги до бассейна р. Каренги, от р. Черной до пос. Калакан, от верховьев р. Амазар до Среднего Калара и от бассейна р. Большой Чичатки до прииска им. XI лет Октября. Сочетающиеся главные северо-восточные и северо-западные орогенные подвижные зоны и зоны других направлений, насыщенные раннемезозойскими интрузиями и вулканидами, оконтуривают крупные (площадь в несколько тысяч квадратных километров) глыбы домезозойского основания, создавая характерный рисунок мезозойской структуры региона. Внутреннее строение подвижных зон также характеризуется глыбовым строением при размерах отдельных блоков в десятки и первые сотни квадратных километров. По существу они представляют собой зоны гигантских брекчий, сцементированных продуктами мезозойского магматизма. По своей сущности указанные структуры — жесткие антиклинальные глыбы и подвижные зоны — являются типичными структурно-фациальными (формационными) зонами орогенного этапа развития. Подвижные зоны хорошо выражены в геофизических полях.

В современном эрозионном срезе фиксируется неоднородность геологического строения области раннемезозойской активизации по ее простиранию. Осадочно-эффузивные образования прослеживаются только в пределах приразломных прогибов, вдоль отдельных составляющих Монголо-Охотского разлома и в междуречье Юмурчена и Каренги, т. е. преимущественно в пределах раннекаледонских структур. Северо-восточнее, среди раннемезозойских образований резко преобладают интрузивные породы.

В пределах Привитимской зоны вулканические образования раннего мезозоя выделяются в цаган-хуртейскую свиту (триас — ранняя юра?), сложенную лавами и туфами кварцевых порфиров, ортофиров, трахидацитов, андезитов-дацитов, реже андезитов (1000—1200 м). По составу они могут быть отнесены к трахилипаритовой формации.

В Пришилкинской зоне вулканы выделяются в куйтунскую свиту (пермь — триас), сложенную вулканокластами и лавами разнообразных порфиров, в меньшей степени — дацитов и порфиров. Они относятся к андезито-дацитовой формации.



Массивы раннемезозойских гранитоидов имеют ярко выраженный трещинный характер. Это изометричные или слабо вытянутые в соответствии с направлениями разрывных нарушений тела с угловатыми в плане очертаниями, осложненные апофизами, нередко соединяющиеся друг с другом. Прямолинейные участки контактов имеют наряду с северо-восточными и северо-западными простираниями, также субширотные и субмеридиональные направления. Размеры массивов колеблются от нескольких квадратных километров 1—2 тыс. км<sup>2</sup>. Они сложены гранитами, гранодиоритами и диоритами амананского интрузивного комплекса (Озерский и др., 1964; Шульдинер, 1960). В Привитимской зоне, кроме того, выделяются щелочные гранитоиды куналейского комплекса и биотитовые и лейкократовые граниты орекитканского (гуджирского).

Тесная пространственно-структурная связь верхнепалеозойских-раннемезозойских эффузивных формаций и раннемезозойских гранитоидов, сходство их вещественного состава, отмечающиеся в некоторых случаях постепенные переходы между ними указывают, что они являются производными одного магматического очага и образуют ряд плутоно-магматических ассоциаций, подобных описанным в Западном Забайкалье (Михно, Соловьев, 1965; Попеко и др., 1965).

С гранитоидами амананского комплекса связана молибденсовая и вольфрамовая минерализация серицит-кварцевой, молибденит-калиевошпатовой и грейзеновой формаций, локализующаяся преимущественно в апикальных частях массивов лейкократовых гранитов последней фазы комплекса. С интрузиями орекитканского (гуджирского) комплекса также связана молибденовая и другая минерализация, локализующаяся либо в пределах массивов, либо в их ближайшей периферии.

Подвижные орогенные зоны являются одновременно и перспективными металлогеническими зонами, на что должно быть обращено внимание при направлении поисковых работ. Особого внимания с поисковой точки зрения должны заслуживать участки совмещения раннемезозойских интрузий, геофизических аномалий и пунктов пересечения разноориентированных разломов. Хотя промышленной золоторудной минерализации, связанной с раннемезозойскими интрузиями, не обнаружено, часть районов россыпной золотоносности совпадает с указанными зонами даже в случае отсутствия в их пределах позднеюрского магматизма, к которым в пределах Олекмо-Витимской горной страны приурочивается золотая минерализация.

Средне-позднеюрский этап развития характеризуется формированием сводовых поднятий. Это крупные, еще недостаточно изученные структуры, положение которых в пространстве намечается по расположению зон с различным эрозионным срезом массивов раннемезозойских гранитоидов, а также в некоторой мере подчеркивается расположением средне-позднеюрских вулканогенных поясов и позднемезозойских впадин. Намечаются два таких поднятия. Ось первого из них проходит в районе хр. Удокан, а ось второго примерно совпадает с положением современного Амуро-Ленского водораздела. Сводообразование сопровождается разрывными нарушениями, часто унаследованными от более ранних этапов развития, в частности раннемезозойского. Нарушения имеют северо-восточные простирания, параллельные осям сводов, и северо-западные, поперечные к сводам направления. Вдоль расколов происходит формирование средне-позднеюрских лав и пирокластов преимущественно кислого состава, налегающих на сильно эродированную поверхность ранне-мезозойских гранитоидов, и внедрение одновозрастных с эффузивами и близких по составу гипабиссальных интрузий.

Интрузивные породы позднего мезозоя, объединяемые в несколько комплексов (субвулканический, амуджиканский, нерчуганский), слагают типично трещинные приповерхностные тела — штоки неправильной, прихотливой формы и дайки, часто образующие свиты даек. Площадь отдельных массивов от первого десятка до сотен квадратных километров.

Наиболее крупные и многочисленные тела позднемезозойских интрузивных пород, а также и поля развития эффузивов этого возраста сконцентрированы преимущественно на юге характеризуемой площади, в непосредственной близости от зоны Монголо-Охотского разлома. Здесь средне-позднеюрские интрузии и вулканиты трассируют орогенные зоны позднего мезозоя (Дарасунскую, Нерчуганскую, Итака-Тунгирскую, Ключевско-Давендинскую, Амазаро-Иендинскую и ряд других. Северо-западнее позднемезозойские магматические образования встречаются значительно реже, и четких закономерностей в их пространственном размещении не фиксируется.

С дифференциальными движениями отдельных блоков, заложившихся на фоне сводовых поднятий, связано формирование впадин Забайкальского типа верхнеюрско — нижнемелового возраста, выполненных озерно-аллювиальными, иногда угленосными отложениями (континентальная моласса). Меньшую роль в разрезе депрессий играют эффузивные образования кислого и основного состава. Необходимо отметить, что позднемезозойские тектонические впадины в большинстве случаев также локализируются в пределах подвижных орогенных зон предшествующих этапов развития. Впадины представляют собой типичные грабен-синклинали, иногда осложненные мульдами преимущественно конседиментационного характера.

Позднемезозойский этап развития завершается в раннем мелу новыми тектоническими подвижками, в результате которых позднемезозойские впадины принимают современные очертания. С этими движениями связано проявление магматизма с излиянием основных эффузивов, обладающих иногда повышенной щелочностью.

Роль позднемезозойского этапа в металлогении района очень велика. Впервые, в связи с формированием сводовых поднятий в их осевых частях вскрываются и эродированы месторождения раннемезозойского возраста. Поэтому раннемезозойские металлогенические зоны, приуроченные к осевым частям сводов, в связи с их эродированностью менее благоприятны для поисков раннемезозойских месторождений. Первостепенное значение приобретают развивающиеся унаследованно средне-позднеюрские подвижные (и соответствующие им металлогенические) зоны, упомянутые выше. Они характеризуются большой минерагенической продуктивностью. В первую очередь необходимо отметить золотую и молибденовую минерализацию, в меньшей степени — вольфрамовую, мышьяково-сурьмяную и полиметаллическую. Многими исследователями (Озерский, и др. 1964; Лейфман, 1965; Падалка, 1958 и др.) установлено, что месторождения и проявления связаны со средне-позднеюрскими интрузиями парагенетически и либо локализируются вблизи, редко внутри последних, либо совместно располагаются в пределах разновозрастных разломов. При этом локальным рудоконтролирующим фактором являются участки сопряжения зон нарушений различных направлений и порядков, в том числе скрытых, устанавливаемых преимущественно геофизическими методами. Эти участки отличаются большой насыщенностью малыми интрузиями и точками минерализации. К ним тяготеют золотые россыпи, образованные за счет разрушения месторождений и золотосодержащих минерализованных зон.

С верхнеюрским — раннемеловым этапом развития связана флюоритовая и эпитермальная золоторудная, сурьмяно-ртутная и другая минерализация. Особенно четко структурный контроль проявлен в распределении флюоритового оруденения, которое в большинстве случаев локализуется вблизи тектонических впадин (Усугли, Улунгуй, прибортовых частей Читинской, Кручининской и других впадин). Сурьмяно-ртутная минерализация и часть флюоритовой локализуется вдоль разломов, сопряженных с тектоническими впадинами и расположенных на значительном расстоянии от них.

## ВЫВОДЫ

1. В истории геологического развития Олекмо-Витимской горной страны четко выделяются следующие циклы развития: архейский, раннепротерозойский, раннекаледонский, мезозойский и кайнозойский. Раннепротерозойские и раннекаледонские структуры возникли в результате развития сложнопостроенных геосинклинальных систем. Мезозойский цикл (и кайнозойский, нами не рассматривавшийся) характеризуется формированием многоэтапных орогенных комплексов, наложенных на складчатые структуры предшествующих циклов развития.

2. Продуктивность на большинство полезных ископаемых домезозойских комплексов в связи с их глубокой эродированностью и наложением многократных процессов метаморфизма невысока; в некоторой степени перспективность этих комплексов не ясна в связи с их недостаточной изученностью.

3. В мезозойский цикл развития отчетливо выделяются три этапа: раннемезозойский (охватывающий и верхний палеозой), средне-верхнеюрский и верхнеюрский — нижнемеловой. Эти этапы характеризуются формированием обычно пространственно совмещенных подвижных орогенных зон и разделяющих их глыб домезозойского основания. Ведущее значение в мезозойском тектогенезе имеют крупные разрывные дислокации и глыбовые перемещения блоков фундамента, создавшие мощные ослабленные зоны, вдоль которых проникали магматические и сопутствующие им рудные образования.

4. Мезозойские подвижные структурно-фациальные зоны отличаются высокой рудной продуктивностью на золото, молибден, флюорит и другие полезные ископаемые и являются важным объектом для постановки поисковых работ. Особенно благоприятны перспективы южной Пришильинской полосы в связи с четким наложением в ее пределах всех трех этапов мезозойского тектогенеза. Однако перспективы и более северных районов, в связи с благоприятным положением раннемезозойской минерализации и многочисленными проявлениями позднемезозойской, оцениваются высоко.

## ЛИТЕРАТУРА

- Арсентьев В. П., Старченко В. В. Тектоническое районирование Забайкалья.— Тезисы докл. IV геол. конференции ЧГУ. Чита, 1965.  
Геология СССР. Т. XXXVI. Читинская область. Ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1961.  
Григоров В. А., Озерский А. Ф., Томбасов И. А. Новые данные по металлогении междуречья Тунгира и Олекмы.— Тезисы докл. IV геол. конференции ЧГУ. Чита, 1965.  
Дзевановский Ю. К. О юго-восточном складчатом обрамлении Сибирской платформы.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1964, 97.  
Карта докембрийской тектоники Сибири. Под ред. Ю. А. Косыгина. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.  
Кирилюк В. П., Сиворонов А. А. Основные черты геологии докембрия юго-западной страны Алдано-Витимского щита.— Тезисы докл. Второй научной конференции геол. секции им. В. А. Обручева. Чита, 1965.  
Кориковский С. П., Федоровский В. С. О геологических и петрологических взаимоотношениях удоканской серии и станового комплекса.— Докл. АН СССР, 1964, 156, № 2.  
Красный Л. И. Монголо-Охотская геосинклинальная область и ее место в структуре Восточной Азии.— Бюлл. ВСЕГЕИ, 1958, № 1.  
Лейфман Е. М. О структурном контроле эндогенного оруденения в Могочинском рудном районе.— Геол. и геофиз., 1965, № 6.  
Михно Н. П., Соловьев В. А. Мезозойские структурно-формационные комплексы Западного Забайкалья.— Геол. и геофиз., 1965, № 4.  
Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 79.  
Озерский А. Ф., Павлова В. В., Шулдинер В. И. Мезозойский магматизм Олекминского Становика.— Геол. и геофиз., 1964, № 6.  
Падалка Г. Л. Геотектоническое районирование и некоторые вопросы металлогении Юго-Восточного Забайкалья.— Бюлл. ВСЕГЕИ, 1958, № 1.

- Попеко В. А., Омельяненко С. А., Шеремет Е. М. Основные закономерности тектонического размещения и развития мезозойского магматизма центральной части Олекмо-Витимской горной страны.— Тезисы докл. IV геол. конференции ЧГУ. Чита, 1965.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. I. М., изд-во «Недра», 1964.
- Судовиков Н. Г., Неелов А. Н. Геология южного обрамления Алданского щита. Геология докембрия. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. М., изд-во «Недра», 1964.
- Тихомиров Н. И., Козубова Л. А., Тихомиров И. Н., Казяцын Ю. В. и др. Интрузивные комплексы Забайкалья. М., изд-во «Недра», 1964.
- Фогельман Н. А. Типы глубинных разломов Забайкалья и их роль в тектоническом развитии области.— Геол. сборник Львовск. геол. об-ва, 1965, № 9.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.
- Шульдинер В. И. Схема развития мезозойского магматизма в Верхне-Олекминском районе.— Материалы совещания по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ, 1964.
- Шульдинер В. И. Особенности строения архейского метаморфического комплекса междуречья Бол. Могочи и Амазара.— Материалы по геол. и полезным ископ. Читинской обл., вып. II. М., изд-во «Недра», 1965.
- Шульдинер В. И., Шульдинер И. С. Взаимоотношения раннепротерозойской синскладчатой интрузии с породами архейского основания и междуречье Большие Могочи и Амазара.— Материалы по геол. и полезным ископ. Читинской обл., вып. II. М., изд-во «Недра», 1965.

Л. А. МАСТЮЛИН

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СТАНОВОЙ ЗОНЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

### ВВЕДЕНИЕ

Опыт интерпретации геофизических материалов, накопленный за последние годы, показывает, что локальные и региональные аномалии несут информацию о разных этажах земной коры. Если региональные аномалии (особенно гравитационные и, в меньшей мере, магнитные) позволяют судить о глубинном строении, то локальные связаны с неоднородностями и структурами верхней, в основном «гранитной» части коры. Синтез геологических данных показывает, что структура «гранитного» слоя формируется в результате геосинклинальных процессов, которые охватывают протяженные линейные области, и определенным образом связана с глубинным строением. Формы этих связей еще далеко не познаны и являются в известной мере проблематичными. Специфика структур «гранитного» слоя находит отражение в форме, интенсивности и плане аномалий геофизических полей. Это эмпирическое обобщение (с известными допущениями) может быть положено в основу тектонического районирования. При этом необходимо иметь в виду следующее: 1) локальные геофизические аномалии отражают не только структуру «гранитного» слоя коры, которую мы можем непосредственно установить при анализе геологической карты, но и структуру более глубоких его горизонтов; 2) современное строение геофизических полей является суммарным отражением всех структурных и вещественных неоднородностей земной коры, возникших на различных этапах ее тектопического развития. Последнее означает, что любое геофизическое поле (магнитное, гравитационное, гамма-поле, электрическое и т. д.) имеет историю развития, развивается во времени. Оно изменяется в связи с развитием геосинклинальных зон, в результате которых формируются вещественные неоднородности в земной коре. С течением времени не остается постоянным и соотношение планов региональных и локальных аномалий. Как показано многими исследователями, переход участка земной коры от одной стадии развития к другой (например, от геосинклинали к платформе или орогену) сопровождается изменением напряженности в первую очередь региональных гравитационных аномалий (Андреев, 1965; Буфеев и Глуховский, 1965), которые связаны с мощностью земной коры, тепловым режимом коры и т. д. Изменение структуры локальных аномалий происходит в связи с появлением в верхних этажах земной коры новых магнитических тел, зон метаморфизма и т. д.

Однако, как показывает накопленный опыт структура локальных аномалий является более устойчивой. Она лишь постепенно усложняется, сохраняя в то же время информацию о самых ранних этапах развития. В пользу этого заключения говорят факты повсеместного сохранения аномальных масс и соответствующих им аномалий, развитых среди архейских и про-

терозойских пород фундамента платформ и срединных массивов палеозойских и мезозойских геосинклинальных областей. При этом нет никаких оснований говорить, что эти аномалийные массы и аномалии появились в результате наложения поздних тектонических процессов. Наоборот, все имеющиеся геологические данные свидетельствуют о том, что эти аномалийные массы являются синхронными соответствующим образованиям и сохранились в «гранитном» слое до сих пор. Безусловно, они претерпели известные изменения. Однако их местоположение и зачастую конфигурация сохранились.

Приведенные соображения и факты указывают, что для целей тектонического районирования и выделения конкретных структур большой интерес представляют локальные аномалии.

Кроме того, из сказанного следует, что геофизические данные позволяют не только выделить зоны и области земной коры, обладающие специфической структурой, но и указать последовательность их развития. Порядок формирования структур, аномальных масс, аномалий может быть установлен в результате анализа их пространственного распределения, при этом используются общеизвестные критерии структурной геологии (угловое несогласие структур, пересечение, наложение структур).

## СТРУКТУРА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Использование геофизических полей для целей тектонического районирования преследует в конечном счете выделение естественных групп и совокупностей аномалий, формирование которых произошло в единый тектонический цикл, этап. В настоящей работе выделение таких групп и совокупностей произведено по морфологическому принципу, т. е. по форме и интенсивности аномалий, их простирацию, совместному сочетанию. Для группы аномалий вводятся понятия: аномалийная система и аномалийная зона.

Аномалийная система — это участок физического поля, который характеризуется однотипной структурой: 1) общим средним уровнем поля, 2) общим аномалийным планом, 3) общими формами аномалий.

Под аномалийным планом понимается совокупность простираций длинных осей аномалий. Аномалийная зона является более мелкой единицей и представляет собой участок аномалийной системы, обладающий некоторым незначительным изменением свойств последней.

В пределах рассматриваемой территории устанавливаются пять крупных аномалийных систем (рис. 1 и 2):

- 1) Алдано-Чарская, которая подразделяется на Сьюльбано-Ничаткинскую, Чарскую, Олекминскую и Алданскую аномалийные зоны;
- 2) Удокано-Нюкжинская, включающая Витимо-Муйскую аномалийную зону;
- 3) Витимо-Олекминская;
- 4) Хилок-Нерча-Приаргунская, внутри которой устанавливаются Витимская, Хилокская, Нерча-Урюмская и Приаргунская аномалийные зоны;
- 5) Верхне-Амурская.

Характеристика аномалийных систем и зон приводится в табл. 1.

Локальные гравитационные аномалии получены осреднением наблюдаемого поля по круговой палетке с радиусом 40 км.

Как видно из таблицы и рис. 1 и 2, аномалийные системы представляют собой участки с автономной структурой. Простираение вещественных неоднородностей «гранитного» слоя, которые отражаются в локальных аномалиях, в пределах отдельных систем различное и резко несогласное. Несогласие простираений иногда отмечается и в пределах аномалийных зон (например, Витимо-Муйской). К границам аномалийных систем зачастую приурочены крупные гравитационные ступени, отмечающиеся как в наблюдаемом, так и в осредненном поле.

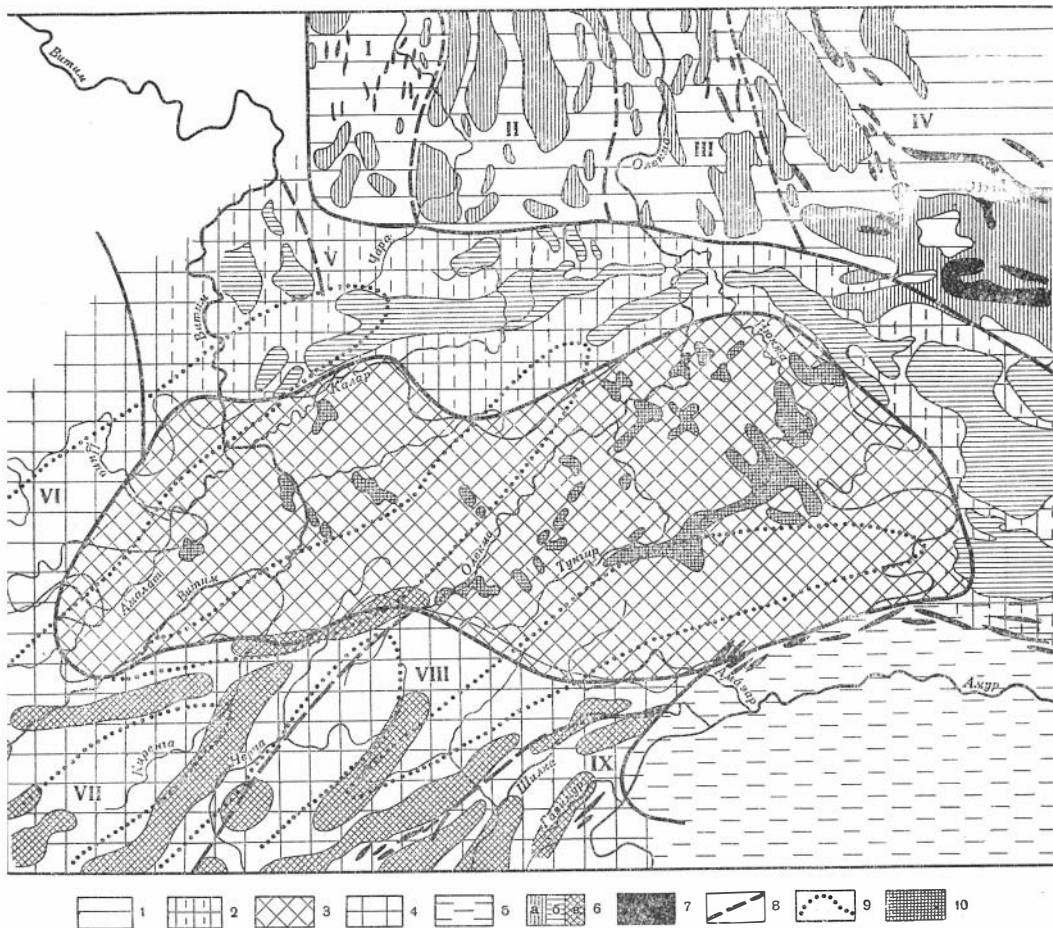


Рис. 1. Схема региональной зональности магнитного поля западной части Становой зоны.

Первичная зональность. Аномалийные системы магнитного поля: 1 — Алдано-Чарская; 2 — Удокано-Нюкжинская; 3 — Витимо-Олекминская; 4 — Хилок-Нерча-Приаргунская; 5 — Верхне-Амурская; 6 — положительные крупные аномалии аномалийных систем: а — Алдано-Чарской, б — Удокано-Нюкжинской, в — Хилок-Нерча-Приаргунской; 7 — интенсивные линейные узкие положительные аномалии и группы аномалий разных систем; 8 — границы аномалийных зон; аномалийные зоны первичной зональности: I — Сьюльбано-Ничаткинская, II — Чарская, III — Олекминская, IV — Алданская, V — Витимо-Муйская, VI — Витимская, VII — Хилокская, VIII — Нерча-Урюмская, IX — Приаргунская. Наложённая зональность магнитного поля: 9 — границы наложенных крупных аномалийных поясов; 10 — отдельные мелкие относительные минимумы магнитного поля Витимо-Олекминской системы, связанные в большинстве случаев с мезозойскими гранитоидами кислого состава

Пространственное распределение аномалийных систем позволяет сделать выводы о порядке их формирования. Резкое несогласие планов аномалий Алдано-Чарской и Удокано-Нюкжинской систем указывает, что формирование структуры «гранитного» слоя в их пределах произошло разновременно. Структура «гранитного» слоя Удокапо-Нюкжинской системы сформирована в более позднее время. В пользу этого свидетельствует и тот факт, что по южной оконечности Алдано-Чарской системы в верховьях р. Чары происходит «дробление» протяженных аномалий меридионального простирания. Это можно объяснить наложением процессов, сформировавших Удокано-Нюкжинскую систему, на южную оконечность Алдано-Чарской системы.

Формирование структуры «гранитного» слоя Хилок-Нерча-Приаргун-

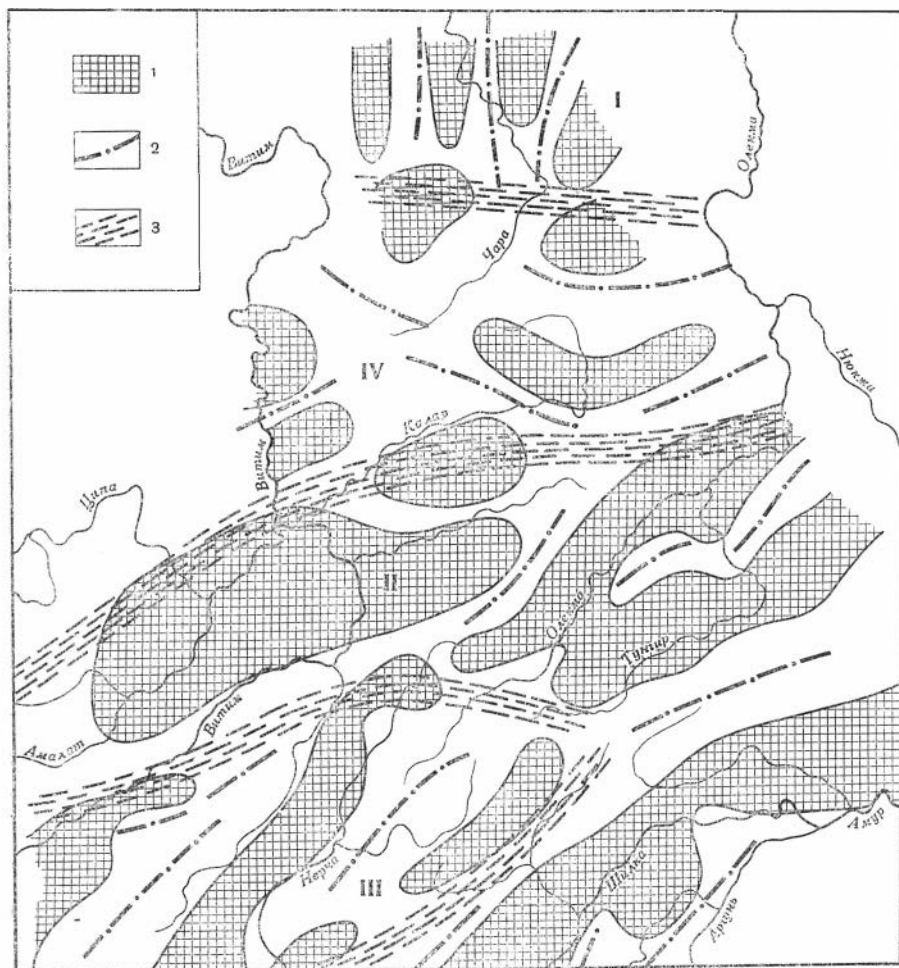


Рис. 2. Схема региональной зональности гравитационного поля западной части Становой зоны.

1 — относительные локальные максимумы первого порядка; 2 — оси локальных минимумов; 3 — зоны больших градиентов регионального гравитационного поля. Элементы регионального поля: I — максимум юга Сибирской платформы; II — Витимо-Олекминский максимум; III — Хилок-Нерчинский минимум; IV — Байкало-Чарский минимум

ской системы произошло после оформления Витимо-Олекминской. Об этом свидетельствует приспособление внутренних аномалий Хилок-Нерча-Приаргунской системы к границе Витимо-Олекминской в бассейне р. Витим и низовьях р. Каренги.

Несколько неопределенным является соотношение Удокано-Нюкжинской и Витимо-Олекминской систем. Однако наличие в бассейне р. Нюкжи магнитных аномалий, обладающих элементами северо-западных и широтных простираний (широтные простирания отмечаются и в пределах Витимо-Олекминской системы, а северо-западные характерны в этом районе для Удокано-Нюкжинской), позволяет предположить, что здесь произошло наложение отмеченных систем. Резкое ограничение Витимо-Олекминской системы на востоке логичнее истолковать наложением процессов, сформировавших Удокано-Нюкжинскую систему. Этому заключению, как будет указано ниже, не противоречит и имеющийся геологический материал.

Принимая во внимание, что локальные аномалии отражают структуры верхних этажей земной коры, о чем свидетельствует сопоставление геоло-



Т а б л и ц а 1

Аномалий- ные систе- мы	Характеристика	Аномалий- ные зоны	Характеристика
Алдано- Чарская	Слегка изменяющийся, близкий к нулю общий уровень магнитного поля. Повышенное гравитационное поле. Напряженность его слегка возрастает к северу. Широко развиты линейные интенсивные (до 5000 $\gamma$ ) положительные магнитные аномалии разных размеров меридионального, субмеридионального и, реже, северо-северо-западного простирания. Локальные гравитационные максимумы и минимумы имеют субмеридиональное простирание и совпадают в первом приближении по площади с соответствующими по знаку магнитными аномалиями или их группой	Сюльбан- Ничаткин- ская  Чарская  Олекмин- ская  Алданская	Общий уровень магнитного поля слегка понижен. Локальные магнитные аномалии в основном мелкие. Простирание их меридиональное. Простирание локальных аномалий $\Delta g$ тоже меридиональное  Общий уровень магнитного поля повышен. Развиты крупные положительные, иногда сложные магнитные аномалии меридионального простирания. Локальные гравитационные максимумы и минимумы имеют также меридиональное простирание и в общих чертах совпадают по знаку и по площади с магнитными  Общий уровень магнитного поля понижен. Локальные магнитные положительные аномалии развиты в небольшом количестве и имеют средние размеры. Простирание субмеридиональное. Сведения о гравитационном поле отсутствуют  Средний уровень магнитного поля. Широко развиты положительные интенсивные магнитные аномалии разных размеров. В плане аномалии описывают крупную кольцевую структуру, в которой простирания изменяются от меридиональных до почти широтных. Сведения о локальных гравитационных аномалиях отсутствуют
Удокано- Нюкжин- ская	Отрицательный уровень магнитного поля (-200, -300 $\gamma$ ). На его фоне развиты крупные положительные магнитные аномалии широтного и северо-западного простирания (на востоке системы). Минимум осредненного гравитационного поля. Локальные гравитационные аномалии субширотного и, реже, северо-западного простирания. Отмечается совпадение гравитационных и магнитных максимумов в первом приближении	Витимо- Муйская	Развиты магнитные положительные аномалии средних размеров, имеющие меридиональное и северо-северо-западное простирание. Устанавливается повышение региональной гравитационной аномалии
Витимо- Олекмин- ская	Высокий выдержанный уровень магнитного поля (400—500 $\gamma$ ). Локальные аномалии средних размеров отсутствуют. Максимум осредненного гравитационного поля. Преобладают локальные гравитационные максимумы сложной формы. Система с севера, юга и запада ограничена гравитационными ступенями		

Т а б л и ц а 1 (окончание)

Аномалийные системы	Характеристика	Аномалийные зоны	Характеристика
Хилок-Нерча-Приаргунская	Изменяющийся средний уровень магнитного поля. Широко развиты крупные положительные и отрицательные магнитные аномалии северо-восточного простирания, расположенные кулисообразно по отношению друг к другу. Изменяющийся уровень осредненного гравитационного поля. Локальные гравитационные минимумы и максимумы северо-восточного простирания. По местоположению они совпадают с магнитными аномалиями или с их группой соответствующего знака	Витимская	Уровень магнитного поля отрицательный ( $-200 \gamma$ ). Минимум осредненного гравитационного поля. Редкие локальные магнитные и гравитационные минимумы и максимумы северо-восточного простирания. Магнитные максимумы имеют напряженность $300-200 \gamma$
	Повышенный уровень магнитного поля. Гравитационное осредненное поле имеет значения. Широко развиты магнитные и гравитационные минимумы и максимумы северо-восточного простирания	Хилокская	Повышенный уровень магнитного поля. Гравитационное осредненное поле имеет средние значения. Широко развиты магнитные и гравитационные минимумы и максимумы северо-восточного простирания. Напряженность магнитных максимумов достигает $700-200 \gamma$ .
		Нерча-Урюмская	Пониженный уровень магнитного поля. Превалируют отрицательные значения, близкие к нулю. Уровень гравитационного поля средний, и лишь в юго-восточной ее части он повышается на значительную величину. Локальные магнитные и гравитационные аномалии совпадают в общих чертах в плане и по знаку. Напряженность магнитных аномалий $200-300 \gamma$
Верхне-Амурская	Максимум гравитационного поля. Выдержанный, близкий к нулю уровень магнитного поля. Локальные магнитные аномалии почти отсутствуют	Приаргунская	Средний уровень магнитного поля. Максимум гравитационного поля. Локальные магнитные аномалии напряженностью $300-700 \gamma$ имеют северо-восточное простирание

ических и геофизических карт, и учитывая временные соотношения аномалийных систем, вытекающие из пространственных, необходимо допустить, что:

1) на рассматриваемой территории выделяются пять структурных систем земной коры, которые четко различаются по структуре «гранитного» слоя;

2) формирование структурных систем происходило в различное время;

3) в наиболее раннюю эпоху сформирован гранитный слой Алдано-Чарской системы. Одновременно с ней или несколько позже произошло становление «гранитного» слоя Витимо-Олекминской системы. Развитие Удокано-Нюкжинской системы происходило после стабилизации этих двух систем. В наиболее позднее время оформились Хилок-Нерча-Приаргунская и Верхне-Амурская системы.

Кроме описанных аномалийных систем, в строении геофизических полей рассматриваемой территории устанавливаются аномалии и сочетания аномалий другого типа. Они повсеместно сопряжены друг с другом, образуя протяженные линейные пояса различных размеров (см. рис. 1, 2). Эти пояса имеют резко наложенный характер, так как прослеживаются из одной аномалийной системы в другую, пересекая их границы. В пределах

отмеченных поясов развиты мелкие магнитные аномалии положительного и отрицательного знаков изометричной и, чаще, линейной формы. К ним приурочены локальные гравитационные минимумы и пояса средних по размерам интенсивных гамма-аномалий. Появление наложенных поясов аномалий, по-видимому, обусловлено новыми структурами «гранитного» слоя, которые сформировались в более позднее время, чем вышеописанные системы. Судя по геофизическим данным, эти структуры имеют как северо-восточное, так и северо-западное простирание, образуя сложную ортогональную сеть.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АНОМАЛИЙНЫХ СИСТЕМ — СТРУКТУРНЫХ СИСТЕМ «ГРАНИТНОГО» СЛОЯ

Выделенные по геофизическим данным структурные системы «гранитного» слоя, как показывает анализ геологического материала, различаются по составу и типу геологических формаций, складчатым дислокациям, магматизму, метаморфизму и т. д.

Алдан-Чарская структурная система охватывает южную окраину Сибирской платформы, фундамент которой сложен архейскими слоисто-кристаллическими глубоко метаморфизованными, мигматизированными, гранитизированными и сильно дислоцированными породами. В бассейне р. Чары они подразделяются на две толщи (Салоп, 1964). Нижняя, чарская толща, представлена различными гнейсами: биотитовыми, биотит-амфиболовыми, амфиболовыми, амфибол-гранитовыми, гранитослюдяными, силлиманитовыми, кордиеритовыми, гиперстеновыми и другими, среди которых присутствуют магнетитовые сланцы и кварциты.

Верхняя, торская толща сложена в основном кварцево-биотитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами. Для нее характерны прослой кварцитов. Видимая мощность толщи около 1500 м.

Близкий состав имеют толщи бассейна р. Алдан (Судовиков, 1965), прорванные метаморфизованными габброидами, биотит-амфиболовыми гнейсо-гранитами и гранитами, образующими сравнительно небольшие согласные тела.

Простирание архейских толщ почти субмеридиональное, и только на самом востоке, в бассейне р. Алдан, отмечаются северо-западные простирания, переходящие в почти широтные. На архейском фундаменте в участках его погружения залегают протерозойские и кембрийские образования.

Нижнепротерозойские отложения среднего течения Олекмы (так называемая Олекминская побочная ветвь по Л. И. Салопу) представлены глинистыми и кремнистыми породами, преобразованными в серпичит-хлоритовые, биотитовые сланцы и роговики. Изредка появляются метаморфизованные туфогенные и известковистые песчаники, конгломераты, горизонты порфиroidов. Видимая мощность протерозоя не превышает 1000 м. В районе озер Ничатка и Ороп отложения нижнего протерозоя представлены метаморфизованными песчаниками, сланцами, мраморами, кварцитами, измененными известковистыми песчаниками, которые прорываются гранодиоритами чуйско-кодарского интрузивного комплекса.

Отложения кембрия, относящиеся к типично платформенным формациям, представлены серыми доломитами, содержащими прослой пестроокрашенных мергелей, красно-бурых песчаников, глин и известняков. Их мощность достигает 1200 м.

Наиболее молодыми являются терригенные отложения мезозоя и небольшие тела мезозойских гранитоидов.

Определение физических свойств и сопоставление геологических и геофизических данных показывает, что подавляющее большинство локальных гравитационных и магнитных аномалий связано с породами архея, т. е. характеризует структуру фундамента платформы. Протерозойские и кембрийские породы не содержат магнитных тел и не отличаются по плотности.

Мезозойские породы создают незначительные по площади и интенсивности гравитационные и магнитные аномалии, которые при мелкомасштабных съемках практически не улавливаются. К близкому заключению приходит и А. И. Краснов (1964) при анализе магнитного поля Алданского щита.

Наиболее плотными и магнитными породами, создающими положительные гравитационные и магнитные аномалии, являются амфиболовые, амфибол-биотитовые, гиперстеновые гнейсы, амфиболиты, магнетитовые сланцы и кварциты, которые в подавляющем большинстве входят в состав нижних членов разрезов архея (чарская толща, иенгская серия). Верхи разреза сложены слабомагнитными и немагнитными породами. Зоны гранитизации и граниты создают отрицательные гравитационные и магнитные аномалии.

Указанные обстоятельства позволяют выделить по геофизическим данным определенные зоны внутри фундамента платформы, которые различаются по литологическому составу и структурному плану.

Наиболее древними образованиями сложены Чарская и Алданская структурные зоны, где развиты крупные локальные гравитационные и магнитные аномалии. Они представляют наиболее относительно приподнятые блоки земной коры. В пределах Сьюльбано-Ничаткинской и Олекминской зон преобладают более молодые образования архея (торская толща). Не исключено, что здесь сильнее проявились процессы гранитизации и внедрения гранитов.

Внутренние структуры Алданской зоны образуют крупную кольцевую мегаструктуру. Подобные структуры не наблюдаются в пределах остальной части рассматриваемой территории платформы. Представляется, что Алданская зона, занимающая собственно площадь Алданского щита, является древним ядром платформы, по периферии которого развивались в более позднее, возможно верхнеархейское, время, линейные структуры меридионального простирания. Она отчленяется от прилегающей к ней Олекминской зоны глубинным разломом, вероятно, верхнеархейского времени заложения. В области развития линейных структур архея (Сьюльбано-Ничаткинская, Чарская и Олекминская зоны) распространены нижнепротерозойские субплатформенные осадки. В их распределении отмечается определенная унаследованность. Они располагаются в опущенных (синклинорных) блоках архейского основания, в которых широко развиты образования торской толщи (в Олекминской и Сьюльбано-Ничаткинской зонах).

Алдано-Чарская структурная система «гранитного» слоя ограничивается от сопредельных территорий глубинными нарушениями, которые устанавливаются по гравитационным ступеням и стыкам разнонаправленных магнитных аномалий.

Удоканско-Нюкжинская структурная система широкой полосой окаймляет с юга и юго-запада Сибирскую платформу. Древнейшие структуры этой системы сложены породами архея, сходными с образованиями чарской толщи (Салоп, 1964). Они обнажаются в Южно- и Северо-Муйской глыбах, в районе хр. Бурпала. В ряде мест бассейна р. Нюкжи их наличие предпологается по аэромагнитным данным. Наиболее развиты здесь нижнепротерозойские осадочно-метаморфические образования и прорывающие их гранитоиды. Осадочно-метаморфические породы объединяются в удоканскую серию, в составе которой преобладают различные метаморфизованные песчаники, сланцы, грубообломочные и карбонатные породы. В верхах присутствуют пласты медистых и магнетитовых песчаников. Местами породы значительно метаморфизованы. Общая мощность разреза достигает 12 000 м (Салоп, 1964). Породы серии образуют по правобережью верхнего течения р. Чары в хр. Удокан крупную синклиналию структуру широтного простирания. Восточное ее ограничение не установлено. Нет достоверных сведений и о южной границе распространения удоканских отложений. По геофизическим данным необходимо предполагать более широкое распространение образований удоканской серии.

В бассейне р. Ньюджи нижнепротерозойские отложения имеют отличный фациальный облик. Здесь среди них присутствуют довольно мощные пачки метаморфизованных конгломератов, кристаллических сланцев и гнейсов (Криплов, 1965).

В бассейне р. Джелтулак (Стецюк, 1965) развиты терригенные и вулканические породы — метаморфические сланцы, песчаники, гравелиты, филлиты с прослоями метаморфизованных диабазов, дацитов и риолитов (джелтулакская серия). Мощность серии оценивается в 1500 м. Фациальный облик пород и небольшая мощность разреза указывают, что их накопление происходило в геантиклинальных условиях. Нижнепротерозойские гранитоиды в западной части Удокано-Нюкжинской системы представлены (Салоп, 1964) двумя крупными комплексами: куандинским и чуйско-кодарским. К куандинскому комплексу относятся различные гранито-гнейсы, гранодиорито-гнейсы, граносиенито-гнейсы, которые образуют согласные тела с вмещающими породами удоканской серии. Чуйско-кодарский комплекс объединяет крупные тела гранитов, гранодиоритов, реже граносиенитов. Сюда же относятся мелкозернистые, среднезернистые лейкократовые графиты и пегматиты, которые слагают апикальные части плутонов или образуют дайкообразные и штокообразные тела внутри них. К магматическим образованиям протерозоя относятся мелкие дайкообразные тела габбро-диабазов, которые образуют в верховьях р. Калар протяженный пояс широтного простирания.

Близкий состав и облик имеют гранитоидные породы бассейна р. Ньюджи, которые рассматриваются как позднестановые (Судовиков, 1965). Отложения кембрия платформенного типа распространены на ограниченных участках.

За последние годы геологами ВАГТа в пределах Кодаро-Удоканского района выделены интрузии палеозойского возраста. Отличительными свойствами палеозойских интрузий является субщелочной и кислый состав и многофазность. Они, по мнению геологов ВАГТа, располагаются вдоль крупных разломов протерозойского основания (Буфеев, 1965). Аналогичные интрузии известны в восточной части системы в бассейне р. Ньюджи. Здесь они также тяготеют к крупным расколам (Судовиков, 1965). Сотрудниками Лаборатории геологии докембрия они рассматриваются как протерозойские. Некоторые исследователи, например С. П. Смеловский, М. С. Нагибина и другие, относят их к мезозою.

Основные структуры Удокано-Нюкжинской системы находят отчетливое выражение в геофизических полях. Наиболее рельефно выделяются архейские блоки пород. Благодаря повышенной плотности и наличию магнитных разностей они выделяются максимумами силы тяжести и магнитного поля. Простирание магнитных аномалий в архейских блоках субмеридиональное (Витимо-Муйская глыба). В других блоках, где преобладают в общем магнитные породы, субмеридиональное простирание аномалий устанавливается лишь детальной наземной съемкой (блок в верховьях р. Калар). Указанные блоки обладают автономной внутренней структурой и ограничены нарушениями, которые совпадают с гравитационными ступенями. Ввиду слабой геофизической изученности этого нельзя сказать о блоках, расположенных в бассейне р. Ньюджи.

Наличие в пределах западной части системы регионального минимума и большого количества локальных минимумов силы тяжести позволяет предположить присутствие в верхних этажах земной коры крупных масс гранитоидов или зон гранитизации. В пользу этого свидетельствуют определения физических свойств пород. Наименее плотными породами, широко развитыми в этом районе, являются протерозойские и палеозойские гранитоиды. Блоки плотных архейских пород представляются по гравиметрическим данным на этом фоне «гигантскими ксенолитами» в общей массе гранитов. Нижняя кромка «ksenолитов» находится в пределах 8—10 км. Необходимо отметить, что протерозойские синклинильные структуры при-

урочены к зонам гранитизации. Гранитоидный магматизм проявился и за пределами Удокано-Нюкжинской системы. Сравнительно небольшие тела нижнепротерозойских гранитов известны в Сюльбано-Ничаткинской зоне фундамента Сибирской платформы (Салоп, 1964). Однако здесь структура земной коры существенно не преобразована, в связи с чем эту зону следует рассматривать в составе платформы. В Удокано-Нюкжинской системе структура «гранитного» слоя коренным образом перестроена после накопления удоканской серии в результате внедрения гранитоидов. Приведенные геологические и геофизические материалы позволяют рассматривать Удокано-Нюкжинскую структурную систему «гранитного» слоя как специфичный геосинклинальный пояс, заложившийся на коре континентального или субконтинентального типа. Последнее обстоятельство обусловило то, что в данном поясе мы не наблюдаем характерных формаций начальных этапов развития геосинклинальной области.

В и т и м о - О л е к м и н с к а я с т р у к т у р н а я с и с т е м а расположена в верховьях рек Олекмы и Витима. В результате последних работ геологов Читинского геологического управления установлено, что в пределах этой территории широко распространены глубоко метаморфизованные слоисто-кристаллические породы, гнейсы, гранито-гнейсы и гранитоиды. Одни исследователи (В. В. Старченко, А. Ф. Озерский, В. И. Шульдинер и др.) считают возможным выделить среди метаморфических пород два разновозрастных комплекса — архейский и нижнепротерозойский. К архею ими относятся полиметаморфические образования, распространенные в районе станции Могоча, в междуречье Олекмы и Тунгира, в низовьях р. Калар. Комплекс пород, включающий различные гнейсы, кристаллические сланцы, кальцифиры, гнейсо-кварциты, мраморы, в том числе графитовые, относится этими авторами к нижнему протерозою. Другие исследователи (Гусев, 1964) относят все метаморфические породы этого района к верхнему архею. С метаморфическими породами тесно связаны обширные тела магматического облика. Наиболее ранними являются габбро и диориты. Основная масса пород среднего состава (диориты, гранодиориты) возникла, по-видимому, в результате ультраметаморфизма. Для них характерны полосчатые и гнейсовидные текстуры. Эти породы развиты главным образом в синклинорных структурах. Более поздними являются интрузии гранитов, плагиогранитов, гранодиоритов, лейкократовых и пегматоидных гранитов. Перечисленные породы слагают весьма крупные, до нескольких тысяч квадратных километров, плутоны. Внутреннее строение плутонов отличается частым и незакономерным чередованием пород различного состава и облика. Для описываемого района характерны процессы регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации (Кирилюк, 1965). Метаморфические породы в подавляющем большинстве случаев находятся в виде ксенолитов среди пород магматического облика, происхождение которых зачастую не совсем ясно. Известен случай, когда при площадном разбуривании наблюдалось чередование гранитов и кристаллических сланцев на значительные глубины (200—400 м).

Определения физических свойств коллекций образцов, собранных геологосъемочными партиями управления, показали значительную дифференциацию пород по плотности и магнитной восприимчивости. Плотность изменяется от 2,57 до 3,0 г/см<sup>3</sup>, магнитность — от 0 до 5000 · 10 ед. CGSM. Плотность образцов пород коррелируется с их составом, в общем подчиняясь кривой, полученной Н. Б. Дортман. Взаимосвязи магнитности с составом пород установить пока не представлялось возможным. Необходимо вместе с тем отметить, что значения плотности и магнитности, полученные для отдельных разновидностей пород, нельзя применить для интерпретации наблюдаемых региональных полей, так как:

1) различные разновидности пород настолько тесно переплетены друг с другом в пространстве и настолько малы по размерам, что не выделяются

на региональных геофизических картах даже в аномалиях средних размеров;

2) процессы регионального метаморфизма и гранитизации привели к определенной гомогенизации вещества в больших объемах. Мелкие неоднородности (отдельные линзы пород гранитного состава пласты и линзы кристаллических сланцев, амфиболитов) интегрируются как по вертикали, так и по горизонтали и создают суммарный гравитационный или магнитный эффект.

В связи с этим в составе «гранитного слоя Витимо-Олекминской системы невозможно выделить каких-либо внутренних структур. Если предположить, что петрографические различные комплексы пород сочетаются между собой на глубину, так же как и в плане, то наиболее представительными величинами плотности и магнитности «гранитного» слоя этой территории будут среднестатистические величины всех полученных определений без учета их петрографического состава. Оценки средних величин показывают, что эффективная плотность слоя близка к  $2,75 \text{ г/см}^3$ , т. е. больше, чем условная средняя плотность промежуточного слоя при построении гравитационных карт в редукции Буге. Среднее значение магнитности около  $500 \times 10^{-6}$  ед. *CGSM*. Принимая эти величины  $\sigma$  и  $\chi$  и отношение  $\chi/J_T = 1$ , для объяснения наблюдаемых аномалий  $\Delta T$  и  $\Delta g$  необходимо допустить, что мощность слоя достигает первого десятка километров и, возможно, более.

Как указывалось выше, существенных структур в «гранитном» слое по геофизическим данным выделить не представляется возможным. Однако геологическими методами в ряде мест устанавливаются северо-северо-западные меридиональные простирания гнейсовых и сланцевых толщ, чередующиеся с северо-восточными и широтными простираниями. Это обстоятельство, наряду с другими признаками (характер метаморфизма, наличие гиперстеновых пород, гранулитов), и кладется некоторыми авторами в основу при выделении двух разновозрастных комплексов пород.

Нам представляется, что существование двух комплексов пород в данном районе не исключено. Однако коренная переработка и гомогенизация «гранитного» слоя, происшедшая после отложения более позднего комплекса, привела к тому, что мы вправе считать этот участок в тектоническом отношении сформированным в результате последнего этапа складчатости. Более древние структуры оказались нацело гранитизированными и уничтоженными. Реликты их, возможно, и сохранились, однако они не имеют существенного значения.

Формирование «гранитного» слоя Витимо-Олекминской системы, по-видимому, произошло в верхнем архее, т. е. во всяком случае раньше, нежели Удокано-Нюкжинской системы. Наличие значительного количества структур меридионального простирания, которые установлены геологической съемкой, позволяет предположить, что в верхнеархейское время существовала структурная связь между Витимо-Олекминской системой и фундаментом платформы. В нижнепротерозойское время этот участок играл роль или жесткого массива, ограниченного с севера глубинными разломами, или геоантиклинальной зоны.

Не исключено, что в верхнем архее эта зона распространялась далеко на юг и юго-запад. В пользу такого предположения свидетельствует наличие блоков древнейших пород в более молодых складчатых областях, которые фиксируются одинаковыми геофизическими аномалиями.

Хилок-Нерча-Приаргунская система окаймляет с запада и юга Витимо-Олекминский срединный массив. Наиболее древние структуры (основание складчатой зоны) сложены глубоко метаморфизованными и гранитизированными породами — различными гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами, кварцитами, амфиболитами, а также тесно связанными с ними гранитами, гнейсо-гранитами, которые в большинстве случаев являются синскладчатыми и спиметаморфическими обра-

зованиями, возникшими в процессе ультраметаморфизма, гранитизации и магматического замещения. Породы комплекса основания слагают ряд блоков среди геосинклинальных карбонатно-вулканогенных и терригенных толщ нижнего кембрия и нижнепалеозойских гранитоидов. Нижнекембрийские образования в различных аномалийных зонах имеют отличный формационный облик. В Витимской зоне они принадлежат к типично геосинклинальным формациям, где мощность разреза достигает 6000 м (Чернов, 1964).

В Хилокской и Нерча-Урюмской зонах развиты типично геоантиклинальные формации незначительной мощности (В. И. Сизых, В. В. Старченко, Н. И. Фомин и др.). В Приаргунье отложения нижнего кембрия относятся к субгеосинклинальному типу формаций (Стецюк, 1965).

Нижнепалеозойские интрузии наиболее широко распространены в Витимской зоне. Они представлены порфировидными гранитами, граноспеллитами, диоритами, кварцевыми диоритами, реже аляскитовыми гранитами (Гусев, 1964), а также габбро и габбро-диоритами, которые образуют небольшие по размерам тела.

В Хилокской зоне нижнепалеозойские интрузии распространены в меньшем количестве. Здесь они образуют массивы удлиненной формы, которые приурочены к периферии докембрийских блоков. Большим развитием пользуются нижнепалеозойские интрузии в Нерча-Урюмской и Приаргунской зонах.

В геофизических полях наиболее четкое выражение получили блоки докембрийских пород. Они выделяются крупными положительными гравитационными и магнитными аномалиями в результате избыточной плотности и большой магнитной восприимчивости (Мастюлин и Зорип, 1963). По интенсивности аномалий и величинам физических параметров они могут быть сопоставлены с породами, слагающими «гранитный» слой Витимо-Олекминской системы. Количественные оценки магнитных аномалий показывают, что блоки докембрийских пород имеют значительную глубину нижней кромки. Наибольшей глубиной (15—20 км) характеризуются блоки Хилокской зоны. Более малые глубины (8—15 км) получены для блоков Нерча-Урюмской и Приаргунской зон и еще меньше (4—10 км) — для Витимской зоны. По-видимому, в последней они представляют большие ксенолиты среди массы нижнепалеозойских гранитоидов. Простирание докембрийских блоков северо-восточное. Нам представляется, что чередование описанных блоков и крупных масс нижнепалеозойских гранитоидов создает генеральную структуру «гранитного» слоя Хилок-Нерча-Приаргунской системы.

Внутреннее строение гранитоидов также находит отражение в магнитном и гравитационном полях. Четкими максимумами выделяются основные разности пород. Отрицательными аномалиями магнитного поля являются аляскитовидные граниты.

Хилок-Нерча-Приаргунская система с севера ограничена тектоническими нарушениями глубинного заложения. Крупное нарушение, выделяющееся серией узких магнитных аномалий и гравитационной ступенью не большой интенсивности, прослеживается вдоль рек Витима и Уды, где оно разграничивает Витимскую и Хилокскую зоны. Заложение этого нарушения произошло не позднее нижнего палеозоя. Нерча-Урюмская и Приаргунская зоны разделяются Монголо-Охотским разломом, который прослеживается на рассматриваемом отрезке узкими магнитными линейными аномалиями. Описанный в литературе Бушулей-Могочинский разлом выделяется крупной гравитационной ступенью. Роль этого разлома в нижнепалеозойской истории района, по-видимому, незначительна. И лишь в мезозойское время вдоль него произошло заложение пояса тектоно-магматической активизации, благодаря чему этот разлом оказался подчеркнутым наиболее рельефно в гравитационном поле. Разломы более мелкого значения почти повсеместно ограничивают блоки докембрия. Развитие их, ве-



роятнее всего, относится к мезозою, ко времени общей тектонической активизации Забайкалья.

Проведенные геологические и геофизические материалы позволяют рассматривать Хилок-Нерча-Приаргунскую структурную систему «гранитного» слоя как раннекаледонскую складчатую область, внутри которой еще в раннем кембрии обособились четыре структурно-формационные области. Заложение и развитие ее в пределах рассматриваемой территории происходило на позднеархейском и раннепротерозойском основаниях.

Верхне-Амурская структурная система расположена в верховьях р. Амур и распространяется далее на восток. Она ограничена с севера глубинным Монголо-Охотским разломом. В ее пределах широко развиты терригенные и карбонатные отложения силурийского, девонского и каменноугольного возрастов. Эти отложения смяты в систему сравнительно простых складок, образующих дугообразный пояс (Судовиков, 1965). Судя по гравитационным данным, ниже среднепалеозойских осадков залегает комплекс пород докембрия. Положительные локальные гравитационные аномалии и повышенный уровень регионального фона позволяет предположить, что в составе докембрийских пород преобладают плотные метаморфические разности меланократового облика. Породы гранитного типа отсутствуют почти полностью или развиты в незначительном объеме. Этот участок коры представляет собой слабо гранитизированный блок. По характеру геофизических полей и геологическим данным он может быть сопоставлен с Агинским срединным массивом Восточного Забайкалья. В мезозойский период в его пределах заложился юрский прогиб. Однако существенных преобразований коры и в этот период не произошло.

## **НАЛОЖЕННЫЕ СТРУКТУРЫ «ГРАНИТНОГО» СЛОЯ**

Сопоставление геологических и геофизических данных показывает, что пояса наложенных аномалий связаны со структурами мезозойской тектоно-магматической активизации. Они представляют собой широкие линейные зоны дробления, магматической и вулканической деятельности. Накопление осадков в их пределах происходило в небольших грабенообразных впадинах. Наиболее ранними образованиями являются триасовые вулканические и магматические породы среднего, кислого и, реже, субщелочного и щелочного состава. Широко развиты нижне-, средне- и верхнеюрские интрузивные и эффузивные породы пестрого состава: роговообманково-биотитовые, роговообманковые, гранодиориты, кварцевые диориты, граниты, сиенито-диориты, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, кварцевые порфиры, андезиты и т. д. Интрузивные и эффузивные породы распределены неравномерно, образуя в пределах поясов отдельные узлы, приуроченные к зонам пересечения разломов. Пояса мезозойских магматических пород характеризуются северо-восточным и северо-западным простиранием. К этим поясам, в особенности к их периферическим частям, в подавляющем большинстве приурочены верхнеюрско-нижнемеловые континентальные впадины. Судя по геофизическим данным, пояса тектоно-магматической активизации представляют собой «гигантские брекчии» палеозойского, протерозойского и архейского оснований, сцементированные магматическими телами мезозоя (Мастюлин, 1965а; 1965б). Это глубинные структуры, которые возникли в результате регенерации «гранитного» слоя в мезозойскую эпоху. Образованием верхнеюрско-нижнемеловых впадин, по-видимому, завершилось развитие этих глубинных структур.

Дифференцированность магнитного поля над поясами активизации обусловлена пестрым составом мезозойских магматических и эффузивных пород. Повышенные аномалии обусловлены гранитоидами кислого и щелочного состава. Пояса мезозойской тектоно-магматической активизации

наиболее перспективны на молибден, золото и плавиковый шпат. Как уже отмечалось, они являются металлогеническими зонами (Мастюлин, 1965б). Подсчеты показывают, что их рудоносность в 6—15 раз выше, чем остальных территорий.

## ВЫВОДЫ

1. В пределах рассматриваемой территории выделяются пять структурных систем «гранитного» слоя, сформированных в результате архейского, нижнепротерозойского, раннекаледонского и среднепалеозойского этапов складчатости.

2. Выделенные системы различаются составом и структурой «гранитного» слоя, т. е. являются своеобразными крупными «геоблоками», ограниченными глубинными разломами.

3. В мезозойский период развития сформировались крупные протяженные структуры — пояса тектоно-магматической активизации, являющиеся металлогеническими зонами.

## ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Б. А. Гравиметрия в региональной геологии. В сб.: «Геологические результаты прикладной геофизики». М., 1965.
- Буфеев Ю. В., Глуховский М. З. Особенности размещения палеозойских интрузий в Кодаро-Удоканском районе.— Тезисы II научной конференции Забайкальск. отд. Геогр. об-ва СССР. Чита, 1965.
- Гусев Н. В. Новые данные о верхней возрастной границе нижнепалеозойских гранитоидов южной части Витимского плоскогорья.— Тезисы докладов I научной конференции Забайкальск. отд. Геогр. об-ва СССР. Чита, 1964.
- Кириллов Е. А. Конгломераты станового комплекса северо-западной части хр. Чернышева.— Геол. и геофиз., 1965, № 9.
- Кириллюк В. П. Об особенностях формирования нижнепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Алдано-Витимского щита.— Тезисы докладов II научной конференции Забайкальск. отд. Геогр. об-ва СССР. Чита, 1965.
- Краснов А. И. О тектоническом строении фундамента Алданского щита в свете геологической интерпретации данных крупномасштабной аэромагнитной съемки.— Сов. геология, 1964, № 11.
- Мастюлин Л. А. Некоторые черты геолого-геофизической золотоносности Забайкалья.— Тезисы докладов IV геол. конференции ЧГУ. Чита, 1965а.
- Мастюлин Л. А. Некоторые вопросы геолого-геофизической и металлогенической зональности золото-молибденового пояса Забайкалья. Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Изд. Заб. отд. Геогр. об-ва СССР. Чита, 1965б.
- Мастюлин Л. А., Зорин Ю. А. Использование геофизических данных при геолого-структурных построениях по Центральному и Восточному Забайкалью. В кн. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., изд-во «Наука», 1963.
- Перфильев Ю. С. Некоторые вопросы стратиграфии района Удоканского хребта.— Тезисы докладов II научной конференции Забайкальск. отд. Геогр. об-ва СССР. Чита, 1965.
- Понько В. А., Смеляненко С. А., Шеремет Е. М. Основные закономерности тектонического размещения и развития мезозойского магматизма Центральной части Олекмо-Витимской горной страны.— Тезисы докладов IV геологической конференции ЧГУ. Чита, 1965.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. М., изд-во «Недра», 1964.
- Симоненко Т. Н. Аномальное магнитное поле СССР. В сб.: «Геологические результаты прикладной геофизики». М., 1965.
- Стецюк М. И. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя и нижнего палеозоя юго-восточной части Восточного Забайкалья.— Тезисы докладов II научной конференции. Забайкальск. отд. Геогр. об-ва СССР. Чита, 1965.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А. и др. Геология и петрология южного обламления Алданского щита. М., изд-во «Наука», 1965.
- Чернов Ю. А. О нижнем палеозое Ундино-Витимского района.— Тезисы докладов I научной конференции Забайкальск. отд. Геогр. об-ва СССР. Чита, 1964.

Д. Б. БАЗАРОВ, А. Н. БУЛГАТОВ, Л. НАЦАГ-ЮМ,  
Ц. О. ОЧИРОВ, Ц. Ц. ЦЫРЕНДОРЖИЕВ

## О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ЗАБАЙКАЛЬЯ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

Тектоническое развитие Забайкалья и Северо-Восточной Монголии освещалось в трудах В. А. Обручева, Н. С. Шатского, Е. В. Павловского, Н. В. Фроловой, Л. И. Салопа, Н. А. Флоренсова, Ю. А. Косыгина, И. В. Лучинского, П. И. Налетса, М. С. Нагибиной, А. Х. Иванова, Н. А. Маринова, В. А. Амантова, П. С. Матросова, Ц. О. Очирова, Ю. А. Комарова, П. М. Хренова и др. Исследования последних лет дают возможность уточнить и дополнить представление наших предшественников.

В архее в Забайкалье существовали геосинклинальные условия (Фролова, 1962). Образования этого времени слагают Байкальскую и Муйскую архейские глыбы и представлены толщами, состоящими преимущественно из различных гнейсов, в том числе гиперстеновых, амфиболитов, кристаллических сланцев; им подчинены мраморы, слюдистые кварциты, слюдисто-кварцевые сланцы. Предполагается, что архейские глубоко метаморфизованные породы первоначально были представлены терригенными, карбонатными и эффузивными образованиями, достигающими большой мощности.

Геосинклинальные условия в Забайкалье и Северо-Восточной Монголии продолжались, по-видимому, и в раннем протерозое. В это время накопились монотонные, фациально выдержанные мощные песчано-глинистые отложения с прослоями вулканогенных и карбонатных пород, которые вследствие интенсивного метаморфизма были превращены в гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, ортосланцы, мраморы. Это глубоко метаморфизованная толща, относящаяся к становому комплексу, смята в линейные простые складки и вмещает крупные гранитные батолиты, на контакте с которыми устанавливаются широкие зоны мигматитов.

После образования гранитов станового комплекса и, видимо, консолидации раннепротерозойской геосинклинальной системы в Забайкалье и Северо-Восточной Монголии заложилась новая, Байкальская геосинклинальная система. Соотношение формаций и структур данной системы и пород становой серии и станового комплекса до последнего времени остается неясным. По отношению к архейским структурам протерозойские являются резко несогласными.

В самом начале развития байкальской геосинклинальной системы четко обособились структурно-фациальные зоны: Муйская и Забайкальская (рис. 1).

Муйская зона шириной от 100 до 200 км опоясывает с северо-востока и северо-запада Байкальскую геосинклинальную систему. Эта зона располагается в пограничной части между различными типами структур земной коры. В начальный этап развития геосинклинали она испытывала дифференцированное интенсивное погружение, сопровождающееся накоплением мощных (13—15 км) толщ вулканогенных пород спилито-кварцо-

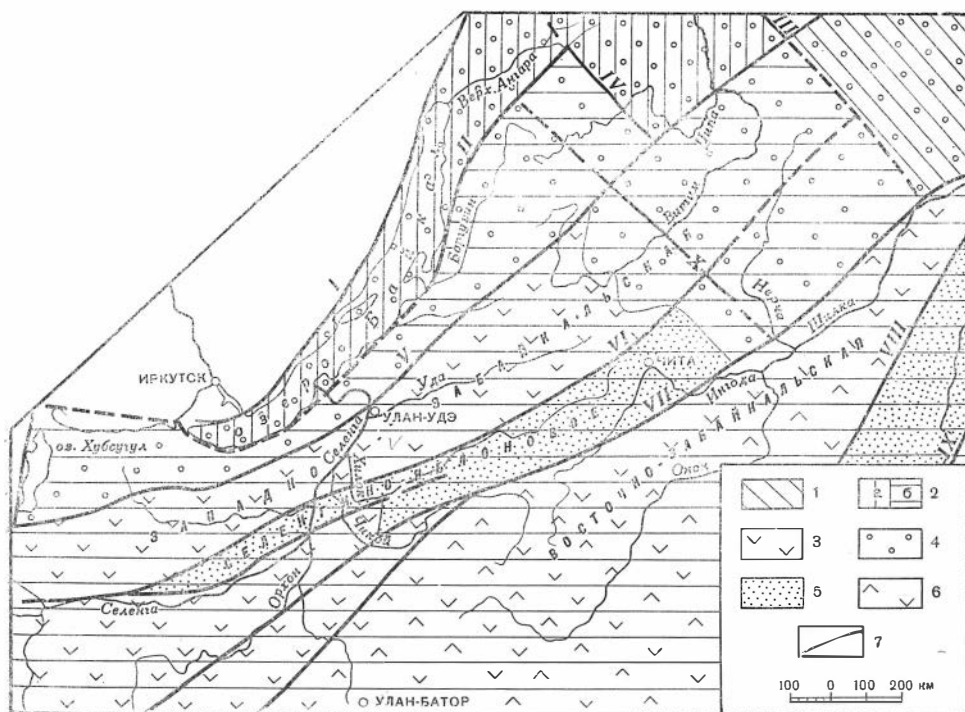


Рис. 1. Схема тектонического районирования (докембрий, палеозой).

1 — раннепротерозойская геосинклинальная система; 2 — Байкальская геосинклинальная система: а — Муйская зона, б — Забайкальская зона; 3 — каледонская геосинклинальная область; 4 — каледонская орогенная область; 5 — каледонские геосинклинальные поднятия; 6 — герцинская геосинклинальная область; 7 — главные зоны глубинных разломов: I — Западно-Прибайкальская, II — Восточно-Прибайкальская, III — Средне-Витимская, IV — Ципинская, V — Джида-Витимская, VI — Желтурино-Олекминская, VII — Монголо-Охотская, VIII — Керулен-Аргунская, IX — Тамцаг-Хайларская, X — Точерская

фировой формации и внедрением интрузий габбро-плагногранитовой и гниербазитовой формаций.

Забайкальская зона, располагавшаяся южнее Муйской, на раннем этапе геосинклинального развития испытывала слабо дифференцированное опускание. Вследствие этого в ней шло накопление фациально выдержанных на обширных площадях отложений аспидной, известняковой и флишеидной формаций общей мощностью 10—12 км. Эффузивы в них устанавливаются чрезвычайно редко и слагают маломощные и быстро выклинивающиеся прослои. Наличие их на отдельных участках свидетельствует о существовании «зон проницаемости». В данную стадию развития интрузивная деятельность в этой зоне, по-видимому, не проявилась.

В последующем байкальская геосинклинальная система вступила в орогенный этап развития, который характеризовался поднятием ее и образованием в начале данного этапа полуизолированных и лагунных бассейнов с накоплением пород доломитовой формации. Затем вследствие усиления дифференцированных движений образовались межгорные впадины, в которых шло накопление моласс.

Магматическая деятельность в протерозойскую орогенную стадию проявилась интенсивно. Произошло излияние эффузивов порфиритовой формации, внедрение пород габбро-пироксенит-дунитовой и габбро-диоритовой формаций и образование формаций крупнейших гранитных батолитов. В эту же стадию в байкальской геосинклинальной системе происходили

интенсивные блоковые движения вдоль зон глубоких разломов и проявилась главная складчатость.

Качественно новым этапом тектонического развития Забайкалья и Северо-Восточной Монголии является каледонский. Нижнекембрийские отложения, иногда с корой выветривания в основании, залегают на осадочно-метаморфических породах, гранитах, габброидах, гипербазитах и позднепротерозойского фундамента. Во многих случаях устанавливается несоответствие плагов складчатых и разрывных структур позднего протерозоя и кембрия.

Метод структурно-формационного анализа позволяет наметить в Забайкалье и Северо-Восточной Монголии следующие главные структурные элементы: Монголо-Забайкальскую геосинклинальную область, охватывающую Алтай, Саяны, Монголию, Забайкалье и Дальний Восток, и Байкало-Олекминскую орогенную область (в понимании Н. А. Хераскова).

Монголо-Забайкальская геосинклинальная область состоит из Западно-Забайкальской и Восточно-Забайкальской геосинклинальных систем и Селенгино-Яблонового и Приаргунского геоантиклинальных поднятий.

Западно-Забайкальская геосинклинальная система шириной до 150 км простирается от верховья р. Селенги до верховьев Витима на протяжении около 900 км. На северо-западе и севере она примыкает к Байкало-Олекминской орогенной области, от которой отделена Джида-Витимским глубинным разломом. С юго-востока к ней примыкает Селенгино-Яблоновое геоантиклинальное поднятие. От геосинклинальной системы его отделяет Желтурино-Оленекский глубинный разлом.

В раннем кембрии в Западно-Забайкальской геосинклинальной системе шло накопление вулканогенных и осадочных пород. Изучение разрезов нижнекембрийских отложений позволяет выделить несколько формаций, сменяющих друг друга в лагеральном направлении, и наметить несколько структурно-фациальных зон. Нижнекембрийские отложения, развитые на юго-востоке (в Джидинской зоне), относятся к спилито-кератофировой формации, которая по направлению к северо-востоку последовательно сменяется кварц-кератофировой (Олдында-Хилокская зона) и терригенной формацией (Джиллинда-Бутуйская зона). Названные выше формации вверх по разрезу постепенно сменяются флишеподобной толщей, которая образовалась, по-видимому, в конце раннего и начале среднего кембрия.

Интрузивная деятельность в Западно-Забайкальской геосинклинальной системе была интенсивной и сопровождалась внедрением интрузий различных формаций — гипербазитовой, габбро-пироксенит-дунитовой и батолитовой гранитной. Орогенная стадия развития приходится на поздний кембрий — ранний ордовик и характеризуется формированием межгорных впадин, в которых накапливались пестроцветные молассы.

Восточно-Забайкальская геосинклинальная система ограничивается на северо-западе Монголо-Охотским, а на юго-востоке Керулен-Приаргунским глубинными разломами, которые разделяют области разновозрастной складчатости.

Нижнепалеозойские отложения в Восточно-Забайкальской геосинклинальной системе выявлены и изучены всего лишь в нескольких пунктах. Соотношение с нижележащими породами установлено в Приаргунье, где на высоко метаморфизованных протерозойских отложениях несогласно залегают терригенные и карбонатные породы кембрия и ордовика. К нижнему палеозою, по-видимому, относятся вулканогенные и терригенные породы, развитые в других частях Восточно-Забайкальской геосинклинали. Выделить структурные зоны в пределах геосинклинали со свойственными им формациями на данном этапе изученности не представляется возможным.

Селенгино-Яблоновое и Приаргунское геосинклинальные поднятия на каледонском этапе развития характеризовались дифференцированными движениями отдельных блоков, образованием впадин, в которых шло накопление моласс и эффузивов, и внедрением гранитных интрузий.

Байкало-Олекминская орогенная область охватывает Прибайкалье, бассейны среднего и верхнего течения Витима и Олекмы. По морфологии структур и составу осадочных и магматических формаций она резко отличается от платформ и геосинклиналей и может характеризоваться как орогенная область (Н. П. Херасков, 1963).

В раннем кембрии Байкало-Олекминская орогенная область испытывала общее воздымание, на фоне которого вдоль зон глубинных разломов заложились и развивались изолированные и полуизолированные межгорные впадины. В последних в первой половине раннего кембрия шло накопление пород молассовой формации, мощность которой достигает 7 км. Обломочный материал, выполняющий впадины, является «местным». Это хорошо устанавливается при сравнении его в различных впадинах, образовавшихся в участках с различным геологическим строением.

Молассовая формация во впадинах, расположенных на севере Байкало-Олекминской орогенной области, сменяется вверх по разрезу карбонатной формацией, указывающей на трансгрессию моря. Хотя рельеф к этому времени, вероятно, был достаточно сnivelирован, нет оснований предполагать, что новая трансгрессия моря распространялась на более обширную территорию, чем в период образования молассовой формации. На это указывает, во-первых, то, что карбонатная формация всегда залегает только на молассовой, свидетельствуя о приуроченности тех и других к одним и тем же впадинам; во-вторых, в составе карбонатной формации большой процент составляют первично-осадочные доломиты, присутствуют брекчиевидные и водорослевые доломиты и известняки, указывающие на повышенную соленость вод, мелководность и изолированность бассейна; в-третьих, эти впадины приурочены к единой Муйской структурно-фациальной зоне, наиболее мобильной в протерозое.

Палеолитологические исследования показали, что трансгрессия моря была во второй половине раннего кембрия со стороны Сибирской платформы.

Регрессия моря, складчатость и внедрение интрузий произошли, по-видимому, в конце среднего кембрия и в позднем кембрии. Интрузивная деятельность в пределах Байкало-Олекминской орогенной области проявилась сравнительно слабо. На севере области развиты интрузии габбро-диабазовой и гранитной формаций, на юге — батолитоподобные и штокообразные тела гранитов, приуроченные к зонам разломов.

Заканчивая характеристику Байкало-Олекминской орогенной области, следует отметить, что наиболее активные тектонические движения в этот период происходили на севере, где во впадинах, в отличие от южных районов, отлагались морские карбонатные осадки, затем вдоль зон разломов внедрялись интрузии габбро-диабазовой формации. Пространственно эта зона, которую можно назвать Бирамья-Бамбуйской, совпадает с Муйской структурно-фациальной зоной, которая и в протерозое была очень мобильной.

В среднем и верхнем палеозое тектоническое развитие рассматриваемой территории было везде одинаковым. В Западном Забайкалье в среднем палеозое началось, по-видимому, общее поднятие и установились континентальные условия развития. Сюда никогда больше не проникал морской бассейн. Осадочные или вулканогенные образования геосинклинального типа, имеющие средне- и верхнепалеозойский возраст, в Западном Забайкалье отсутствуют.

В среднепалеозойскую стадию унаследованное от нижнего палеозоя тектоническое развитие испытывали Восточно-Забайкальская и Северо-Монгольская геосинклинальные системы. В их пределах в силуре, девоне и нижнем карбоне накопилась серия терригенных, вулканогенных и карбонатных пород. Для данной стадии развития характерно различие формационных рядов для разных структурно-фациальных зон. Среднепалеозойские отложения в периферической части (зачикойской зоне по В. В. Стар-

ченко) Восточно-Забайкальской геосинклинали представлены песчаниками и сланцами с редкими прослоями конгломератов и вулканогенных пород кислого состава, в центральной части — песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, которые переслаиваются с кремнистыми сланцами, яшмовидными породами, основными, средними и кислыми эффузивами и карбонатными породами. Характерным для них является фациальная изменчивость как по горизонтали, так и по вертикали. Интрузивная деятельность раннего этапа проявилась в виде внедрений небольших тел габбро, диабазов и перидотитов, а позднего этапа — крупных гранитных батолитов.

В результате допермской складчатости и внедрения крупных гранитных батолитов Восточно-Забайкальская и Северо-Монгольская геосинклинальные системы в целом испытывали поднятие, которое сопровождалось образованием в пермское время крупных впадин и прогибов. В последних в континентальных, морских и лагунных условиях шло накопление терригенных и вулканогенных пород основного и кислого состава, которые затем были прорваны малыми интрузиями гранитоидов. В конце цикла эта область подвергается герцинской складчатости, повсеместно прекращается геосинклинальный режим и весь регион превращается в единый континент. Происходит как бы обрастание Западно-Забайкальского поднятия. Таким образом, в перми не только прекратилось развитие герцинской геосинклинальной системы, но и в дальнейшем никогда не создавались подобные условия развития во всем регионе.

В конце перми и в начале мезозоя резко активизировались тектонические движения в пределах региона. Северо-Западная граница области мезозойской активизации проходит по южному отрогу хр. Хамар-Дабан и прослеживается на северо-восток, до устья р. Цины и далее (рис. 2).

Мезозойская тектоническая активизация развилась на гетерогенном фундаменте в пределах зон байкальской, каледонской и герцинской складчатости. Надо отметить, что мезозойские структуры унаследовали главным образом структурный план палеозоя.

В раннем мезозое активизация сопровождалась подновлением древних и заложением новых зон разломов, интенсивным вулканизмом, вызвавшим накопление мощных толщ эффузивных образований, содержащих в своем составе в незначительном количестве породы осадочного происхождения. Сложный состав и строение этих толщ не выдерживается по простиранию. Эффузивы представлены основными, средними и кислыми разностями, слагающими потоки и покровы.

В пределах описываемой территории, особенно в Западном Забайкалье, в это время, по-видимому, имели место по меньшей мере три цикла эффузивного вулканизма, каждый из которых завершился внедрением гранитоидных интрузий.

В начале позднего мезозоя вновь усиливается тектоническая активность, проявившаяся в подновлении древних и образовании новых разломов, по которым происходит перемещение отдельных блоков земной коры с возникновением горстовых и грабеновых структур, значительно меньших, чем нижнемезозойские депрессионные зоны. Магматизм в позднем мезозое проявился значительно слабее, но интенсивно шло накопление континентальных молассовых отложений, состоящих из конгломератов, песчаников, алевролитов, аргилитов и углей во впадинах-грабенах. Все эти образования как в Забайкалье, так и в северо-восточной Монголии смяты в пологие складки, особенно в центральных частях впадин. Крутое падение слоев встречается в основном в краевых частях структур, вблизи зон разломов.

Разрывные нарушения сыграли большую роль в формировании как древних, так и мезозойских структур Забайкалья и северо-восточной Монголии. Особенно велика роль разломов в развитии мезозойских структур. Это можно показать на примере Гусиноозерской, Тугнуйской, Хилокской, Чикойской, Кижингинской, Убукунской, Иволгинской, Средне-Керулен-

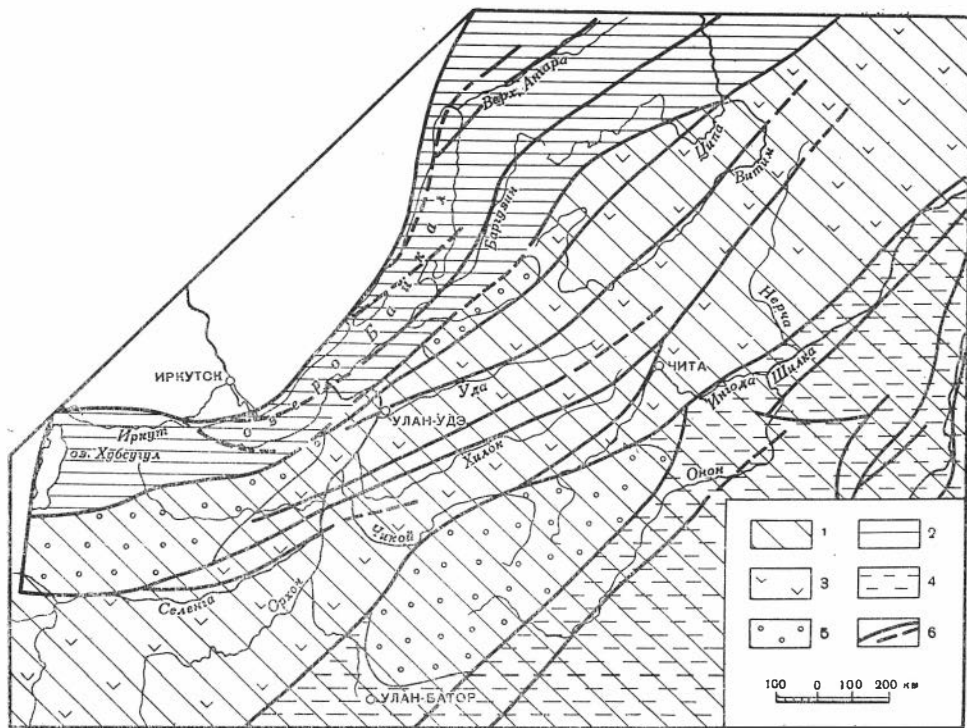


Рис. 2. Схема тектонического райопирования (мезозой, кайпозой).

1 — область мезозойской активизации; 2 — область интенсивных неотектонических сильно дифференцированных движений; 3 — область умеренных неотектонических дифференцированных движений; 4 — область слабых неотектонических дифференцированных движений; 5 — область умеренных общих поднятий; 6 — главные зоны глубинных разломов

ской, Ульдзийской, Лун-Самонской, Цзамарской, Ононской и других впадин, являющихся типичными грабенами, возникшими в зонах разломов. Многие из разломов являются глубинными и долгоживущими, часто служат границами раздела разновозрастных геологических структур.

Древнее раздробленное на блоки кристаллическое основание рассматриваемого региона не способствовало развитию пластических деформаций, особенно в более поздние геологические эпохи, а, наоборот, создавало условия для развития разрывных дислокаций, сопровождаемых образованием глыбовых структур.

Заканчивая краткий обзор мезозойского этапа развития, следует подчеркнуть, что осадочные и магматические образования этого возраста имеют сравнительно умеренное распространение в пределах Забайкалья и северо-восточной Монголии и приурочены в основном к межгорным впадинам-грабенам и их бортовым частям. По генезису мезозойские структуры Забайкалья и северо-восточной Монголии очень сходны, хотя не всегда формировались в одно и то же время.

В кайнозое в пределах Забайкалья и северо-восточной Монголии можно наметить три стадии тектонического развития.

В первой половине палеогена в Забайкалье наблюдались кратковременные локальные тектонические движения, которые привели к унаследованному развитию некоторых мезозойских структур, таких, как Хамар-Дабанский, Улан-Бургасский, Худунский и Дабхорский горсты. В смежных с ними впадинах отлагались грубые валунные и глыбовые конгломераты и брекчии с прослоями песчаников, гравелитов и алевроитов (молассовая формация). Они несогласно залегают на нижнемеловых осадках. По мере



удаления от положительных структур к центру впадин роль тонких осадков в разрезе несколько возрастает.

После раннепалеогеновой стадии наступает длительный покой или значительное замедление тектонической активности, во время которой повсеместно на территории Забайкалья и северо-восточной Монголии формировались поверхности выравнивания. В условиях выравненного рельефа при теплом и влажном климате происходит образование каолиновой коры выветривания. В центральной части западного Забайкалья период относительного тектонического покоя продолжался до начала плиоцена.

Несмотря на выравнивание рельефа в этот период все же местами сохранились слабо выраженные реликты раннекайнозойских и, возможно, мезозойских морфоструктур.

Неоген-четвертичный период для Забайкалья и северо-восточной Монголии является качественно новым этапом их развития. Он ознаменовался сильной и повсеместной активизацией тектонических движений, которые имели дифференцированный характер. В результате проявления неоген-четвертичной активизации образовались новые и оживились многие древние разломы, по которым происходили вертикальные смещения. Так, были созданы на месте донеогеновой поверхности четвертичные морфоструктуры Забайкалья и северо-восточной Монголии (горные хребты и межгорные впадины).

Рассматриваемая территория делится на четыре крупные морфоструктуры: Прибайкалье, западное Забайкалье, восточное Забайкалье и Хэнтэй-Чингисское нагорье, которые отличаются друг от друга характером морфотектонического развития и интенсивностью движений. Эти геоструктурные области ограничиваются глубинными разломами: Джида-Витимским, Монголо-Охотским, Восточно-Хэнтэйским и др. (см. рис. 2).

Прибайкалье — область интенсивных дифференцированных неотектонических движений с большим градиентами деформации (6—7 км) до неогеновой поверхности выравнивания. По данным некоторых исследователей (Флоренсов, 1960 и др.), в неогене особенно в миоцене, тектонические движения не были интенсивными, на месте байкальских впадин существовали пологие и плоские муьды. Об этом говорят довольно тонкие осадки.

Со второй половины неогена (плиоцена) интенсивность новейших движений резко возрастает, что привело к образованию впадин байкальского типа и таких высоких хребтов, как Баргузинский, Тунгусинский и др. Впадины байкальского типа ограничиваются разломами.

Для Прибайкалья характерно слабо возмущенное магнитное поле с преобладанием отрицательных аномалий. Гравитационное поле сложное и состоит в основном из интенсивно отрицательных аномалий над оз. Байкал и повышенных аномалий по его горному обрамлению. Мощность земной коры здесь составляет более 50 км.

Западное Забайкалье — область умеренных неотектонических движений с малыми градиентами деформации доплиоценовой поверхности выравнивания. В результате этих движений были созданы горные хребты и межгорные впадины. Амплитуда вертикальных смещений в Селенгинском среднегорье (юго-западная часть западного Забайкалья) составляет 600—1000 м, а в сторону Витимского плоскогорья убывает, где свод-горсты и грабен-синклинали выражены слабее, чем в пределах Селенгинского среднегорья. Земная кора западного Забайкалья, по данным Ц. Ц. Цырендоржиева (1963), имеет меньшую мощность (в среднем 46—48 км) по сравнению с Прибайкальем. Для данной области характерны сильно дифференцированные магнитные и гравитационные поля.

Такой характер геофизических полей западного Забайкалья, по-видимому, обусловлен в основном широким развитием эффузивов и интрузий различного состава и возраста и континентальных отложений в межгорных

впадинах, образовавшихся при активизации тектонических движений в мезозое, а также в неоген-четвертичную эпоху.

В восточном Забайкалье тектонические движения проявились слабо. Вертикальные смещения имеют небольшую амплитуду (300—500 м).

Хэнтэй-Чинкойское нагорье и близкие ему морфоструктуры (Джидинская, Курбинно-Туркинская горные страны) испытали интенсивные, местами умеренные поднятия общего характера. Для них характерны недоразвитость современных морфоструктур и инверсия мезозойских впадин. Они в настоящее время подняты на высоту 1600—2000 м. Эти морфоструктуры имеют повышенную мощность земной коры (более 50 км) и устойчивое отрицательное аномальное гравитационное и магнитные поля, плавно убывающие к центру поднятия.

Особенности распределения мощностей земной коры региона обусловлены неотектоническими движениями глубинного характера, следствием которых явились современные морфоструктуры.

Известно, что в Прибайкалье установлены большие амплитуды изостатических аномалий. Современные тектонические движения, по имеющимся данным, направлены на увеличение этих аномалий, что указывает на продолжающуюся перестройку структуры коры.

Неоген-четвертичные тектонические движения сопровождались неоднократным излиянием базальтов. Особенно интенсивное излияние базальтов было в Джидинской горной области, Хамар-Дабане и Витимском плоскогорье. Установлено, что в Джидинской горной стране, в Хамар-Дабане излияние базальтов происходило в четыре фазы. Более ранние фазы излияния образовали так называемые «вершинные» базальты, между которыми образовалась красноцветная кора выветривания. Первая фаза вулканизма относится к миоцену, а вторая — к плиоцену, так как красноцветная кора выветривания образовалась в верхнем миоцене, возможно, в нижнем плиоцене.

Долинными базальты изливались также в две фазы. Третья фаза является главной из долинных и проявилась в среднем эоплейстоцене (по схеме В. И. Громова, четвертая фаза — в верхнем плейстоцене).

## ЛИТЕРАТУРА

- Булмасов А. П. Магнитное и гравитационное поле Прибайкалья в связи с его сейсмичностью.— Бюлл. Совета по сейсмол. АН СССР, 1960, № 19.
- Иванов А. X. и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Комаров Ю. А., Хренов П. М. О природе мезозойской активизации Забайкалья.— Труды II съездования по металлогении Саяно-Байкальской горной области.
- Косыгин Ю. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Азии и пути ее изучения.— Геол. и геофиз., 1960, № 4.
- Косыгин Ю. А. и др. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Структуры ограничения древних платформ.— Геол. и геофиз., 1961, № 10.
- Маринов Н. А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 79.
- Обручев В. А. Древнее темя или Каледонская складчатая зона.— Труды Первого Вост.-Сиб. краевого научно-исслед. съезда, вып. I. Иркутск, 1932.
- Обручев В. А. Геология Сибири. Т. I—III. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935, 1938.
- Обручев В. А. Положение и происхождение впадин оз. Байкал.— Труды Иркутск. гос. ун-та, серия геол., 1963, 9, вып. 1—2.
- Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны.— Докл. АН СССР, 1949, 18, № 5.
- Очиров Ц. О. О разрывной тектонике Центральной Бурятии.— Труды Бурятск. кмпл. научно-исслед. ин-та СО АН СССР, сер. геол., 1964, вып. 7.
- Очиров Ц. О. О мезозойских структурах Бурятии. В кн.: «Тектоника Сибири», т. I. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.

- Очиров Ц. О., Туговик Г. И. Основные черты разрывной тектоники и ее роль в локализации мезозойских интрузий и минерализации в пределах Джилинского рудного узла.— Труды Бурятск. компл. научно-исслед. ин-та СО АН СССР, серия геол., 1962, вып. 9.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.— Труды Ин-та геол. наук СССР, серия геол., 1948, вып. 9, № 31.
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.
- Лейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
- Салоп Л. И. Байкальская складчатая область. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 3. Л., ВСЕГЕИ, 1958.
- Старченко В. В. Краткий очерк геологического строения Центрального Забайкалья.— Материалы по геол. и полезным ископ. Читинской обл., вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Тетяев М. М. К геологии и тектонике Забайкалья.— Вестник Геол. ком., 1927, 2, № 8—9.
- Тетяев М. М. Геотектоника СССР. ГОНТИ, 1938.
- Флоренсов Н. А. Некоторые вопросы тектоники Забайкалья.— Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, серия геол., 1954, вып. 1.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Фролова Н. В. Предполагаемое строение архейского фундамента юго-восточной части Восточной Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 8.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.
- Цырендоржиев Ц. Ц. Элементы тектоники Прибайкалья по геофизическим данным.— Геол. и геофиз., 1963, № 6.
- Чернов Ю. А. Тектонические разломы Удино-Витимского междуречья.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1959, вып. 2.
- Чернов Ю. А. К истории геологического развития Удино-Витимского района в нижнем палеозое (Западное Забайкалье).— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 6.
- Черский И. Д. К геологии внутренней Азии.— Труды СПб. об-ва естествоиспыт., 1886, № 17, вып. 2.
- Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., новая серия, 1932, 2, вып. 3—4.
- Шатский Н. С. К тектонике Юго-Восточного Прибайкалья.— Проблемы сов. геологии, 1933, № 2.
- Шатский Н. С. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1957.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОТЕКТОНИКИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СОВЕТСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Используя определения «морфоструктуры», данные И. П. Герасимовым (1946, 1959) и Ю. А. Мещеряковым (1965), автор уточняет это понятие: геоморфоструктуры — тектонические структуры земной коры, выраженные в современном надводном и подводном рельефе земной поверхности. Возраст геоморфоструктуры определяется временем устойчивого сохранения присущего ей главного морфогенетического типа современного рельефа. Изучение лишь новейшей (неоген-четвертичной) геологической истории гетерогенной и чрезвычайно разновозрастной структуры земной коры в южной части Советского Дальнего Востока крайне ограничило бы здесь исследования генетической природы тектонических форм земной поверхности.

Новейшие тектонические движения в развитии геоморфоструктуры рассматриваемой площади не играли решающей роли. Становление геоморфоструктуры началось здесь, как было показано автором (Худяков, 1966а, 1966б), с кембрия и продолжается вплоть до кайнозоя в условиях последовательного наращивания материковой коры за счет замкнувшихся протерозойских, палеозойских и мезозойских геосинклиналей. Последние превратились в современные горно-складчатые системы, находящиеся в различных геоморфотектонических стадиях развития.

Алданский щит в пределах описываемой территории располагается лишь своей юго-восточной окраиной. Осадочные породы среднего кембрия — среднего мезозоя в этом районе отсутствуют. Слабо развиты здесь и крупные мезозойские интрузии, являющиеся показателем тектонической активизации. Кембрийские отложения залегают почти горизонтально. Эти факты дают право И. Ю. Долгушину (1961) предполагать, что в течение среднего и большей части верхнего палеозоя, а также в нижнем мезозое поверхность Алданского щита представляла собой платообразную, невысоко приподнятую страну. Последующие геологические события существенно не изменили такой морфологии структуры, близкой к тому, что мы наблюдаем в настоящее время. Формировавшиеся к северу от Алданского щита и вдоль южной его окраины юрские бассейны седиментации (Долгушин, 1961; Ишина, 1957; Мокринский, 1957) способствовали лишь дальнейшей его планации. Верхнеюрско-нижнемеловая и кайнозойская активизация территории щита не смогла коренным образом переформировать его пологосводовую структуру.

Геоморфологический анализ площади Алданского щита позволил И. Ю. Долгушину (1961) обоснованно прийти к выводу, что здесь существует только одна поверхность выравнивания, являющаяся типичным пенеплом. Послеюрский тектогенез вызвал, по его данным, омоложение пенепла лишь по периферии района, главным образом в зонах, прилегающих к долинам рек Алдана и Тимптона.

Возраст разрывных нарушений, ограничивающих с юга и юго-востока Алданский щит от активизированной в позднеюрское-раннемеловое время зоны Становика и от Верхояно-Колымской позднемезозойской горной области, определяется, согласно данным геологов Дальневосточного геологического управления и ВАГТа, как протерозойский — мезозойский.

Верхояно-Колымское сводово-глыбовое поднятие с запада очень четко отчленяется от юго-восточной окраины Алданского щита Нельканской зоной разломов, создающих гипсометрический градиент до 500 м. В структурном отношении поднятие включает Юдомо-Майский (Преддзугджурский) прогиб и южную часть Охотского вулканического пояса. Граница между этим прогибом и вулканическим поясом проходит вдоль Улахан-Бамского разлома. Отмеченные разломы, являясь естественными границами между геоморфоструктурными элементами Верхояно-Колымского поднятия, частично контролируются позднемезозойскими гранитными интрузиями.

Верхояно-Колымское сводово-глыбовое поднятие формируется в области домезозойской складчатости. Глыбовые движения, генетически связанные с замыканием Верхояно-Колымской геосинклинали, и движения, начавшиеся здесь с середины мела (Кропоткин, 1954), были predeterminedены тремя крупнейшими зонами глубинных разломов: Нельканской, Улахан-Бамской и предполагаемой Джугджурской, вытянутых вдоль одноименных хребтов-терраантиклиналей. Эти движения и в кайнозое в самых общих чертах сохраняют тот же план в расположении областей поднятия и опускания, имеющих в целом прямые соотношения с крупными антиклинальными и синклиналиными зонами мезозойской структуры. В кайнозойское время области опускания превращаются в относительно прогибающиеся зоны, генетически и пространственно соподчиненные более интенсивно развивающимся линейным поднятиям. Превращение этих депрессий при дальнейшем их подъеме в типичные поверхности выравнивания вполне вероятно.

Южный и юго-западные фланги Верхояно-Колымского сводово-глыбового позднемезозойского поднятия постепенно, без каких-либо четко выраженных геоморфоструктурных границ сочленяются с областью позднеюрской-раннемеловой активизации Монголо-Охотского глыбового сооружения.

Монголо-Охотское глыбовое сооружение объединяет в сложную на юге Дальнего Востока геоморфоструктуру зоны архейской, протерозойской, байкальской и палеозойской складчатостей и зоны наложенных мезозойско-кайнозойских прогибов.

На севере граница глыбового сооружения проходит: сначала вдоль Становой зоны разломов (по южной окраине Чульманской впадины), затем простирание границы круто меняется на северо-восточное, вдоль предполагаемой флексуры, отчленяющей активизированную область от слабо активизированной в среднемезозойское время области архейской складчатости. Северо-восточная окраина Монголо-Охотского глыбового сооружения не имеет столь четких геоморфоструктурных границ и постепенно сочленяется с одним из слабо активизированных блоков Алданского щита. Южная и западная границы сооружения выходят за пределы рассматриваемой площади, восточная — расположена к северо-западу и западу от Туранского свода.

Становление основных геоморфоструктур этой территории произошло главным образом в позднеюрское — раннемеловое время при замыкании геосинклинали. С этой эпохой активизации домезозойских складчатых областей связаны мощные процессы гранитизации земной коры, выразившиеся во внедрении «телеорогенных» (Красный, 1962) интрузий гранитного ряда в консолидированные домезозойские структуры.

Становая система блоковых (горстовых и грабеновых) геоморфоструктур, судя по палеогеографическим построениям Н. В. Фроловой, а также И. Ю. Долгушина (1961), представляла в конце

протерозоя горноскладчатую область, располагающуюся к югу от Алданского щита. Рельеф области в этот период, видимо, весьма напоминал современный. Эта гористая площадь уже в раннем и среднем кембрии не заливалась морем. Точные границы и общий геоморфологический облик Становой зоны поднятий восстановить трудно из-за отсутствия здесь осадочных пород с впадин среднего кембрия по средней мезозой. В средней юре в зоне предстановых впадин накапливается материал, сносимый со стороны Станового хребта (Мокринский, 1957), который существовал, вероятно, в виде системы сильно разрушенных горных цепей (Ишина, 1957). С этапом позднеюрской — раннемеловой активизации и внедрения гранитных интрузий связано образование современных глыбовых структур, главным образом горстов, и возникновение, по мнению И. Ю. Долгушина (1961), складчатости в юрских Предстановых впадинах. К этому же времени относятся, по-видимому, и превращение в среднегорную область той части Алданского щита, которая располагается между зоной предстановых впадин и южной окраиной современной геоморфоструктуры Алданского щита. Многочисленные депрессионные котловины в позднем мезозое и кайнозое превращаются в деградирующие внутригорные впадины. Днища последних приподняты в настоящее время до абсолютных высот 1000—1500 м и являются разрушающимися аккумулятивно-денудационными и денудационными поверхностями выравнивания.

Янкано-Тукурингро-Джагдинская зона горстových геоморфоструктур расположена в пределах широтно ориентированного крупного блока земной коры, в общих чертах унаследованного контуры палеозойского Янкано-Тукурингро-Джагдинского антиклинория. С севера и юга блок ограничен зонами Гилюйского и Северо-Джагдинского разломов и Южно-Тукурингрокской системой разломов. Геоморфоструктурным ограничением блока служит южный борт Верхне-Зейской депрессии и ее западно-северо-западного продолжения (районы бассейнов рек Лончи, Лорбы, Геткапа, Тынды и Гилюя) и система приразломных впадин — Тунгирской, Ненюгдинской, Ольдойской, Урушанской, Эракинградской (располагающихся в бассейнах соответствующих по названию рек).

Блокская геоморфоструктура в целом симметрична, за исключением ее восточной, Джагдинской зоны, где ярко выражен ее перекося с севера на юг. В рельефе геоморфоструктура наиболее хорошо выражена в центральной части, ограниченной системой сопряженных с ней впадин. Западный и восточный фланги блока постепенно переходят в Забайкальскую и Сихотэ-Алиньскую системы геоморфоструктур. Для западного фланга характерны типичные терраантиклинали, выраженные в виде хребтов: Западного Ляндора, Урушанского, Китем-Уишкала, Джелтулинского Становика и Янкана. Сложены терраантиклинали в основном верхнеюрско-нижнемеловыми гранитными интрузиями. Так же как и в пределах Становой зоны поднятий, эти локальные геоморфоструктуры развиваются без сопряженных с ними внутригорных прогибов.

Начало образования западной части Янкано-Тукурингрокско-Джагдинского горста приходится, по-видимому, на конец поздней юры — начало раннего мела, когда происходило внедрение в протерозойско-палеозойское складчатое сооружение соответствующих по возрасту гранитных интрузий. По данным В. С. Волхонина, З. Н. Лишнева и П. П. Степанова (1964), к этому же времени относится образование Верхне-Зейской и Амуро-Зейской впадин, сопровождавшееся расколами фундамента и излияниями эффузивов.

Весьма неопределенным пока является вопрос о времени заложения Тукурингро-Джагдинской части горстовой геоморфоструктуры. Необходима целенаправленная и очень тщательная палеогеографическая интерпретация разрезов мезозойско-кайнозойских отложений Верхне-Зейской и северной части Амуро-Зейской впадин. Судя по вовлечению в горстовое поднятие Срединно-Тукурингрокского прогиба, выполненного отложениями

верхнего триаса, верхней юры и нижнего мела, начало формирования этого горста относится к концу раннего мела — началу позднего мела. Косвенным указанием на это служит изливание нижнемеловых эффузивов вдоль разлома, обрамляющего с юга хр. Тукурингра (районы верховьев рек Гармакан и Тында).

Верхне-Амурский прогиб является своеобразной редуцированной геоморфоструктурой, пространственно унаследовавшей контуры среднепалеозойского (Нагибина, 1963) Верхне-Амурского синклинория. Произошло ли превращение синклинория в зону поднятия и размыва после замыкания палеозойской геосинклинали, не совсем ясно. Судя по бывшим здесь узким заливам триасовых, ранне- и среднеюрских морей (Нагибина, 1963), эта зона продолжала оставаться прогнутой до эпохи позднеюрско-раннемеловой активизации. По-видимому, уже в раннемеловое время прогиб превратился в область денудации, относительно опущенную по сравнению с Янкан-Тукурингро-Джагдинским и Приаргунским (за пределами площади исследований) поднятиями. Гонжинский выступ, расположенный в этой относительно опущенной зоне, является, по мнению автора, аналогом Ханкайского массива и в современном рельефе также не выражен.

Уруша-Ольдойская, Верхне-Урканская, Тындлинская приразломные впадины имеют, по-видимому, ту же генетическую природу, что и Пристановые юрские впадины. Как та, так и другая система впадин, по мнению автора, является своеобразным аналогом предгорных прогибов и фиксирует границы активизированных блоков с разновозрастной складчатой структурой. Все эти впадины, овально вытянутые вдоль Южно- и Северо-Джагдинской системы разломов и Южно-Тукурингрского разлома, представляют собой грабен-синклинали, выполненные полого залегающими континентальными позднемезозойскими и кайнозойскими отложениями. Несколькo асимметричное строение впадин, фиксирующееся по большему (до  $10-15^\circ$ ) углам наклона и мощностям отложений вдоль северных бортов впадин, свидетельствует о сопряженности их развития с поднятиями Янкан-Тукурингрской части горста.

Амуро-Зейская впадина возникла, как полагают В. С. Волховин, Э. Н. Лишнеvский, П. П. Стеланов (1964), М. С. Нагибина (1963) и другие, на месте сводовой структуры с палеозойской складчатостью. Поднятие свода в течение поздней юры — раннего мела сменилось крупными блоковыми опусканиями, сопровождавшимися расколами фундамента и излияниями эффузивов. По характеру развития она принадлежит к типу «диваструктур» (Васильев, 1958; Масайтис и др., 1963; Мирчинк, 1940; Нагибина, 1963 и др.).

Зейско-Буреинская впадина в современных своих контурах сформировалась неодновременно. Максимальное прогибание впадины приходится на позднеюрское — раннемеловое время, когда формировалась мощная (до 1600 м) толща так называемого среднего структурного яруса. В позднем мелу прогибание впадины резко замедлилось, а в палеоцене — эоцене, видимо, прекратилось (Бурилина, 1965 и др.). С олигоцена и до нижнечетвертичного времени площадь Зейско-Буреинской впадины увеличивается за счет вовлечения в прогибание смежной поверхности денудационного выравнивания.

Наиболее устойчиво прогибался Нижне-Зейский участок, где накопились мощные (до 3000 м, по геофизическим данным Э. Н. Лишнеvского) толщи верхнеюрских — кайнозойских континентальных отложений. Амуро-Зейский участок впадины испытывал погружение главным образом в позднеюрское — раннемеловое время (Волховин и др., 1964). Геоморфоструктурно хорошо выраженный на севере впадины Пиканский прогиб формировался с позднеюрского — раннемелового времени по кайнозой включительно. Южная часть Амуро-Мамынского выступа, разделяющего Средне- и Нижне-Зейские участки впадины, испытала погружение в па-

люгоеновое — неогеновое время. В современных контурах Амуру-Мамлинский выступ сформировался в плиоцене, о чем свидетельствует площадное распространение отложений белогорской свиты, окаймляющих его вдоль западных, южных и восточных склонов. В течение юры — раннего мела выступ представлял приподнятую зону относительно более прогибающихся Средне- и Нижне-Зейской впадин. Северо-восточный участок Нижне-Зейской впадины, выполненной отложениями белогорской свиты, возник в плиоценовое — раннечетвертичное время.

В наиболее погруженных участках Амуру-Зейской впадины (Пиканском и Нижне-Зейском) кровля фундамента буровыми скважинами не вскрыта. Можно предполагать наличие здесь морских нижнемезозойских толщ и возможную непрерывность геологического разреза. В этом случае рассматриваемая впадина будет не наложенной, а остаточной геосинклинальной, так же как Нижне- и Верхне-Амурская, Удская и Суйфунская.

Верхне-Зейская впадина, согласно построениям М. С. Нагибиной (1963) существует как отрицательная морфоструктура с поздней юры — раннего мела. Мощность резко асимметричной впадины, выполненной близ Северо-Джагдинского разлома грубообломочными и вулканогенно-осадочными континентальными верхнеюрскими — нижнемеловыми отложениями, составляет около 4 км; общее моноклиналиное падение мезокайнозойских толщ северо-северо-восточное; угол падения становится круче по направлению от центра впадины ( $10-15^\circ$ ) к ее периферии ( $50-70$ ). Все эти факты свидетельствуют о существовании в то время к югу от Верхне-Зейской впадины горного поднятия.

Наиболее интенсивные прогибания впадины, сопровождавшиеся по ее окраинам андезитовым вулканизмом, произошли в позднеюрское — раннемеловое время. К этому же периоду, вероятно, относится и максимальное поднятие Тукурингро-Джагдинского горста, оформившегося как современная геоморфоструктура к позднемеловой эпохе. В течение позднего мела и кайнозоя прогибание при значительно уменьшившейся его интенсивности распространилось на восток и запад-северо-запад. Явление это вполне аналогично отмеченному выше для Амуру-Зейской впадины. Западно-северо-западное продолжение впадины довольно четко намечается депрессионной зоной островных гор, мелкосопочника и слабо расчлененного низкогогорья в бассейнах рек Брянты, Тынды и Ларбы. Эта зона представляет, по-видимому, развивающуюся впадину с денудационным днищем.

По происхождению Верхне-Зейская впадина является довольно типичной приразломно-межгорной морфоструктурой. Ее возникновение связано с позднеюрской раннемеловой активизацией домезозойских складчатых сооружений. Заложение ее в пограничной зоне между областями палеозойских (с юга) и протерозойско-байкальской (с севера) складчатости не является случайным. По существу все крупные системы депрессионных геоморфоструктур южной и центральной частей Дальнего Востока (Верхне-Зейская — Удская, Ханькоуская — Хабейская — Сунляо — Амуру-Зейская, Средне-Амурская — Амуру-Амгунская, Удиль-Кизинская, Байкальская-Ангарская — Муйская — Чарская — Чульманская — Альгаминская, Амуру-Уссурийская, Гобийская система впадин) располагаются в пограничных зонах между областями разновозрастной складчатости или между крупнейшими геоморфоструктурно разновозрастными сложными горстами Азиатского свода.

Удская впадина расположена в зоне длительно развивающегося прогиба (с сатура; Нагибина, 1963). По всей вероятности, прогиб является геосинклиналью, в которой процесс инверсии не завершился полной перестройкой структурного плана.

Континентальный режим во впадине начался в конце поздней юры — начале мела и так же, как для Верхне-Зейской и Зейско-Буреинской впадин, совпадает со временем активизации домезозойских складчатых струк-



тур. По-видимому, уже в раннем мелу контуры впадины были очень близки к современным. Распространение пресноводно-континентальных угленосных отложений нижнего мела строго ограничено бортами впадины.

Отсутствие в настоящее время сколько-нибудь подробных сведений о верхнемеловых и кайнозойских отложениях Удской впадины не позволяет рассмотреть ее геоморфологическую историю за это время.

Туранский свод в современных геоморфоструктурных контурах на западе ограничен Амуро-Зейской впадиной; на севере — переклиньяло Джагдинского поднятия; на востоке и юго-востоке — позднемезозойскими Сихотэ-Алиньскими геоморфоструктурами, возникшими при переработке южной и восточной частей Буренского массива.

Являясь областью длительной (начиная с кембрия, по мнению Ициксона, 1964) денудации и сравнительно слабой тектонической активизации в позднем мезозое, Туранский свод к настоящему времени представлен сильно сниженной геоморфоструктурой, ограниченной с юго-востока и востока системой хорошо выраженных в современном рельефе разломов.

Длительное существование Туранского свода как положительной геоморфоструктуры и области размыва, вероятно, обусловлено неоднократно (в раннем и позднем палеозое, раннем мезозое по Ициксону, 1964) внедрениями гранитных интрузий. Внедрение позднемезозойских магматических расплавов отмечено для южной половины Туранского свода верхнемеловыми эффузивами (порфиритами, кварцевыми порфирами и их туфами). В это время, по данным Ю. Ф. Чемякова, сформировались современные очертания хр. Турана, намечающего осевое положение Туранского свода.

Сихотэ-Алиньское глыбовое сооружение четко подразделяется на три основных геоморфоструктурных блока: Хингано-Ям-Алиньское и Сихотэ-Алиньское поднятия и разделяющую их систему Средне- и Нижне-Амурских впадин.

Хингано-Ям-Алиньское сводово-глыбовое поднятие состоит из многочисленных геоморфоструктурных антиклиналей. В ядрах антиклиналей обнажаются, как правило, линейно вытянутые гранитные верхнемеловые интрузивы, образующие многочисленные горные хребты. Окаймляющие их межгорные впадины с некомпенсированным осадконакоплением или имеют синклинальное строение, или же являются грабенами.

Так же как и Верхояно-Колымское сводово-глыбовое поднятие, Хингано-Ям-Алиньская положительная геоморфоструктура сформировалась при переработке глыбовыми движениями более древней складчатой области в позднемезозойское время. В Баджальском, Огоджинском и Хинганском прогибах, образование которых было синхронно процессам орогенной активизации восточной окраины Буренского массива, накопилась континентальная осадочно-вулканогенная толща ниже- и верхнемеловых отложений мощностью до 3500 м. В кайнозойское время эти прогибы были вовлечены в поднятие и превратились в зоны денудации. Реликтов поверхности преднеогенового выравнивания, предполагаемой здесь отдельными исследователями, автор не обнаружил.

Сихотэ-Алиньское сводово-глыбовое поднятие с системой внутрисводных впадин (деградирующих и развивающихся) формируется в целом с позднего мезозоя, когда в развивающихся вплоть до настоящего времени Суйфуно-Ханкайском, Сучано-Кангаузском и Даубинском прогибах накапливались мощные (до 5000 м) континентальные, преимущественно осадочные толщи. Эти прогибы, судя по почти непрерывному разрезу позднепалеозойских и ранне-среднемезозойских морских отложений и позднемезозойских и кайнозойских континентальных отложений в зонах устойчивого осадконакопления, являются остаточными геосинклинальными. Поверхности предверхнемиоценового и плиоценового выравнивания были развиты по окраинам горных массивов, в зоне их сочленения с межгорными впадинами (Никонова, 1965).

Средне- и Нижне-Амурские впадины существовали как крупные межгорные депрессии с устойчивым континентальным осадконакоплением в олигоценовое и неогеновое время, когда, по данным В. Г. Варнавского, накопились осадки мощностью до 2500 м. Эти впадины, по мнению автора, формировались и в позднемезозойское время в виде более узких и сложных (по сравнению с современной их формой) межгорных депрессий с довольно интенсивным накоплением вулканогенно-терригенных и вулканогенных толщ мощностью до 3000—3500 м. При этом Нижне-Амурская крупная впадина пространственно расположена в зоне позднепалеозойского, ранне- и среднемезозойского геосинклинального прогиба.

Судя по распределению мощностей континентальных мезозойско-кайнозойских отложений на рассматриваемой территории, максимальная контрастность орогенических движений земной коры со временем смещалась с запада и северо-запада на восток и юго-восток. Этот процесс обусловлен перемещением в таком же направлении зон магматической активизации и горообразования.

Накопление верхнеюрских — нижнемеловых континентальных отложений общей мощностью в 3000—3500 м в Верхне-Амурском, Амуро-Зейском, Буреинском и Верхне-Зейском прогибах и среднеюрских нижнемеловых угленосных образований (до 1500 м) в Предстановых впадинах знаменует юрско-раннемеловую активизацию в допалеозойских и палеозойских складчатых областях. Орогенной активизации подверглись главным образом зоны существовавших в то время горных массивов (южная и юго-восточная окраины Алданского щита, Становая геантиклинальная зона и Буреинский массив), разделявших морские внутриконтинентальные бассейны. В пределах горных массивов широко развиты интрузивные гранитоидные комплексы. М. Г. Золотовым (1965) и М. В. Чеботаревым отмечается явная приуроченность основных и средних вулканогенных пород к юрско-нижнемеловым прогибам и их окраинным частям. Отмеченная активизация консолидированных участков земной коры в пределах южной и юго-восточной окраин Алданского щита и Монголо-Охотской орогенной зоны синхронна и, по-видимому, генетически связана с формированием позднеюрской — раннемеловой Верхояно-Чукотской горноскладчатой системы на месте бывшей геосинклинали. Подобным же образом синхронны и генетически связаны между собой процессы активизации восточной окраины Буреинского массива (формирующие здесь Хингано-Ям-Алиньскую горную систему) и замыкания Сихотэ-Алиньской геосинклинали в позднемезозойское время.

Весьма характерно, что в областях позднеюрской — раннемеловой активизации не отмечается ни значительных мощностей позднемезозойских — кайнозойских вулканогенно-терригенных комплексов, ни соответствующего по возрасту интенсивного магматизма. И то, и другое присуще главным образом складчатым сооружениям, испытавшим основную фазу активизации в позднем мезозое (например, Хингано-Ям-Алиньская горная область с деградировавшими внутригорными прогибами), или горноскладчатым зонам, где происходит постепенная смена геосинклинального режима орогенным (Сихотэ-Алинь). Наиболее интенсивное горообразование и формирование межгорных депрессий происходило здесь главным образом в позднемеловое и палеогеновое время. Об этом свидетельствуют значительные мощности вулканогенно-осадочных толщ (верхнемеловых до 2700—3500 м и палеогеновых до 2000 м) и обширные площади, занятые верхнемеловыми и раннемеловыми магматическими комплексами. При этом каких-либо длительных перерывов в зонах устойчивого накопления толщ (Суйфуно-Хангайской, Кангаузской, Средне- и Нижне-Амурской), а следовательно, и длительных перерывов в формировании горного обрамления впадин не происходило. Об этом же свидетельствует и непрерывное в целом накопление вулканогенных верхнемеловых, палеогеновых, эоценовых, олигоценовых и миоценовых толщ в Центральном Сихотэ-Алине.

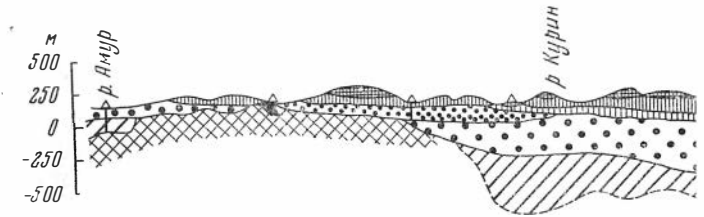


Рис. 1. Геологический разрез через Амуро-Зейскую впадину

1 — породы фундамента; 2 — томская свита верхнеюрского-нижне-верхнемелового возраста (глины, алевролиты, песчаники, алевролиты, глины, бурый уголь); 3 — бузулинская свита олигоценской свиты миоценового возраста (пески, глины, бурый уголь); 4 — лежневская свита миоценового возраста (пески, глины, бурый уголь); 5 — коры выветривания; 6 — буровые скважины

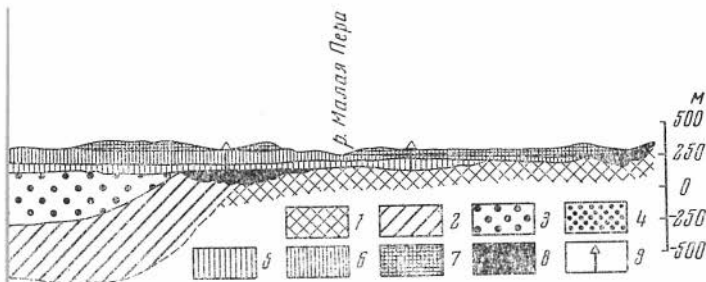
Начиная с палеогена вплоть до антропогена область позднеюрской — раннемеловой активизации, за исключением хр. Тукурингра, уже не испытывала столь контрастных и интенсивных тектонических движений, как ранее. Режим движений, магматизм и темпы осадконакопления в целом были сравнительно стабильны и, по мнению автора, характеризовали значительно более слабое горообразование, чем в пределах территорий позднемезозойской активизации и складчатости.

Начиная с позднего миоцена и до антропогена включительно на территории позднемезозойской активизации и складчатости уменьшается интенсивность осадконакопления магматизма, а следовательно, горообразования прогибания впадин.

Судя по мощностям плиоценовых (не свыше 200 м, в среднем же 100—150 м) и четвертичных (в среднем не свыше 40—50 м) отложений, по относительно слабому магматизму в горных районах и весьма близким условиям эволюции водораздельных склонов, геолого-геоморфологический режим развития основных геоморфоструктурных зон всей рассматриваемой территории в плиоцене и антропогене был более сходным, чем в мезозое и раннем кайнозое. Различные условия формирования геоморфоструктур были в позднем мезозое.

Таким образом, в пределах южной части Советского Дальнего Востока выделить качественно новый, новейший (неоген-четвертичный) тектонический этап в развитии рельефа (в том числе и тектонически обусловленных геоморфоструктурных его форм) не представляется возможным. Становление здесь основных геоморфоструктурных единиц (впадин и горных сооружений) в различных по возрасту складчатых зонах было неодновременным. В областях домезозойской складчатости формирование геоморфоструктур связано в основном с верхнеюрской — нижнемеловой и верхнемеловой активизацией региональных участков земной коры; в пределах позднемезозойской складчатой системы (Сихотэ-Алинь) — с замыканием геосинклинали.

Сплошного денудационного выравнивания рассматриваемой территории в позднекайнозойское время не происходило. Это положение доказывается прежде всего относительно малыми значениями позднекайнозойских денудационных срезов, приуроченностью кайнозойского магматизма к области позднемезозойской геосинклинальной складчатости, чрезвычайно слабой интенсивностью позднекайнозойского осадконакопления. Одновысотная ярусность горных систем в пределах низко-, средне- и высокогорья, принимаемая многими исследователями за поярусные разновозрастные денудационные срезы (реликты поверхностей выравнивания), является в большинстве случаев или геоморфоструктурно обусловленной, или же



С. Щербакову).

ого возраста (эффузивно-осадочные породы); 3 — завитинская свита — цагалнская свита верхнемелового возраста (пески, песчаники, ценового возраста (алевролиты, глина, бурый уголь); 6 — сазангорская свита плиоцен-нижнечетвертичного возраста (пески, га-

генетически связанной с развитием взаимосопряженных системы тальвеговых и водораздельных линий в условиях длительного и однонаправленного продольного эрозионного расчленения сводово-глыбовой горной системы.

В областях допалеозойской и палеозойской складчатости юга Дальнего Востока главнейшие эпохи выравнивания и формирования наиболее глубоких денудационных срезов предшествовали позднеюрской — раннемеловой и позднемеловой активизации. Доказательством этого служит погребение выравненной поверхности под морскими или континентальными осадками (морскими юрскими в пределах юго-восточной окраины Сибирской платформы и морскими нижнемеловыми в пределах Торомского прогиба) и выработка поверхностей угловых несогласий между различными структурными ярусами. После эпохи активизации наступает эпоха выравнивания горного рельефа, продолжающаяся вплоть до антропогена. Процессы выравнивания здесь прогрессивно развиваются от крупных межгорных впадин к горным сооружениям. Общий характер гипсометрических соотношений между рельефом впадин и горных сооружений в целом все же сохраняется до настоящего времени.

В области позднемезозойской складчатости (Сихотэ-Алинь) зоны выравнивания горного рельефа являются также локальными и приурочены в основном к окраинам развивающихся впадин. Поверхности выравнивания являются здесь разновозрастными (от раннекайнозойских и вплоть до антропогеновых) и характеризуются в большинстве случаев наложенным гипсометрическим спектром.

Как видно, своеобразным генератором процессов выравнивания горной страны являются развивающиеся межгорные впадины. Происходит разрастание площади впадин с постепенным уменьшением амплитуды прогибания (рис. 1). Длительное выравнивание окраин горных сооружений до уровня основного для них местного базиса денудации — аккумулятивной поверхности межгорных депрессий — приводит, по-видимому, к выравниванию мощностей земной коры в зоне сочленения впадин и гор. В гравитационном поле это отражается в постепенном уменьшении градиентов силы тяжести для зоны наибольшего выравнивания и приближения их величины к значениям силы тяжести впадин. Подобные широко развитые зоны изостатического выравнивания гравитационных полей характерны, например, для окраин Амура-Зейской, Нижне- и Средне-Амурской и Уссури-Ханкайской депрессий, где длительно (в течение многих десятков миллионов лет) и в целом прогрессивно развиваются процессы денудационного выравнивания окраин горных сооружений.

Рассчитанные Э. Н. Лишневым в 1963 г. мощности земной коры в пределах Средне-Амурской впадины (32 км), Баджалского и Буреинского

хребтов (42 км) можно использовать для определения тенденции смещения здесь коры в сторону более равновесного положения или удаления от него. Это определение основано на решении (по Гзовскому, 1964) эмпирического уравнения:  $h = k \cdot m - 6$ , где  $m$  — мощность земной коры в километрах,  $h$  — высота верхней поверхности коры в километрах,  $k$  — безразмерный коэффициент, равный величине от 0,15 до 0,20.

Приближение к равновесному положению происходит, если земная кора поднимается в районах, где по мнению М. В. Гзовского,  $h < k \cdot m - 6$ . Система Баджальского и Буреинского хребтов в течение кайнозоя, вероятнее всего, испытывала поднятия. Подставляя в уравнение соответствующие цифровые значения, получим:  $2 < 0,15 (42 - 6)$ , т. е.  $2 < 5, 4$ . Таким образом поднятие этих хребтов отражает здесь направленное развитие изостатического равновесия.

Опускание коры в пределах Средне-Амурской впадины в течение кайнозоя приводит к нарушению изостатического равновесия, так как здесь  $h < k \cdot m - 6$ , т. е.  $(0,1 \sim 0,2) < 0,15 \times (32 - 6)$ , т. е.  $0,2 < 3,9$ . По-видимому, прогрессирующее замедление темпов погружения Средне-Амурской впадины с конца палеогена и по антропоген включительно, выраженное в соответствующем уменьшении скорости осадконакопления, отражает тенденцию к восстановлению изостатического равновесия. Время нарушения этого равновесного состояния пока неясно. Возможно, что оно особенно ярко проявилось при интенсивном формировании Хингано-Ям-Алиньской и Сихотэ-Алиньской горных систем в позднем мезозое — раннем кайнозое. Вследствие приближения к изостатически равновесному положению блоков земной коры в зоне сочленения Средне-Амурской впадины и окружающих ее гор (и уменьшению поэтому амплитуды прогибания впадины) уровень аккумуляции осадков с конца палеогена и до антропогена включительно здесь относительно повышается, и окраины впадины «наползают» на горное обрамление, погребая под осадочным чехлом денудационно выравненную поверхность.

В пределах всех депрессионных геоморфоструктур континентальной части юга Дальнего Востока, независимо от их происхождения (наложенные или остаточно-геосинклинальные прогибы), после максимального накопления терригенных толщ происходит уменьшение амплитуды прогибания земной коры и ослабление интенсивности осадконакопления. В результате этого процесса поверхность осадконакопления в остаточно-геосинклинальных прогибах (Верхне-Амурском, Удском, северо-восточной части Средне-Амурского, Нижне-Амурском и др.) поднимается от уровня, близкого к геoidу (при морской седиментации), к уровню континентальной аккумуляции и денудации. Геоморфологически поверхность осадконакопления эволюционирует в данном случае от морской подводной равнины к континентально-морской и континентальной. В наложенных прогибах (система представовых впадин, Верхне-Зейская, Нижне-, Средне- и Верхне-Бикинская, Ян-Муть-Хоузская, Тадушинская и другие впадины) поверхность континентальной седиментации геоморфологически эволюционирует к поверхности субаэральной денудации.

Конечным для всех впадин процессом геоморфоструктурной эволюции является превращение их в гипсометрически различно приподнятые равнины. По-видимому, такие равнины в условиях континента представляют изостатически наиболее уравновешенные системы с равномерно распределенной средней мощностью земной коры. Изостатический подъем неактивизированных горно-складчатых сооружений, обрамляющих равнины, способствует при длительной денудации уменьшению в их пределах мощности земной коры до значительного уменьшения объема «корней гор». Денудационная поверхность выравнивания, развивающаяся на месте такой горной страны, частично, а нередко и в значительной своей части (например, при формировании Амуро-Зейской, Западно-Сибирской и им

подобных впадин) перекрывается породами, выполняющими впадины, которые увеличивают свою площадь. Процесс этот чрезвычайно длительный. Подобные впадины служат своеобразным генератором процессов погружения земной коры и вовлечения в зону погружения через систему разновозрастных и наложенных поверхностей выравнивания окраин щитов и утративших свою активность орогенов. При активизации орогенов поверхности выравнивания вовлекаются в поднятие развивающейся горной страны (кайнозойские горные сооружения Средней Азии, южная окраина Алданского щита и Становик в верхнеюрское — нижнемеловое время, восточная окраина Буреинского массива в позднем мезозое).

В результате рассмотренной геоморфоструктурной эволюции генетически сопряженных друг с другом горных сооружений и впадин формируется гетерогенный фундамент плит. При этом глубоко опущенные участки грабенов с выполняющими их осадочными и вулканогенными толщами в структуре разрушенной горной страны могут быть значительно ниже уровня предельной (до поверхности впадины) денудации гор. Погребение таких частей грабенов под осадками платформенного чехла создает иллюзию обрушенного (по Корешкову, 1960 и др.) горного свода. Это обрушение объясняется чаще всего (Васильев, 1958; Волхонин и др., 1964; Масайтис, 1963; Мирчинк, 1940; Нагибина, 1963, и др.) базификацией земной коры, в результате которой создается новый тип ее структур — «дивавпадины». Грубообломочные осадочно-вулканогенные толщи, выполняющие грабены, формировались, по мнению автора, в условиях сложно дислоцированной структуры глыбовых гор. Их включение во второй, промежуточный структурный этаж плит вполне оправданно. Однако прерывистое их залегание под осадками более сплошного по площади распространения верхнего структурного этажа плит целесообразней рассматривать не как признак обрушения горного свода с образованием на его месте впадины, а вероятнее всего, как следствие постепенного погружения под осадочный платформенный чехол поверхности глубокого денудационного среза глыбовых гор.

Геоморфотектоническая эволюция горно-складчатых сооружений к платформенным равнинам обусловлена, по-видимому, изостатическим выравниванием гравитационной фигуры Земли, нарушенной при орогенических процессах. Одной из форм нарушения изостатического равновесия блоков земной коры является периодическая активизация орогенических процессов в подвижных поясах Земли. Эти движения земной коры названы М. В. Гзовским (1964) антиизостатическими. Геоморфологическим их следствием является возрождение в пределах и вблизи подвижных поясов горных сооружений. В пределах южной части Советского Дальнего Востока почти все горные сооружения (вероятно, за исключением центральной и восточной частей Сихотэ-Алиня) были созданы при процессах орогенической активизации в позднеюрское — ранненижнемеловое, позднемеловое и позднепалеогеновое время. Причем для каждого из крупных блоков земной коры активизация была в основном однократной. Эта закономерность в какой-то степени объясняет отсутствие в пределах активизированных горных сооружений юга Дальнего Востока лестницы поверхностей денудационного выравнивания. Наличие системы поверхностей выравнивания указывало бы в противном случае на неоднократный прерывистый подъем гор и, возможно, на полициклическую мезо-кайнозойскую минерализацию развитых здесь складчатых комплексов горных пород.

Автором в порядке обсуждения предлагается следующая схема генетической последовательности развития геоморфоструктур земной коры:

Океанические впадины → геосинклинали → первичной генерации (подводные океанические горные хребты вулканического происхождения) → геосинклинальная система (подводные и надводные вулканические горные хребты — геосинклинальные гря-

ды с ограничивающими их глубоководными геосинклинальными впадинами) → геоантиклинальная система (горно-складчатая область с внутригорными наложенными и межгорными наложенными и остаточного геосинклинальными впадинами; низкогорная и денудационно-равнинная область щитов; активизированные горно-складчатые сооружения с наложенными внутригорными и межгорными впадинами) → платформенные континентальные впадины — равнины с денудационно-аккумулятивным рельефом.

Эта схема является дополненным геоморфоструктурным вариантом схемы тектонического развития земной коры по Н. П. Васильковскому (1964).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бурилина Л. В. Литологическая характеристика и условия образования кайнозойских отложений Амуру-Зейской депрессии.— Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1965.
- Васильев В. Г. О методике определения возраста платформ.— Геол. нефти, 1958, № 3.
- Васильковский Н. П. К проблеме развития земной коры. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 4. М., изд-во «Наука», 1964.
- Волховин В. С., Лишневский Э. Н., Степанов П. П. Глубинное строение Зейско-Буреинской депрессии по геолого-геофизическим данным.— Изв. высших учебных заведений, геол. и разведка, 1964, № 7.
- Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР.— Проблемы физ. геогр., 1946, 12.
- Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение.— М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Гзовский М. В. Тектонофизическое сопоставление новейших тектонических движений с сейсмичностью, гравитационными аномалиями, магматизмом и глубинными процессами в пределах СССР. В сб.: «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., изд-во «Наука», 1964.
- Долгушин И. Ю. Геоморфология западной части Алданского нагорья. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Золотов М. Г. Связь золотого оруденения с магматическими породами среднего состава мезозойских и кайнозойских вулканических зон материковой части Дальнего Востока.— Сов. геология, 1965, № 7.
- Ициксон Г. В. Связь гранитизации в межгеосинклинальных поднятиях с движениями в геосинклинальных прогибах (на примере Буреинского массива).— Геол. и геофиз., 1964, № 3.
- Ишина Т. А. Стратиграфия юрских отложений Южно-Якутской угленосной площади.— В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Л., 1957.
- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгостехиздат, 1960.
- Красный Л. И. Основные вопросы тектоники центральной части Дальнего Востока. В сб.: «Тектоника Сибири», т. I. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока.— В сб.: «Вопросы геологии Азии», т. I. М., изд-во АН СССР, 1954.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии (третий структурный элемент континентальной земной коры — дива).— Труды ВСЕГЕИ, 1963, 85, 1963.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., изд-во «Наука», 1965.
- Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1940, 18 (3—4).
- Мокринский В. В. Южно-Якутская угленосная площадь и ее перспективы.— Труды Лабор. геол. угля, 1957, вып. 7.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 79.
- Никонова Р. И. Поверхности выравнивания в рельефе Южного Приморья.— Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1965.
- Худяков Г. И. О морфоструктурном районировании южной части Советского Дальнего Востока.— Материалы совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. (V пленум геоморфол. комисс., апрель, 1965 г.). Новосибирск, 1966а.
- Худяков Г. И. Об основных принципах геоморфологического картирования в южной части Советского Дальнего Востока.— В сб.: «Вопросы морфотектоники и геоморфологии юга Дальнего Востока». Владивосток, Примиздат, 1966б.

И. О. МУРДМАА

## О СВЯЗИ МОРСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ В СОВРЕМЕННЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В результате морских геологических, геофизических и геоморфологических исследований, проведенных в основном советскими исследователями в течение послевоенных лет, установлено, что переходная зона от материка Азии к Тихому океану обладает многими закономерными чертами тектонического строения, выдержанными в общих чертах на всем ее протяжении. Речь идет о крупных тектонических структурах, выраженных в виде закономерно построенного комплекса форм подводного и надводного макрорельефа (морфоструктур) с вписанными в него поясами вулканизма, повышенной сейсмичности и дизъюнктивными нарушениями второго порядка. Являясь отражением глубинных процессов, протекающих в недрах мантии, этот комплекс прослеживается с удивительным постоянством по простираению всей переходной зоны, как бы пренебрегая различиями в геологическом строении земной коры в разных ее звеньях. Разумеется, здесь неправильно говорить о тождестве тектонического строения или рельефа. Однако единство общих тенденций развития, по-видимому, не вызывает сомнений.

Переходная зона с названным комплексом морфоструктур, включающим островную дугу (обычно двойную), окаймленную со стороны океана глубоководным желобом, а со стороны материка — котловиной окраинного моря, представляет собой (как это теперь признается почти всеми) современную геосинклинальную область. Она располагается между материковой платформой, край которой погружен под уровень моря (шельф и материковый склон), и океанической платформой, на границе которой с переходной зоной протягивается краевой океанический вал, очевидно, генетически связанный со структурами геосинклинальной области. Морфология и строение всех этих морфоструктур описаны в специальных работах (Удинцев, 1960, а, б, 1961 и др.). Задача данной работы — проследить связь современных процессов морского осадконакопления и распределения фаций с морфоструктурным комплексом геосинклинального пояса на примере наиболее детально изученных его звеньев — дальневосточных морей.

Многолетние исследования донных отложений в дальневосточных морях, выполненные в основном Институтом океанологии АН СССР, дают для этого богатый материал. Используя этот материал, в основном уже опубликованный, а также полученные одновременно с ним океанографические данные<sup>1</sup>, по которым можно судить о важнейших особенностях

<sup>1</sup> В списке литературы приводятся лишь отдельные работы, опубликованные по данной проблеме.



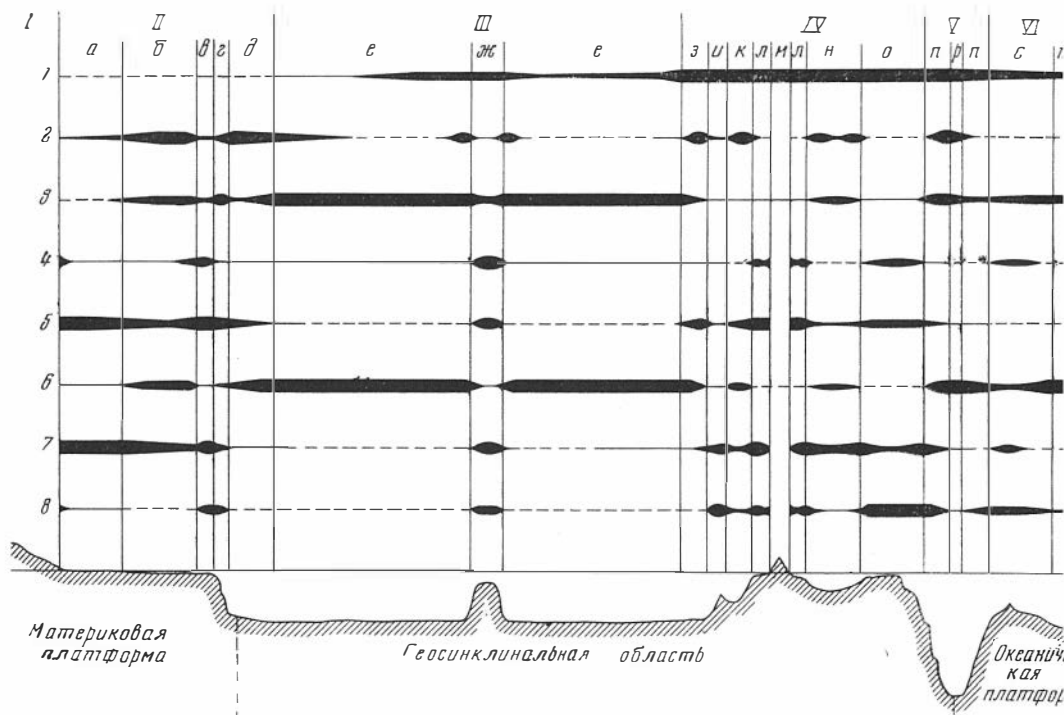


Рис. 1. Схематический фациальный профиль современной геосинклинальной области (вкрест простирания главных структурных линий).

Основные фациальные области и зоны: I — материковая суша (континентальные фации); II — край материка, залитый морем (эпиконтинентальные фации): а — волновое поле, б — нижний шельф, в — край шельфа, г — уступ материкового склона, д — подножие материкового склона (аккумулятивный шлейф); III — котловина окраинного моря (субокеанические фации): е — дно котловины, ж — подводный хребет; IV — островная дуга: з — подножие склона (аккумулятивный шлейф), и — подводные вулканы, к — седловины и ложбины на склоне, л — островные шельфы; м — острова, н — межгорный продольный желоб, о — подводный хребет внешней дуги; V — глубоководный океанический желоб (ультраабиссальные фации): п — склоны желоба, р — дно желоба (аккумулятивная равнина); VI — периферия ложа Тихого океана (периферические океанические фации): с — краевой вал, т — океаническая котловина. Фациальные признаки (увеличение толщины линии обозначает относительное увеличение величины данной характеристики):

1 — вулканогенный материал в песчано-алевритовых фракциях осадков; 2 — органический углерод в осадках; 3 —  $\text{SiO}_2$  аморфн в осадках; 4 —  $\text{CaCO}_3$  в осадках; 5 — биомасса бентоса; 6 — пелитовая фракция (< 0,01 мм) в осадках; 7 — песчаная фракция (0,1—1 мм) в осадках; 8 — частота встречаемости выходов коренных пород дна

фациальных условий осадконакопления, автор сделал попытку выявить из числа множества закономерностей те, которые так или иначе зависят от тектонической структуры геосинклинальной области, т. е. могут служить основой для выявления фациальной зональности, обусловленной тектоническими факторами. При этом другие факторы, в первую очередь климатический, мы постарались исключить из рассмотрения (так сказать, «вынести за скобки»).

Для иллюстрации закономерностей размещения важнейших фациальных обстановок на типичных морфоструктурах переходной зоны составлена идеализированная схема поперечного профиля через эти структуры (рис. 1). На профиле в условном масштабе (но с соблюдением примерно подобия реальным формам рельефа) показаны все основные элементы тектонического рельефа «типичной» геосинклинальной области на стадии островной дуги. С теми или иными отклонениями эта схема может быть прослежена во всех дальневосточных морях.

На схеме выделено шесть основных фациальных областей, размещение которых контролируется крупнейшими структурными элементами переходной зоны:

I. Материковая суша (континентальные фации).

II. Шельф и материковый склон (приматериковые или эпиконтинентальные морские фации).

III. Котловина краевого моря (морские субокеанические фации).

IV. Островная дуга (морские и наземные вулканические и вулканогенно-осадочные фации).

V. Глубоководный океанический желоб (ультраабиссальные океанические фации).

VI. Краевая часть лежа океана (периферические океанические фации).

Если продолжить схему дальше в сторону океана, то можно наблюдать переход к области собственно океанических (эпипелагических по Arrhenius, 1963) фаций, характеризующих центральные части океанической платформы.

Каждой из выделенных областей свойственны свои специфические черты осадконакопления, находящие отражение в широком наборе фациальных признаков осадков: в их гранулометрическом, минеральном и химическом составе, в количестве и составе фауны, в скоростях осадконакопления и т. д. На рис. 1 над профилем условной толщиной линий показаны тенденции количественного изменения некоторых важнейших из названных характеристик осадков. Полосы эти нарисованы с учетом имеющихся количественных аналитических данных. Для отдельных районов и конкретных профилей они могут быть заменены абсолютными цифрами. Но в данном случае важнее показать именно тенденции изменения, связанные с обобщенной картиной тектонической структуры, отвлекаясь как от местных отклонений, так и от закономерностей, обусловленных причинами, не имеющими прямого отношения к тектонике. К последним относятся, в первую очередь, климатическая зональность, от которой в сильной степени зависят абсолютные величины многих рассматриваемых характеристик:  $\text{SiO}_2$  аморфн,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{C}_{\text{орг}}$ , обилие фауны, отчасти — терригенное питание и т. д. (Безруков, 1959, 1960а, б; Лисицын, 1961а, 1965; Страхов, 1960 и др.).

Рассматривая ход изменения приведенных характеристик по профилю, можно видеть, что для большинства из них вырисовываются одни и те же (или близкие) участки резких переходов (градиентов), между которыми изменения более плавные. Места (зоны) максимальных градиентов большинства наиболее существенных характеристик естественно считать главными фациальными переходами в осадках. Как видно, эти переходы отчетливо приурочены к элементам рельефа, а следовательно, и к лежащим в их основе тектоническим структурам.

Анализ особенностей осадконакопления в основных фациальных областях (I—VI) и выделенных в их пределах фациальных зонах второго порядка<sup>1</sup> (рис. 1, *a—r*) позволяет пролить свет на природу тесной пространственной связи фациальных характеристик и их градиентов, а значит и самих процессов осадконакопления, с тектоникой.

I. Континентальные фации в данной работе не рассматриваются. Важно, однако, подчеркнуть существенные различия в поставке терригенного материала с молодых кайнозойских горных стран, с одной стороны, и с более древних областей материковой платформы — с другой. В первом случае водоразделы обычно подходят близко к берегам; площадь водосборного бассейна очень мала. Короткие, но быстрые горные реки и временные

<sup>1</sup> Подразделение фациальных единиц и их номенклатура принята условно, применительно к данному масштабу исследования. Привязка этих единиц к какой-либо из имеющихся классификаций (например, предложенной Д. В. Наливкиным, 1956) представляется малоперспективной.

потоки выносят в значительных количествах грубозернистый терригенный материал, относительно слабо переработанный процессами химического выветривания. Более интенсивно развивается абразия. Во втором случае величина водосборной площади бывает значительной, на ней текут крупные равнинные реки, выносящие в море главным образом тонкую взвесь и растворенные вещества. Роль химического выветривания возрастает (Страхов, 1960). Менее широко развиты абразионные берега. С геологическим строением водосборного бассейна связан минеральный состав поставляемого терригенного материала. Он существенно различен в областях с различным возрастом складчатости (в частности, в связи с глубиной эрозионного среза).

II. Приматериковые (эпиконтинентальные) фации в своем развитии также отражают различия тектонической истории их фундамента, причем выражается это не только в составе поступающего с материка терригенного материала (о чем говорилось выше), но и в рельефе: в областях мезозойских и более древних платформ образованы обширные шельфовые равнины (например, северное мелководье Берингова моря), в то время как шельфы областей молодой (кайнозойской) складчатости (Камчатка, Приморье, Сахалин) очень узки и имеют значительные уклоны дна (Удинцев, 1960б).

Вся эпиконтинентальная область — это область господства терригенных процессов, преобладания в составе осадков терригенного материала, развития четко выраженных терригенно-минералогических провинций (Петелин, 1955, 1957, 1961; Лисицын, 1959, 1965). Поступающий с суши обломочный материал подвергается здесь механической дифференциации под действием гидродинамических факторов, причем важное значение имеет придонное перемещение материала при относительно меньшей роли осаждения взвеси.

Главным образом динамическими факторами определяется развитие в пределах эпиконтинентальной области ряда фациальных зон (см. рис. 1). В верхней части шельфа (волновое поле) подвижность придонных вод зависит в основном от действия поверхностных волн, постепенно убывающей с увеличением глубины. Ниже волнового поля, ограниченного предельной глубиной активного волнового воздействия на дно (на открытых шельфах дальневосточных морей — порядка 50—100 м), на широких шельфах располагается область с относительно слабыми движениями придонных вод. Эта область занимает всю нижнюю часть шельфа, кроме его внешнего края (бровки склона), где подвижность придонных вод снова резко повышенная за счет возрастания скоростей потоков течений при переходе на мелководье. На склоне в зависимости от его тектонического и эрозионного расчленения (наличия террас, уступов, борозд, подводных каньонов и т. д.) сложно чередуются условия с повышенной (на выступах рельефа) и пониженной (в ложбинах) подвижностью вод. В целом подвижность вниз по склону уменьшается, и у подножия почти всегда наблюдается затихшая зона (даже при наличии сильных течений на поверхности).

Такая схема распределения скоростей придонных вод может быть выведена из общих представлений о связи гидродинамических процессов в океане с рельефом дна. Для Берингова моря она, с точки зрения осадконакопления, проанализирована А. П. Лисицыным (1965). Прямыми измерениями схема подтверждена не во всех своих частях, но данные о распределении осадков на шельфах и склонах из разных частей Мирового океана подтверждают ее реальность по крайней мере в общих чертах (Безруков, 1960б; Гершанович, 1965; Лисицын, 1965; Nasu, 1964; Niino, Emery, 1961; Shepard, 1939; Shepard, a. o., 1949, и др.). Она очень хорошо подтверждается также распределением трофических группировок донной фауны, являющихся чуткими индикаторами динамических условий придонных вод (Нейман, 1961; Савилов, 1961; Филатова и Нейман, 1963).

В результате механической дифференциации под воздействием придонных гидродинамических процессов в пределах эпиконтинентальной области создаются как бы два сопряженных фациальных ряда существенно терригенных осадков. Для северного мелководья Берингова моря они описаны А. П. Лисицыным (1965). Первый начинается у берега относительно грубыми осадками или условиями «неотложения» (выходами коренных пород и более древних осадков), с некоторым (иногда существенным) участием бентогенного биогенного осадконакопления (ракушечные осадки). Далее следует хорошо выраженный пояс отсортированных песков с фауной подвижных сестонофагов (фильтрующих моллюсков, морских ежей и др.), постепенно сменяющийся алевритовыми и затем алевритопелитовыми осадками нижней части шельфа, обогащенными аутигенным кремнеземом (диатомовыми). В последних господствует фауна детритоядных (собирающих пищу с поверхности грунта) донных животных, особенно тонкостенных моллюсков (*Macoma*, *Yoldia* и др.). Если в верхних частях шельфа (особенно в волновом поле) преобладает перемещение осадочного материала в придонном слое (волочение по дну, сальтация), то в последней, в условиях затишных вод, существенны элементы седиментации пелагического типа (осаждение взвеси). Здесь наблюдается повышенная концентрация в осадках органического вещества (см. рис. 1).

Второй ряд начинается с «аномального» (с точки зрения классических представлений об уменьшении крупности осадков при увеличении глубины и удалении от берега) поглубения осадков на краю шельфа (рис. 1, *в*), сопровождающегося резким сокращением мощностей современных осадков, появлением участков «неотложения», изменением экологического характера фауны (резко возрастает роль неподвижных сестонофагов — губок, мшанок, гидроидов, кораллов). Поглубение осадков на краю шельфа — явление, повсеместно встречающееся во всем Мировом океане. Связано оно с возникновением «запретных» условий для осаднения взвеси в результате повышения подвижности придонных вод и вследствие пассивной концентрации более крупных частиц. Ограничения осаднения взвеси (разбавителя) и обильное развитие фауны неподвижных сестонофагов способствует возрастанию роли бентогенного карбонатакопления (возрастает содержание  $\text{CaCO}_3$  в осадках). Содержание органического вещества, наоборот, низкое.

Ниже по склону в целом возрастает содержание мелких фракций  $\text{SiO}_2$  аморф, органического вещества. Все большую роль играет осаднение взвеси, в том числе биогенной, обильно продуцируемой в зонах подъема вод над склонами. Однако на крутых участках склона нормальный ход седиментации нарушается развитием оползневых явлений и суспензионных потоков, сносящих массы осадков вниз по склону. В результате возрастает частота встречаемости выходов коренных пород, прерывистость осадочного покрова, неравномерность их состава (рис. 1, *II г*).

На нижних частях склона и у его подножия в затишных условиях происходит накопление сносимых по склону осадочных масс одновременно с усиленной садкой взвеси (терригенной и биогенной), сбрасываемой с областей шельфа. Формируется нечто вроде аккумулятивного шлейфа (рис. 1, *II д*). Осадки в нем обогащены органическим веществом и накапливаются быстро (мощности современных осадков резко повышенные, Безруков, 1960а; Лисицын, 1965). В донной фауне господствуют собирающие и заглатывающие грунт детритояды.

Аккумулятивным шлейфом завершается второй эпиконтинентальный ряд фаций, осуществляется постепенный переход к следующей области — к субокеаническим фациям.

III. Субокеанические фации геосинклинальных котловинных морей — это чрезвычайно важный, с нашей точки зрения, фациальный тип современных осадочных образований, вероятно, имеющий широкое распространение и в древних геосинклинальных формациях. Название «субокеани-

ческие» предлагается ввиду большого сходства литологии осадков и важнейших черт осадконакопления в этих областях и в периферических частях океана.

Субокеанический тип осадконакопления господствует на большей (центральной) части площади глубоководных котловин дальневосточных морей. Состав и характерные особенности образующихся здесь осадков детально описаны в ряде работ, посвященных осадкообразованию в дальневосточных морях. Наиболее полные сведения имеются по Берингову морю (Лисицын, 1965), Охотскому (Безруков, 1960а), Японскому (Скорнякова, 1961). Здесь уместно остановиться на некоторых важнейших выводах, вытекающих из этих и многих других работ.

Область развития описываемых фаций характеризуется в целом преобладанием осадконакопления пелагического типа — осаждением взвеси из сильно разреженных суспензий при большой роли продуцируемой в водах биогенной взвеси (в данной климатической зоне — главным образом диатомовых). Терригенная взвесь попадает в субокеаническую область, проходя сначала через эпиконтинентальную зону, в периферических фациях которой (в зоне шлейфа) значительная часть ее успела осесть. Оставшийся во взвешенном состоянии материал совершает сложный путь в системе течений, смешивается с материалом, поступающим со стороны островной дуги, и постепенно оседает в затишных придонных водах котловин, образуя преимущественно пелитовые осадки (рис. 1, IIIe). Реальность такого процесса подтверждается картами распределения фракций, имеющимися в упомянутых выше работах, а также закономерностями распределения взвеси (Лисицын, 1961б, 1965).

При этом формируется довольно монотонный смешанный комплекс терригенных и вулканогенных песчано-алевритовых минералов (Петелин, 1961). Среди вулканогенных частиц здесь особенно характерно бесцветное вулканическое стекло — наиболее легкий компонент пирокластического материала, отмечающий, по-видимому, периферические зоны ареала рассеяния пирокластического материала, поступающего со стороны островной дуги. В некоторых случаях — в Японском море, а по данным Д. Е. Гершановича (Гершанович и Нейман, 1964) и в Восточно-Китайском — есть основания предположить в пределах субокеанической области также внутренний источник пирокластического материала в виде действующих подводных вулканов. По-видимому, этим можно объяснить наличие в глубоководной котловине Японского моря (между возвышенностью Ямато и материковым склоном осадков, резко обогащенных вулканическим стеклом. Здесь присутствуют и вулканогенные алевриты (Скорнякова, 1961).

Второй важнейший источник осадочного материала в субокеанической области — продукция биогенного материала в верхних горизонтах водной толщи (в зоне фотосинтеза). Биогенная взвесь продуцируется на всей акватории, но особенно интенсивно — в тех зонах, где к поверхности поднимаются глубинные, богатые биогенными элементами воды океанического происхождения. Зоны подъема глубинных вод наблюдаются над склонами (материковыми, островными, подводных хребтов), т. е. определенным образом связаны с расчлененностью рельефа геосинклинальной области. Продукция планктона, максимальная вследствие этого на периферии котловины окраинного моря, убывает к его центру, что, в частности, находит отражение на распределении органического вещества в осадках (Безруков, 1960а; Лисицын, 1955, 1965).

Как было показано А. П. Лисициным (1965), поступление исходных веществ (биогенных элементов) для процессов биогенного пелагического осадконакопления окраинных морей также зависит от морфоструктурных особенностей геосинклинальных областей: только наличие глубоких проливов, рассекающих горное сооружение островной дуги, обеспечивает доступ в моря, богатых биогенными элементами, глубинным океаническим водам. Без постоянного снабжения дефицитными биогенными элементами

из «динамического резервуара» глубинных вод океана мощные биогенные процессы (в частности, кремненакопление) в субкеанических областях были бы невозможны. При этом нужно иметь в виду, что речь идет здесь не только о поставке  $\text{SiO}_{2\text{аморфн}}$ , переносимого из вод в осадки в скелетах диатомовых и радиолярий, но также (в еще большей степени) и о тех высокодефицитных веществах, которые обеспечивают биологическую продукцию, — P, N и др.

Сочетание высокой биологической продуктивности вод с относительно слабым терригенным разбавлением, при наличии затишных условий придонных вод, допускающих осаждение тонких и легких частиц взвеси (в том числе диатомового детрита), — таковы те фациальные условия, которые обеспечивают повышенное содержание  $\text{SiO}_{2\text{аморфн}}$  в осадках субкеанической области (см. рис. 1). При этом интенсивность накопления кремнистого материала убывает от периферии к центру области, в соответствии с убыванием продуктивности; и только еще более быстрое сокращение мощности терригенного материала в этом же направлении обеспечивает наблюдаемую концентрацию  $\text{SiO}_{2\text{аморфн}}$  в субкеанической области. Естественно, что обе эти тенденции приводят к убыванию к центру суммарных скоростей осадконакопления, что хорошо подтверждается уменьшением здесь мощностей современных осадков (Безруков, 1960а; Лисицын, 1965).

Субкеанические фации отличаются от соседних областей еще целым рядом геохимических особенностей осадков. В них наблюдается повышенное содержание тонкодисперсного Fe и Mn и ряда малых элементов, обычно хорошо развит поверхностный окисленный слой, что создает условия для диагенетического перераспределения элементов переменной валентности (особенно — Mn). Выделяется закономерный набор элементов, которые в этих фациях дают повышенные концентрации, в то время как содержание других — пониженное. Не вдаваясь в вопросы геохимии, рассмотренные в работах Безрукова (1960а), Лисицына (1965) и других, нужно подчеркнуть, что распределение большинства элементов контролируется процессами осадконакопления (скоростями накопления терригенной и биогенной взвеси, механической дифференциацией), а значит, и теми морфоструктурами, которые определяют распределение фаций. Пространственной связи концентрации каких-либо элементов (помимо тех, которые поступают в составе пирокластического материала) с зонами вулканической деятельности не прослеживается.

Фауна в субкеанических фациях в целом резко обеднена количественно (Зенкевич и Филатова, 1958; Кузнецов, 1964); в ряде случаев, с точки зрения макрофауны, осадки могут считаться даже «немыми». Обеднена также микрофауна (Саидова, 1961).

Интересные сдвиги отмечаются в соотношениях трофических группировок фауны. Если на периферии субкеанической области (в аккумулятивных шлейфах) в условиях относительно высокого содержания в осадках  $\text{C}_{\text{орг}}$  преобладают детритоядные (собирающие и безвыборочно заглатывающие) организмы, то в центральных ее частях появляются группировки сестоноядов, питающихся наддонной органической взвесью (сестонофаги рыхлого субстрата по Савилову, 1961). Они являются здесь индикаторами слабого поступления органического вещества в осадки, как и в океанах (Соколова, 1964).

В пределах субкеанической области резко выделяются фации подводных возвышенностей (рис. 1, IIIж), таких, как хребты Бауэрс и Ширшова в Беринговом море, возвышенности Института океанологии и Академии наук в Охотском, Ямото и Богорова в Японском море. Над этими возвышенностями, как над любыми положительными формами подводного рельефа, возрастает гидродинамическая активность придонных вод. Повышение это обусловлено уменьшением живого сечения потоков, охватывающих всю водную толщу (приливные течения, волны цунами) или ес

глубинные слои (внутренние волны, глубинные течения), и характерно главным образом для водоемов, тесно связанных с океаном.

Повышенная гидродинамическая активность придонных вод препятствует осаждению на вершинах тонкой взвеси, что нарушает нормальный ход пелагической седиментации и приводит к резким изменениям фациальных признаков осадков. Вследствие пассивной концентрации (отсутствия разбавления) возрастает содержание в осадках песчано-алевритовых фракций и связанных с ними химических компонентов, грубообломочного материала ледового разноса, некоторых биогенных компонентов (фораминиферы; Саидова, 1961). Отмечаются признаки естественного шлихования песчано-алевритового материала, приводящего к обогащению осадков тяжелыми минералами (Лисицкий, 1965; Петелин, 1957, 1961).

Поскольку никаких локальных источников терригенного (а в большинстве случаев и пирокластического) материала здесь нет, накопление песка и алеврита идет столь же медленно, как и на дне котловин (или еще медленнее, если течения смыывают с вершин и часть этих фракций). Суммарные темпы осадконакопления поэтому резко понижены, что находит отражение на сокращении мощностей современных осадков. Медленные темпы осадконакопления способствуют относительной концентрации биогенного карбоната (раковин известковых фораминифер, скелетных фрагментов эпи-фауны) и некоторых аутигенных минералов (глауконита) в фациях изолированных подводных возвышенностей субокеанической области. Наряду с пассивной концентрацией здесь следует иметь в виду и усиленную продукцию этих компонентов. Подвижность вод и некоторое увеличение продуктивности планктона над хребтами приводит к увеличению пищевых ресурсов придонных вод и как следствие — к повышению биомасс бентоса (Зенкевич и Филатова, 1958). Резко меняется его экологический облик: развиваются биоценозы с преобладанием прикрепленных сестонофагов — губок, кораллов, мшанок и других организмов с твердым минеральным скелетом (Савилов, 1961; Кузнецов, 1964).

По ряду признаков, в частности по характеру поступления осадочного материала и механизму его седиментации, подводные возвышенности субокеанической области в фациальном отношении приближаются к подводным возвышенностям океана.

IV. Фашии островной дуги образуют сложный фациальный комплекс, пространственно приуроченный к горному сооружению островной дуги. Наиболее детально этот комплекс изучен пока в районе Курильской дуги (Мурдмаа, 1961, 1963), на примере которого можно проследить основные тенденции его развития.

Несмотря на большую пестроту фациальных обстановок, охватывающих глубины от нуля до нескольких тысяч метров при самых различных гидродинамических условиях — от затишных до предельно мобильных, во всем комплексе несомненны черты единства, обусловленные, прежде всего, общностью источника осадочного материала. Таким источником является андезитовый вулканизм островной дуги, формировавший в течение всей достоверно известной нам геологической истории (в Курильской дуге — начиная от верхнего мела) основную массу пород (ныне размыывающихся на островах) и поставляющий поныне большие массы пирокластического материала непосредственно в современный осадочный процесс. Фашии островной дуги могут рассматриваться в основном как различные по гидродинамическим условиям и интенсивности питания части единой системы переработки этого, по составу туфогенного материала. Питание осадочного процесса осуществляется исключительно (если не считать слабо развитой в данной климатической зоне биогенной седиментации) внутренними ресурсами островной дуги.

При этом только часть ресурсов используется в седиментационных процессах внутри зоны островной дуги. Значительная часть выносится за ее пределы, и поэтому всю зону в целом можно считать не только областью

осадконакопления, но и в значительной степени источником осадочного материала для соседних областей, а морские фации островной дуги — соответственно зонами транзита этого материала.

Такая специфика описываемой фациальной области определяется в первую очередь гидродинамическими факторами — чрезвычайно высокой гидродинамической активностью вод над грандиозным горным сооружением, возвышающимся между глубоководной котловиной окраинного моря и глубинами океана. Конфигурация береговой линии (чередование островов и проливов между ними) и подводного рельефа (чередование гряд и впадин, гор и долин) создает здесь условия для развития максимальных величин кинетической энергии почти всех видов движений океанских вод — непериодических и приливных течений, волнения, вертикальной циркуляции, внутренних волн, волн цунами и т. д. Многие из этих движений распространяются на всю водную толщу, создавая условия высокой подвижности придонных вод даже на больших глубинах. Так, еще раньше было показано (Безруков, 1955; Мурдмаа, 1961), что в Курильских проливах пески интенсивно перемываются на глубинах до 2—3 км, вероятно, в основном под воздействием приливных течений.

Гидродинамическая активность придонных вод — основной фактор механической дифференциации в пределах зоны островной дуги — не только чрезвычайно высока, но и резко различна над разными формами тектонического и вулканического рельефа. Она обуславливает возникновение нескольких характерных фациальных типов обломочных (терригенно-вулканогенных) осадков, распределенных в тесной зависимости от простираения основных, выраженных в рельефе тектонических структур и в поперечном направлении образующих закономерный фациальный ряд, который повторяется с некоторыми вариациями неоднократно при пересечении структурных зон островной дуги. Этот ряд включает следующие зоны (в порядке убывания гидродинамической активности): размыв («неотложение») → ограниченное вымыванием неустойчивое накопление песчано-гравийных осадков с двувершинными гистограммами → накопление промытых (освобожденных от пелита и алевролита) отсортированных песков → устойчивое накопление песчано-алевролитового материала (без перемыва) (Мурдмаа, 1961).

Первые члены этого ряда характерны для осевых частей двух параллельных хребтов островной дуги (антиклинальных зон) и распространяются на узких прибрежных отмелях островов, в проливах (вплоть до самых глубоких) и на вершинах подводных поднятий (рис. 1, *и, л, о*). По простираению они фациально переходят в наземные (островные) вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, а местами также в вулканические толщи подводных вулканов, лишенных осадочного покрова. В этих же фациях, характеризующих условия высокой подвижности вод и крайне неустойчивого осадконакопления, некоторое развитие получают биогенные (бентогенные) процессы седиментации, ибо это — зона бурного развития прикрепленных сестонофагов (эпифауны), биомассы которых здесь местами очень высоки (пектеновые банки, скопления баянусов, мшанок) (Кузнецов, 1959). Нужно, однако, подчеркнуть, что условия захоронения известкового (и отчасти кремневого) детрита, образующегося в результате жизнедеятельности организмов в данной фациальной обстановке крайне неблагоприятны, поэтому сколько-нибудь существенного биогенного осадконакопления не происходит.

Последний тип фаций этого ряда характерен для ложбин на склонах, для аккумулятивных шлейфов, образующихся на подходах к проливам и у подножия склона, а также для межгорного желоба между двумя хребтами дуги (рис. 1, *з, к, н*). Здесь, по-видимому, накапливается основная масса песчано-алевролитового и алевро-пелитового пирокластического и терригенно-вулканогенного материала, поставляемого при размыве островов и вулканами. Некоторое участие в осадкообразовании в зонах аккумуляции принимает и пелагический биогенный процесс (накопление  $\text{SiO}_2$  аморфн.,



$C_{орг}$ ), генетически связанный с интенсивной вертикальной циркуляцией вод в районе островной дуги, обеспечивающей высокую продуктивность планктона. Естественно, что над поднятиями в условиях высокой подвижности вод этот материал не оседает.

В этот же фациальный ряд в основном укладываются деятельность суспензионных потоков и подводных оползней, широко развитая на склонах горного сооружения островной дуги. Перемещая массы осадков с верхних частей склонов к подножию, оползни и суспензионные потоки еще больше усиливают различия между основными зонами аккумуляции осадков в пониженных участках и зонами транзита осадочного материала, приуроченными к поднятиям. Важным фактором развития этих процессов, по-видимому, является сейсмическая и вулканическая активность.

Вопрос о том, насколько далеко в сторону от островной дуги развита деятельность суспензионных потоков, не совсем ясен. Нет сомнения в том, что они достигают дна глубоководного океанического желоба, являясь здесь одним из основных факторов осадконакопления. Г. Б. Удинцевым (1961) высказывается мнение о ведущей роли этих потоков и в формировании аккумулятивных равнин на дне котловин окраинных морей, т. е. в пределах субокеанической области. В прошлом, возможно, роль суспензионных потоков была здесь действительно значительна, но в настоящее время все фациальные признаки свидетельствуют о преобладании в субокеанической области пелагической седиментации, о чем уже говорилось выше.

V. Фации океанического желоба во многом сходны с фациями склонов островной дуги аккумулятивных шлейфов у их подножия. Здесь также сочетаются процессы гравитационные (оползание, суспензионные потоки) и пелагические (осаждение взвеси), причем вещество осадков поступает в основном из ресурсов островной дуги (терригенно-вулканогенный материал), а частично продуцируется в поверхностных водах (биогенный материал —  $SiO_{2аморфн}$  и  $C_{орг}$ ) или приносится в виде взвеси водами, вытекающими в океан через проливы островной дуги (терригенные глинистые минералы).

Морфология желоба и наличие здесь больших глубин (максимальных для Мирового океана) накладывает свой отпечаток на облик фаций и характер их пространственного распределения. На расчлененных склонах желоба (рис. 1,  $Vn$ ) сложно чередуются по крайней мере три типа фаций: а) на выступах рельефа осаждение взвеси ограничено из-за повышенной подвижности придонных вод; возникает обстановка, подобная той, которая наблюдается на краю шельфа или на подводных хребтах, т. е. происходит погрубение осадков, сокращение мощностей, развитие эпифауны; б) в пологих участках (на структурных террасах) и ложбинах с затишными условиями придонных вод отмечается интенсивное осаждение взвеси, в том числе биогенной; тонкозернистые осадки, содержат повышенное количество  $C_{орг}$  и  $SiO_{2аморфн}$ , обильно поступающих сверху, господствует фауна детритоядных донных животных; в) с крутых сбросовых уступов и бортов каньонов осадки сползают или смываются суспензионными потоками. Здесь часты обнажения коренных пород и более древних осадков, валуны которых добываются тралами. Как было установлено П. Л. Безруковым (1955), приуроченные к крутым тектоническим уступам перерывы современного осадочного покрова образуют несколько вытянутых вдоль желобов поясов, между которыми осадконакопление идет интенсивно. Тесная связь экологических группировок донной фауны с фациальными условиями осадконакопления на склонах желобов установлена Н. М. Соколовой (1960).

На узком дне желоба (рис. 1,  $Vp$ ), по-видимому, существуют условия своего рода отстойника. Суспензионные потоки сносят сюда со склонов массы осадков, в том числе и относительно мелководных, с остатками мелководной фауны и иногда даже наземной растительности. Не имея пути дальше, весь этот материал оседает в желобе. Осаждается здесь также

большое количество взвеси, поступающей со стороны островной дуги и от части — с дальних материковых побережий, откуда она переносится течениями. Терригенный и пирокластический материал количественно превышает поступление биогенного кремнезема, и содержание  $\text{SiO}_2$  аморфн, поэтому несколько понижается по сравнению с отдельными участками склонов. Существенную роль при этом играют большие абсолютные глубины, способствующие растворению большей части кремнистого детрита на пути ко дну (Козлова, 1964; Лисицын, 1965).

Темпы осадконакопления высокие. Наблюдается повышенная концентрация органического вещества. В фауне, количественно очень бедной, резко господствуют детритоядные (в первую очередь — голотурии). Состав фауны специфичен, относится к особому типу ультраабиссальной фауны, обитающей только на глубинах более 6 км (Зенкевич, Бирштейн, Беляев, 1955).

VI. Фации периферии ложа океана по составу осадков ближе всего стоят к субокеаническим, рассмотренным выше, и существенно отличаются от фаций центральных районов океана (эвпелагических). Здесь господствует пелагический тип терригенной седиментации при значительном участии биогенного кремнезема и аккумуляции рассеянного пирокластического материала, поступающего со стороны островной дуги. Темпы осадконакопления и содержание в осадках  $C_{\text{орг}}$  гораздо ниже, чем в желобе, но выше, чем в центральных частях океанической платформы (Романкевич, 1962). В составе песчано-алевритовых фракций преобладает андезитовый комплекс минералов, связанный с поступлением пирокластического материала со стороны островной дуги, при почти полном отсутствии привноса терригенных частиц с материка. Осадки в целом отсортированы слабо. Гранулометрические спектры, часто многовершинные, отражают процессы смешивания генетически различных осадочных частиц (Лисицын и др., 1966).

Здесь выделяются фации двух основных типов: краевого вала и дна котловин. Первые (рис. 1, VI с) отличаются повышенным содержанием крупных фракций, пониженными темпами осадконакопления, пониженным содержанием  $\text{SiO}_2$  аморфн и  $C_{\text{орг}}$ , т. е. теми же особенностями, которые отмечены на подводных возвышенностях субокеанической области. Причина также сходная — повышение гидродинамической активности над положительными формами рельефа.

На дне краевых частей океанических котловин (рис. 1, VI) накапливаются тонкие пелитовые и алеврито-пелитовые осадки, терригенные или слабостремнистые. По направлению к центру океана они сменяются глубоководными красными глинами, относящимися уже к эвпелагическим фациям. Биомассы донной фауны невысокие, хотя и несколько выше, чем в эвпелагической области. Из экологических группировок преобладают детритоядные (Соколова, 1964).

\* \* \*

Рассмотрение основных фациальных зон в современных геосинклинальных областях Дальнего Востока показывает, что специфика этих зон, характер фациальных переходов и другие отличительные признаки определяются сложным сочетанием различных экзогенных факторов, из которых главными являются: 1) динамика придонных вод; 2) поступление, распределение и дифференциация терригенного и пирокластического материала; 3) продукция биогенного материала (в свою очередь зависящая от циркуляции вод).

Из эндогенных факторов непосредственное влияние на формирование фаций оказывает вулканизм, причем участие его сказывается только на поставке пирокластического материала. Распределение этого материала в осадках зависит уже от экзогенных факторов (динамики вод). Что каса-

ется других эндогенных факторов, то некоторые специфические фации, особенно в зоне островной дуги, несомненно связаны с сейсмической активностью. Подводные землетрясения приводят, вероятно, в движение массы осадков на склонах, образуя суспензионные потоки и оползни. Ими вызваны явления цунами — мощнейшего гидродинамического фактора осадконакопления в зоне островной дуги, а может быть, и на большом удалении от нее. Однако, как мы старались показать, влияние сейсмических толчков способно лишь видоизменять план фациальной зональности, созданную экзогенными факторами, не изменяя ее общей картины.

Возникает вопрос, чем же в таком случае объясняется связь фациальных признаков осадков с тектоническими структурами? Из сказанного выше ясно, что влияние тектонического строения геосинклинальной области осуществляется в первую очередь через тектонический рельеф, который существенным образом контролирует действие и пространственное распределение экзогенных факторов в море и прежде всего гидродинамических факторов.

Итак, связь фаций с крупным планом тектонических структур, обрисованная в общих чертах при описании основных фациальных областей, не случайна, а носит генетический характер.

Суммируя сказанное, можно заключить, что тектонические структуры современных геосинклинальных областей Дальнего Востока контролируют процессы осадкообразования по крайней мере четырьмя разными способами.

1. Через тектонический рельеф, контролирующий распределение фациальных обстановок, посредством различных экзогенных факторов (в первую очередь гидродинамических). Тектоническим рельефом создается наиболее общий план фациальной зональности — распределение основных фациальных областей и, в значительной степени, их конфигурация в пространстве. Но влияние тектонического рельефа ощутимо и в более мелких особенностях распределения морских фаций. Так, поперечные разломы островной дуги отражаются в специфической фациальной зональности глубоких проливов: Они же контролируют проникновение в окраинные моря глубинных океанических вод — важнейшего источника исходных веществ для биогенных процессов осадконакопления. Тектонические уступы, лишённые осадков, создают прерывистость осадочного покрова.

2. Через зональное размещение вулканических процессов, сосредоточенных главным образом во внутренней гряде островной дуги и обеспечивающих зональное распределение пирокластического материала. Нужно, однако, подчеркнуть, что распределение вулканогенного материала находится также под сильным гидродинамическим контролем, не говоря уже о контроле аэродинамическом, определяющем движение пирокластического материала в воздушной среде. Никаких признаков зонального распределения в осадках продуктов вулканических эксгаляций (растворенных, газообразных) не улавливается.

3. Через сосредоточенные в определенных тектонических зонах сейсмические процессы, непосредственно перемещающие массы осадков при подводных землетрясениях, стимулирующие возникновение подводных оползней и суспензионных потоков или создающие волны цунами.

4. Через состав пород терригенно-минералогических питающих провинций, находящийся в тесной связи с возрастом складчатости в районах денудации. Так, состав терригенного материала, поступающего (наряду с пирокластическим) с островных дуг (кайнозойская складчатость) и с материка (где развиты более древние складчатые сооружения и обнажаются более разнообразные по составу породы), существенно различен. Образуются как бы два противоположно направленных потока терригенных минералов, скрепляющихся в области субокеанических фаций.

Изучая вопросы тектонического контроля над крупным планом фациальной зональности в современных геосинклинальных областях Даль-

него Востока, мы сознательно исключили из рассмотрения те различия, которые наблюдаются в разных звеньях геосинклинального пояса, и постарались вывести черты общности, не зависящие от климатической зональности и индивидуальных особенностей отдельных регионов. В общих чертах она может поэтому считаться характерной для определенной стадии развития геосинклинальной области на границе материка и океана, обычно именуемой стадией островной дуги. Нужно, конечно, иметь в виду, что изменения в процессах осадконакопления, связанные с климатической зональностью, могут сильнейшим образом видоизменить приведенную схему. Предварительное сопоставление дальневосточных областей (находящихся примерно в одних и тех же климатических условиях) с более южными тем не менее показывает, что основные тенденции описанной тектонической зональности можно проследить и там.

При использовании данных о современном осадконакоплении для палеогеографических реконструкций в древних геосинклинальных областях нужно иметь в виду одно обстоятельство.

Не все фациальные типы отложений, развитые на современном этапе геосинклинального развития, имеют одинаковые шансы сохраниться в ископаемом состоянии. Поэтому нельзя рассчитывать на нахождение в древних геосинклинальных формациях полных аналогов современной фациальной зональности, даже если тектонические и физико-географические условия были идентичными. Так, имеются все шансы найти аналоги современных субокеанических фаций, фаций аккумулятивных шлейфов, глубоководного океанического желоба, из мелководных песчаных отложений бухт и заливов островной дуги. Гораздо менее вероятна сохранность в ископаемом состоянии фаций края шельфа (и шельфов вообще, за исключением бухт), подводных возвышенностей, проливов, т. е. осадочных фаций, ныне развитых в зонах крупных тектонических поднятий. В последних широко развиты условия «неотложения» даже на больших абсолютных глубинах, а устойчивое осадконакопление происходит лишь в локальных участках.

## ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. Донные отложения Курило-Камчатской впадины.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1955, 12.
- Безруков П. Л. Некоторые вопросы осадкообразования в Курило-Камчатской впадине.— Бюлл. Совета по сейсмол. АН СССР, 1956, № 2.
- Безруков П. Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане.— Intern. Oceanogr. Congr., Preprints, Publ. Am. Assoc. Advan. Sci., New York, 1959.
- Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря.— Труды Ин-та океанол., 1960а, 32.
- Безруков П. Л. Осадкообразование в северо-западной части Тихого океана. В сб.: «Морская геология». М., Изд-во АН СССР, 1960б.
- Гершанович Д. Е. Основные результаты морских геологических исследований в Беринговом море и заливе Аляска. В сб.: «Океанологические исследования» (результаты МГГ), 1965, № 13.
- Гершанович Д. Е., Нейман А. А. Донные отложения и донная фауна Восточно-Китайского моря.— Океанология, 1964, 4, вып. 6.
- Зенкевич Л. А., Бирштейн Я. А., Беляев Г. М. Исследования донной фауны Курило-Камчатской впадины.— Труды Ин-та океанол., АН СССР, 1955, 2.
- Зенкевич Л. А., Филатова З. А. Общая характеристика качественного состава и количественного распределения донной фауны дальневосточных морей СССР и Северо-Западной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1958, 27.
- Козлова О. Г. Диатомовые водоросли индийского и тихоокеанского секторов Антарктики. М., изд-во «Наука», 1964.
- Кузнецов А. П. Распределение донной фауны у Северных Курильских островов.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1959, 36.
- Кузнецов А. П. Распределение донной фауны западной части Берингова моря по трофическим зонам и некоторые общие вопросы трофической зональности.— Труды Ин-та океанол., АН СССР, 1964, 69.

- Лисицын А. П. Распределение органического углерода в осадках Берингова моря.— Докл АН СССР, 1955, 103, № 2.
- Лисицын А. П. Донные отложения Берингова моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1959, 29.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. В сб.: «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР, 1961а.
- Лисицын А. П. Распределение и состав взвешенного материала в морях и океанах. В сб.: «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР, 1961б.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., изд-во «Наука», 1965.
- Мурдмаа И. О. Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов. В сб.: «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Мурдмаа И. О. Осадкообразование на шельфах Курильских островов. В сб.: «Дельтовые и мелководно-морские отложения». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Географические условия образования осадков. Т. I. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1965.
- Нейман А. А. Некоторые закономерности количественного распределения бентоса в Беринговом море.— Океанология, 1961, 1, вып. 2.
- Петелин В. П. Минералогическое районирование Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1955, 13.
- Петелин В. П. Минералогия песчано-алевритовой фракции осадков Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1957, 22.
- Петелин В. П. Гранулометрия и разнос терригенных минералов в Охотском море. В сб.: «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Романкевич Е. А. Органическое вещество в поверхностном слое осадков западной части Тихого океана. В сб.: «Океанологические исследования» (результаты МГГ), 1962, № 5.
- Савилов А. И. Экологическая характеристика донных сообществ беспозвоночных Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1961, 46.
- Саидова Х. М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сторнякова Н. С. Донные осадки. В сб.: «Геология и гидрология Японского моря». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Соколова Н. М. Распределение группировок (биоценозов) донной фауны глубоководных впадин северо-западной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1960, 34.
- Соколова Н. М. Некоторые закономерности распределения пищевых группировок глубоководного бентоса.— Океанология, 1964, 4, вып. 6.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана. В сб.: «Морская геология». Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. М., Изд-во АН СССР, 1960а.
- Удинцев Г. Б. О рельефе дна западной части Тихого океана. В сб.: «Океанологические исследования» (результаты МГГ), 1960б, № 2.
- Удинцев Г. Б. Рельеф и тектоника дна дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана.— Океанология, 1961, 1, вып. 3.
- Филатова З. А., Нейман А. А. Биоценозы донной фауны Берингова моря. Океанология, 1963, 3, вып. 6.
- Atthénius G. Pelagic Sediments. The Sea. Vol. 3. New York, London, 1963.
- Nasu N. The provenance of the coarse sediments on the continental shelves and trench slopes off the Japanese Pacific coast. Papers in Marine Geology (Shepard commemoration volume), 1964.
- Niino H., Emery K. O. Sediments of shallow portions of East China Sea and South China Sea.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, 72.
- Shepard F. P. Continental shelf sediments. Recent marine sediments. Ed. Trask, Tulsa, 1939.
- Shepard F. P., Emery K. O., Gould H. R. Distribution of sediments on East Asiatic continental shelf. Allan Hancock foundation publications, Occasional paper No 9, 1949.

## УКАЗАТЕЛЬ РЕГИОНАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ТЕРМИНОВ

- Абукума зона 119  
 Австралийская платформа 8  
 Аганылийская впадина 60, 61  
 Агинский срединный массив 186  
 Адычанская геоантиклиналь 76  
 Адычанская глыба 92, 93  
 Адычанская подзона 84  
 Адычанский брахиантиклинорий 97  
 Адычанское поднятие 81  
 Азиатский материковый свод 54, 201  
 Албанская впадина 52  
 Алдано-Анабарский архейский мегантиклинорий 70  
 Алдано-Анабарское ядро 74  
 Алдано-Майская зона 78  
 Алдано-Майский прогиб 80  
 Алдано-Чарская структурная система 180, 181  
 Алданская антеклиза 78  
 Алданская протоплатформа 103  
 Алданская структурная зона 181  
 Алданский блок нижнего протерозоя 70, 76  
 Алданский щит 30, 33, 38, 50, 68—75, 89—93, 100, 101, 143, 149, 150, 180, 181, 197—199, 203, 207  
 Алданское сводовое поднятие 50  
 Алеутская дуга 37  
 Алтае-Кузнецкая зона разломов 46  
 Алтае-Кузнецкий разлом 56  
 Алтае-Кузнецкий структурный шов 48  
 Алтае-Саянская область сводовых поднятий 56, 57, 59, 63, 65, 67  
 Алчанская зона 41  
 Альгаминская впадина 201  
 Амазаро-Иендинская орогенная зона 171  
 Амазаро-Иендинская подвижная зона 169, 170  
 Амазарский разлом 167  
 Амазарский синклинорий 161, 163, 164  
 Амнокванский прогиб 40, 121  
 Амуликанский прогиб 70  
 Амуру-Амгунская впадина 201  
 Амуру-Зейская впадина 30, 199—202, 207  
 Амуру-Зейская депрессия 205  
 Амуру-Зейский прогиб 30, 203  
 Амуру-Мамынский выступ 200, 201  
 Амуру-Уссурийская впадина 201  
 Анабарская антеклиза 74, 76  
 Анабарская седловина 49  
 Анабарский блок 60  
 Анабарский массив 69, 70, 73  
 Анабарский свод 50, 54, 60—62  
 Анабарский щит 30, 33, 38, 40, 89—95  
 Анабарское поднятие 76  
 Ангаро-Ленский глубинный разлом 52  
 Ангаро-Ленский прогиб 54, 92, 94  
 Ангаро-Посольский надвиг 56  
 Ангарская платформа 140  
 Ангарская протоплатформа 140  
 Ангарский надвиг 52  
 Антарктадийский антиклинорий 11  
 Антарктическая платформа 8  
 Аньшаньский массив 33, 40  
 Анюйский мегантиклинорий 111  
 Анюйско-Чукотский блок 70  
 Арктический сегмент земной коры 64  
 Атлантический сегмент земной коры 7  
 Атлантического океана талассократон 7  
 Афонинско-Киселевская зона опрокинутых складок 57  
 Аянский массив 116  
 Аян-Уряхский (Нерский) антиклинорий 97  
 Баджалский прогиб 202  
 Байкало-Олекминская орогенная область 190, 191  
 Байкальская геосинклиналиная зона 188  
 Байкальская глыба 188  
 Байкальская рифтовая система 150, 151  
 Байкальская складчатая область 87, 90, 91, 166, 168  
 Байкальский сейсмический пояс 150  
 Байкальско-Ангарская впадина 201  
 Байкальское сводовое поднятие 149  
 Балахтинская впадина 58  
 Бамяньтунское поднятие 121  
 Баппагайское поднятие 51  
 Баргузино-Муйская геоантиклинальная зона 166  
 Березовская впадина 93, 94  
 Биляктанский прогиб 78  
 Бирамья-Бамбуйская структурно-фациальная зона 191  
 Богоджеинская орогенная подвижная зона 169  
 Большекурильский горст 133  
 Букачачинский прогиб 160, 161, 166, 168  
 Булкурская антиклиналь 78  
 Булунская впадина 52  
 Бурейнский массив 202, 203, 207  
 Бурейнский прогиб 203  
 Бурхалинский разлом 80  
 Бушулей-Могочинский разлом 185  
 Быстринская антиклиналь 115  
 Ванданьшаньский остаточный массив 30  
 Великого рифта Африки структуры 147

- Верхне-Амурская впадина 186, 201  
Верхне-Амурский прогиб 200, 203, 206  
Верхне-Амурский синклиорий 186, 187, 200  
Верхне-Бикинская впадина 206  
Верхне-Зейская впадина 199, 201, 206  
Верхне-Зейская депрессия 199  
Верхне-Зейский прогиб 203  
Верхне-Майская зона 78  
Верхне-Майское поднятие 71, 80, 84  
Верхне-Урканская впадина 200  
Верхояно-Колымо-Чукотская геосинклинальная область 41  
Верхояно-Колымская геосинклиналь 198  
Верхояно-Колымская складчатая система 74  
Верхояно-Колымский блок 70  
Верхояно-Колымское поднятие 198, 202  
Верхояно-Чукотская горноскладчатая система 68—77, 83—85, 202, 204  
Верхояно-Чукотская складчатая область 3, 87  
Верхоянский антиклинорий 38, 41, 50  
Верхоянский прогиб 92, 93, 94  
Верхоянья складчатая зона 146  
Вилюская впадина 30, 50—53  
Вилюйская синеклиза 70  
Вилюйский авлакоген 76  
Вилюйский грабен-авлакоген 92  
Вилюйско-Полоусная система сквозных разломов 73  
Витимо-Алданский щит 166  
Витимо-Муйская глыба 182  
Витимо-Олекминская структурная система 183—185  
Витимо-Олекминский срединный массив 184  
Витимская глыба 166  
Восточно-Азиатская (Центрально-Азиатская) плита 88, 95  
Восточно-Азиатский вулканический пояс 139, 142, 146  
Восточно-Азиатский кратон 75  
Восточно-Забайкальская «геосинклинальная зона» 146  
Восточно-Забайкальская геосинклинальная система 190—192  
Восточно-Маньчжурский мегантиклинорий 102  
Восточно-Сахалинский антиклинорий 38, 117  
Восточно-Сахалинский массив 41  
Восточно-Саянская система разломов 52  
Восточно-Уральский структурный шов 48  
Восточно-Хэнтэйский глубинный разлом 194  
Восточно-Чукотский массив 33  
Восточно-Чукотский остаточный срединный массив 30  
Газимурская глыба 102, 103  
Гижигинская впадина 116  
Гилюйского разлома зона 199  
Гиперборейская платформа 8, 30  
Гиринская зона 38  
Главный Восточно-Саянский глубинный разлом 56  
Гобийская впадина 201  
Гонжинский выступ 200  
Гонжинский остаточный массив 30  
Горностахская антиклиналь 80  
Горностахское антиклинальное поднятие 80  
Гувиндинский взбросо-надвиг 80  
Гусиноозерская впадина 192  
Дабхорский горст 193  
Давангра-Хугдинский прогиб 70  
Далдыно-Оленекское поднятие 93  
Дарасунская орогенная зона 170  
Даубихинский прогиб 202  
Депутатская глыба 92  
Джагдинское поднятие 202  
Джелтулакская зона глубинных разломов 74  
Джида-Витимский глубинный разлом 190, 194  
Джугджуро вулканический пояс 141, 144  
Джугджуро-Ставовая геосинклиналь 74  
Джугджуро-Становая геосинклинальная система 74  
Джугджуро-Становая складчатая система 70  
Джугджурская зона разломов 198  
Джугджурский глубинный разлом 116  
Довачанская сейсмогенная структура 150  
Желтурино-Оленекский глубинный разлом 190  
Жиганский глубинный разлом 70  
Журский горст 114, 115  
Забайкальская система геоморфоструктур 199  
Забайкальская структурно-фациальная зона 188  
Западно-Верхоянская виргация 49  
Западно-Верхоянский миогеосинклинальный прогиб 74  
Западно-Верхоянский прогиб 81  
Западно-Забайкальская геосинклинальная система 190  
Западно-Забайкальский внутриконтинентальный вулканический пояс 141, 146  
Западно-Приморская зона 38  
Западно-Саянское сводовое поднятие 54, 62  
Западно-Сибирская впадина 207  
Западно-Сибирская плита 44, 46—54, 56, 58, 60, 64—66  
Зачиковская краевая миогеосинклинальная зона 161  
Звериная впадина 59  
Зейская впадина 201  
Зейско-Буреинская впадина 200, 201  
Зона сочленения Азиатского материка и Тихого океана 3  
Иволгинская впадина 192  
Изаморская впадина 193  
Илльн-Тасский разлом 81  
Иманская глыба 103  
Ингилийский массив 80  
Индигино-Колымский стабильный блок 73, 74  
Индийского океана талассократон 7  
Иньяли-Дебинский прогиб 97  
Ирганская подвижная зона 169  
Иркутская впадина (прогиб) 52, 56  
Итака-Тунгирская орогенная зона 170  
Итурупский горст 134  
Ионнам массив 121, 127

- Казахская область сводовых поднятий 58, 59, 63—65, 67  
 Казахский массив 44, 49  
 Калаканский синклиний 161, 163—165  
 Каларский антиклинорий 161—163  
 Каларский глубинный разлом 161, 165  
 Камуикотан зона 120  
 Канская впадина 52  
 Канско-Вилойская ветвь впадин 52  
 Канталакская орогенная подвижная зона 169  
 Карагадинская впадина 58, 61  
 Каргинская зона опрокинутых складок 57  
 Катазиатский вулканоген 139, 142  
 Казания 11  
 Кванмо массив 33, 121  
 Кемпедийская впадина 94—96  
 Кенги массив 121, 122  
 Кендерлыкская приразломная зона 59  
 Керулен-Приаргунский глубинный разлом 190  
 Кеть-Тымская впадина 48, 53, 61  
 Кижингийская впадина 192  
 Кптайская платформа 4, 17, 101, 105, 106, 108  
 Ключевско-Давендинская орогенная зона 170  
 Кодаро-Удоканская зона 40  
 Кокуре геосинклиналь 33  
 Колымо-Индигирская система 76  
 Колымо-Индигирская стабильная область 70  
 Колымо-Индигирский блок 70, 71  
 Колымо-Омолон-Новосибирский срединный массив 90  
 Колымо-Чукотская зона 17  
 Колымский глубинный разлом 83  
 Колымский массив 71, 73, 76, 81, 82  
 Колымский остаточный срединный массив 30  
 Колымский срединный массив 93  
 Коркодоно-Налханский глубинный разлом 71, 83  
 Корякская зона 18  
 Корякско-Камчатская складчатая зона (геосинклиналь) 15, 144, 146  
 Котельничско-Ляховская антиклинальная зона 71  
 Кручининская впадина 171  
 Кручино-нерчинская орогенная подвижная зона 169  
 Кузнецкий прогиб 56—58  
 Кузнецко-Алатауское горст-антиклинальное поднятие 62  
 Куларский антиклинорий 97  
 Кулундипская впадина 48  
 Кунаширский горст 134  
 Куонамская зона глубинных разломов 70  
 Курайский глубинный разлом 56  
 Курило-Камчатская впадина 130  
 Курило-Камчатско-Корякская геосинклинальная область 41  
 Курильская геосинклинальная область 130, 132  
 Курильская дуга 25, 37  
 Курильская зона 130, 137  
 Курильский прогиб 137  
 Курильское геосинклинальное поднятие 132  
 Кухтуйский блок 71, 84  
 Кухтуйский блок архея 81  
 Кэнтейский остаточный массив 30  
 Лаеоелинский «платформенный» антиклинорий 120, 121  
 Лено-Алданская плита 44, 46, 50—56, 64—66  
 Лено-Анабарская впадина 49, 50, 53  
 Лено-Енисейский прогиб 46, 49—53, 60, 61, 65  
 Лено-Хатангский предгорный прогиб 95  
 Ленская система разломов 50  
 Ленский (Предверхоанский) прогиб 50, 51, 53  
 Линденская впадина 53  
 Лун-Самонская впадина 193  
 Лунхинская впадина 52, 66  
 Ляодунская протоплатформа 103  
 Лянинская впадина 48, 49  
 Ляховско-Олойский прогиб 83  
 Ляховско-Олойский рифейский прогиб 77, 82  
 Майский прогиб 92—94  
 Малокурульская структурно-фациальная зона 133  
 Малокурульский горст 133, 134  
 Медиана разлом 119  
 Минусинский прогиб 56  
 Могоча-Бушулейская подвижная зона 169  
 Могочинский антиклинорий 161—163  
 Моклаканский антиклинорий 161, 162, 165  
 Момо-Селеняхская геосинклинальная зона 90, 92—95  
 Момский горст-антиклинорий 81  
 Монголо-Забайкальская геосинклинальная область 190  
 Монголо-Охотская геосинклинальная область 54, 66, 108, 160  
 Монголо-Охотская орогенная зона 203  
 Монголо-Охотская система 4  
 Монголо-Охотский вулканический пояс 143  
 Монголо-Охотский глубинный разлом 54, 161, 169, 170, 185, 186, 190, 194  
 Монголо-Охотский пояс 4, 16, 38, 44, 55, 101, 108  
 Монголо-Охотский сейсмический пояс 154  
 Монголо-Охотское глыбовое сооружение 198  
 Моркокинская синеклиза 93, 94  
 Муйская впадина 150, 201  
 Муйская глыба 188  
 Муйская структурно-фациальная зона 188, 191  
 Муйско-Чарская межвпадинная перемычка 151  
 Мунская зона глубинных разломов 70  
 Мунское сводовое поднятие 50, 77  
 Мурская впадина 52  
 Муруктинская впадина 60, 61  
 Надымская впадина 48  
 Наннимский массив 33, 40, 121, 122  
 Нелькаво-Кыллахский краевой шов 78, 80  
 Нельканская зона разломов 198  
 Ненюгдинская впадина 199  
 Нерский антиклинорий 97  
 Нерский (Аян-Уряхский) прогиб 95  
 Нерский разлом 81



- Нерчинский прогиб 167  
 Нерчуганская орогенная зона 170  
 Нетская антиклиналь 80  
 Нетское антиклинальное поднятие 80  
 Нижне-Амурская впадина 201—203  
 Нижне-Амурская депрессия 205  
 Нижне-Амурский прогиб 206  
 Нижне-Бикинская впадина 206  
 Нижне-Зейская впадина 201  
 Нюйская впадина 94
- Обь-Зайсанская герцинская складчатая зона 141**  
 Огоджинский прогиб 202  
 Океанский разлом 137  
 Окчонский прогиб 40, 121, 122, 127  
 Олекминская ветвь зоны Становика-Джугджура 70  
 Олекминская зона протерозоид 33, 74  
 Олекминская структурная зона 74  
 Олекмо-Вилуйский пояс протерозоид 73  
 Оленекский прогиб 50  
 Оленекский склон плиты 51  
 Оленекское поднятие 76, 77  
 Оленекское сводовое поднятие 50  
 Олойская система разломов 82  
 Ольдойская впадина 199  
 Омнинское поднятие 78  
 Омлонский массив 33, 41, 71, 73, 76, 82—84  
 Омская впадина 47, 48, 53  
 Омская зона разломов 46  
 Омско-Пуровская «ось» 56  
 Омско-Пуровский структурный шов (зона разломов) 48, 53  
 Онекотанский горст 134  
 Ононская впадина 193  
 Охотии срединный массив 146  
 Охотская платформа 130, 132  
 Охотский вулканический пояс 142—146, 198  
 Охотский вулканоген 139  
 Охотский массив 33, 41, 71—76, 83, 84, 100, 116  
 Охотский срединный массив 90  
 Охотско-Адычанская система 76  
 Охотско-Адычанская система поднятий 81  
 Охотско-Адычанское поднятие 74  
 Охотско-Чаунский вулканический пояс 244  
 Охотско-Чукотский вулканогенный пояс 65
- Пай-Хоя прогибы 46**  
 Палеовилуйский авлакоген 70, 76  
 Парамуширский горст 134  
 Патомская область 38  
 Патомская складчатая зона 70  
 Патомская субгеосинклиальная система 92  
 Патомское поднятие 50  
 Полоусненский прогиб 97  
 Полоусный антиклинорий 114  
 Полоусный горст-антиклинорий 73  
 Полоусный мегаинклинорий 73  
 Полоусный миогеосинклиальный поперечный прогиб 76  
 Полоусный прогиб 82  
 Полоусный разлом 82  
 Полярного Урала прогибы 46  
 Попигайский грабен 60, 65  
 Предверхоанский предгорный прогиб 96
- Предверхоанский прогиб 30  
 Преддзугджурский прогиб 198  
 Приамурский прогиб 106  
 Приаргунская зона Восточного Забайкалья 106  
 Приаргунское геоантиклинальное поднятие 190  
 Приаргунское поднятие 200  
 Прибайкальский вулканический пояс 140  
 Прибайкальский прогиб 56  
 Прибайкальский сейсмический регион 149  
 Привитимская геосинклиальная зона 160, 161, 166—170  
 Привитимская краевая геоантиклинальная зона 160, 166  
 Привитимский прогиб 167  
 Приенисейское поднятие 60, 75  
 Прииркутская впадина 52  
 Приколымский горст-антиклинорий 71, 73, 82, 115  
 Приколымский массив 33  
 Приколымский миогеосинклиальный поперечный прогиб 76  
 Приколымский миогеосинклиальный прогиб 82, 83  
 Приколымское поднятие 83, 84  
 Приморская зона 17  
 Приморский (Восточно-Сихотэ-Алинский) вулканоген 139  
 Приморский пояс 18—20  
 Присянская ветвь впадин 52  
 Пришиллинская орогенная зона 160, 161, 166—168  
 Пуна блок Андийской системы 11  
 Путоранский блок 60  
 Путоранский свод (поднятие) 60, 61, 62  
 Пхеннамский прогиб 121, 122
- Рассошинский глубинный разлом 82  
 Рейнский грабен 147
- Сангун зона 118  
 Сартагский прогиб 97  
 Саяно-Байкальский краевой шов 140  
 Саяно-Партизанская впадина 52  
 Саянская ветвь Саяно-Байкальского краевого шва 140  
 Саянский внутриконтинентальный вулканический пояс 140, 141  
 Северо-Байкальская ветвь Саяно-Байкальского краевого шва 140  
 Северного Урала прогибы 46  
 Северо-Азиатский материковый свод 44  
 Северо-Азиатский сегмент земной коры 3, 4  
 Северо-Американская платформа 8  
 Северо-Вилуйский прогиб 51  
 Северо-Джагдинская система разломов 200  
 Северо-Джагдинского разлома зона 199  
 Северо-Китайская платформа 8, 11  
 Северо-Минусинская впадина 57  
 Северо-Монгольская геосинклиальная система 191, 192  
 Северо-Муйская глыба 181  
 Селемджино-Зейская «геосинклиальная зона» 146  
 Селеджино-Витимская зона разломов 54  
 Селеджино-Яблоновое геоантиклинальное поднятие 190  
 Селеняхское поднятие 83  
 Серноводская депрессия 135

- Сибири внегеосинклинальные области 44  
 Сибири мезозойские структуры 44  
 Сибирская платформа 4, 8, 11, 30, 44, 46, 50, 65, 69, 70, 74—80, 83, 85, 87, 88, 90, 95, 101, 102, 106, 177, 180—182, 205  
 Симуширский горст 134  
 Сино-Корейский массив 104  
 Сино-Корейский щит 30, 33, 39  
 Сихотэ-Алиньская геосинклиналь 203  
 Сихотэ-Алиньская система геоморфоструктур 199  
 Сихотэ-Алиньский вулканический пояс 142, 143  
 Сихотэ-Алиньское глыбовое сооружение 202  
 Сихотэ-Алиньское поднятие 202  
 Сихотэ-Алиня главный антиклинорий 38  
 Сихотэ-Алиня главный синклинорий 38, 41  
 Собэх массив 121, 127  
 Срединно-Тукурингский прогиб 199  
 Срединный Камчатский массив 41  
 Срединный разлом 137  
 Средне-Алазейский глубинный разлом 71  
 Средне-Амурская впадина 201—203, 206  
 Средне-Амурская депрессия 205  
 Средне-Амурский прогиб 206  
 Средне-Бикинская впадина 206  
 Средне-Вилюйское поднятие (Нижне-Тунгуский свод) 51  
 Средне-Зейская впадина 201  
 Средне-Куруленская впадина 192  
 Становая геосинклинальная зона 203  
 Становая геосинклинальная система 39, 40  
 Становая зона поднятий 75, 199  
 Становая зона разломов 70  
 Становая миеосинклинальная зона 160  
 Становая система блоковых геоструктур 198  
 Становика вулканический пояс 141, 144  
 Становика-Джугджура зона 68, 73—75  
 Становика-Джугджура сводовое поднятие 149  
 Становика-Джугджура система протерозойд 33, 38, 39  
 Становой краевой шов 70  
 Становой надвиг 56  
 Становой структурный шов (зона разломов) 50, 54  
 Суйфунно-Ханкайский прогиб 202  
 Суйфунская остаточная геосинклинальная впадина 201  
 Сунляо впадина 30, 201  
 Сунтаро-Китчанская приподнятая зона 51  
 Сунтарская глыба 70  
 Сунтарский горст 94  
 Сунтарское поднятие 51, 76  
 Суханская синеклиза 93  
 Сучано-Кангаузский прогиб 202  
 Тадушинская впадина 206  
 Тайгоносский массив 70, 71, 84  
 Тайгоносский остаточный срединный массив 30, 33  
 Таймырская область сводовых поднятий 54, 59, 60, 65—67  
 Таймырская складчатая область 87, 90, 91—96  
 Тайпинлинский «платформенный» антиклинорий 120  
 Таловско-Майнская зона 41  
 Тасеевская впадина 52  
 Тас-Хаяхтахский прогиб 77, 81, 82—84  
 Ташелгино-Кондомский зоны рифты 57  
 Тегульдеская впадина 47, 48  
 Телинский массив 33, 40  
 Тихого океана талассократон 7, 8  
 Тихоокеанский пояс 3—14, 22, 23, 30—33, 39, 40, 51, 66, 101—104, 108, 110, 127  
 Тихоокеанский сегмент Земли 3  
 Тихоокеанский сегмент земной коры 7, 9  
 Тихоокеанский тектонический пояс земной коры 3, 7—9  
 Тихоокеанское кольцо 20, 21, 139, 141, 142  
 Токкинская впадина 151  
 Торомский прогиб 205  
 Трауфеттер впадина 59  
 Тувинский прогиб (впадина) 56—58, 61  
 Тугуйская впадина 192  
 Тукурингро-Джагдинский горст 201  
 Туманчанская зона 38  
 Тунгирская впадина 199  
 Тунгирская подвижная зона 169  
 Тунгирский разлом 167  
 Тунгирский синклинорий 161, 163, 164  
 Тунгуская впадина (синеклиза) 32, 95  
 Тунгусская синеклиза 44  
 Тунгусско-Анабарский блок нижнего протерозоя 70, 76  
 Тунгусско-Чонская впадина 52  
 Туранская плита 44, 51  
 Туранский свод 198, 202  
 Тургайский прогиб 58  
 Тургайский свод 64  
 Турухано-Игарское поднятие (свод) 60, 61  
 Тындинская впадина 200  
 Убукунская впадина 192  
 Уджинский грабен-авлакоген 92, 93  
 Удино-Витимская эвгеосинклинальная зона 161, 167  
 Удино-Витимский эвгеосинклинальный прогиб 166  
 Удокано-Нюкжинская структурная система 181—184  
 Удоканская зона 103  
 Удская впадина 201, 202  
 Удский прогиб 206  
 Удыль-Кизинская впадина 201  
 Улап-Бургасский горст 193  
 Улахан-Бамская антиклиналь 80  
 Улахан-Бамский разлом 198  
 Улахан разлом 81  
 Улканская зона глубинных разломов 70  
 Улканский прогиб 70, 78  
 Улунтуй впадина 171  
 Ульдзинская впадина 193  
 Унгурчунский купол 166  
 Учатский массив 114, 115  
 Урало-Сибирская герцинская платформа 16  
 Уральская геосинклиналь 46  
 Уральско-Новоземельская область сводовых поднятий 54, 58, 64, 65  
 Уринское складчато-глыбовое поднятие 94  
 Урканская зона 102, 103  
 Урканская эвгеосинклинальная зона 160, 164, 167  
 Урупский горст 134

- Урушанская впадина 199  
Уруша-Ольдойская впадина 200  
Урюмский разлом 167  
Уссури-Ханкайская депрессия 205  
Усть-Енисейская впадина 47—49, 52  
Усть-Таймырская впадина 59  
Учугейская антиклиналь 114  
Учуро-Майская зона 103  
Учуро-Майская плита 92
- Фадью-Кудинская впадина 59, 60**
- Хабейская впадина 201  
Хамар-Дабанский горст 193  
Ханкайский массив 14, 33, 200  
Ханкайский остаточный массив 30  
Ханкайский срединный массив 117  
Ханты-Мансийская впадина 48, 52, 53  
Ханькоуская впадина 201  
Хасан-Гродековская зона 41  
Хатайская впадина 49, 50, 53  
Хесан-Ивонская зона 33, 34  
Хесан-Ивонский прогиб 40, 121  
Хида зона 118  
Хида массив 34  
Хидака зона 38  
Хида-Сангун метаморфический пояс 120  
Хилок-Нерча-Приаргунская структурная система 184, 185  
Хилокская внутренняя геосинклинальная зона 160, 161, 168  
Хилокская впадина 192  
Хингано-Бурейнский остаточный массив 30, 33  
Хингано-Маньчжурская глыба 103  
Хингано-Ям-Алиньское сводово-глыбовое поднятие 202  
Хинганский прогиб 202  
Хромская глыба 92  
Хромский архейский массив 71, 73  
Хромско-Шелонский массив 76, 82  
Худунский горст 193
- Цветковско-Пахсинская мульда 49  
Центрально-Азиатский подвижный сегмент 51  
Центрально-Казахстанский внутриконтинентальный вулканический пояс 140, 141, 145  
Центрально-Казахстанский массив 141  
Центрально-Сибирская область сводовых поднятий 52, 54, 60, 61, 63, 65  
Центральный синклиниорий 117  
Циркум-Тихоокеанский тектонический пояс 8  
Цусимская впадина 127
- Чарская впадина 151, 201  
Чарская глыба 70, 100—102, 166  
Чарская структурная зона 181  
Чарское поднятие 105  
Чекуровская антиклиналь 78  
Челатская антиклиналь 80  
Челатский взбросо-надвиг 80  
Челябинская система грабенов 59  
Черский антиклинорий 161  
Чикойская впадина 192
- Читино-Каренгская орогенная подвижная зона 169  
Читино-Каренгский прогиб 167  
Читинская впадина 171  
Чукотская область мезозойской складчатости 144  
Чульманская впадина 52, 198, 201
- Шелонская глыба 92
- Ыгытинская впадина 94**
- Эвенкский пояс 18, 20  
Эльгинская геосинклиналь 76  
Эракинградская впадина 199
- Юдомо-Майская геосинклиналь 78, 80**  
Юдомо-Майская складчато-глыбавая зона 80  
Юдомо-Майские байкалиды 80  
Юдомо-Майский миогеосинклинальный прогиб 77  
Юдомо-Майский прогиб 78, 80, 81, 107, 198  
Южно-Алданский прогиб 50, 51, 53, 56  
Южно-Американская платформа 8  
Южно-Вилуйский прогиб 51  
Южно-Джагдинская система разломов 200  
Южно-Курильская депрессия 135  
Южно-Муйская глыба 161, 165, 181  
Южно-Охотская впадина 132, 134  
Южно-Сибирский пояс сводовых поднятий 54, 60, 65, 66  
Южно-Тукуринградская система разломов 199  
Южно-Тукуринградский разлом 200  
Южно-Тунгусский блок 60  
Юзерп антиклинорий 11  
Юмурчен-Хулузунская орогенная подвижная зона 169
- Яблонново-Становая область сводовых поднятий 54—57, 59, 62, 64—66  
Якутский глубинный разлом 70  
Якутский разлом 51  
Якутский сейсмический регион 149  
Янгодинская седловина 49  
Янкано-Тукурингро-Джагдинская зона горстовых геоморфоструктур 199  
Янкано-Тукурингро-Джагдинский антиклинорий 199  
Янкано-Тукурингро-Джагдинский горст 199  
Янкано-Тукурингро-Джагдинское поднятие 200  
Яно-Индибирская синклинальная зона 73  
Яно-Индибирский прогиб 97  
Яно-Колымская область мезозойской складчатости 144  
Яно-Колымская область сводовых поднятий 54  
Яно-Колымское складчатое сооружение (система) 49, 52, 66  
Яньшанский прогиб 107  
Японии внешние зоны 34, 38  
Японии внутренние зоны 38

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Ю. М. Пущаровский. Тихоокеанский тектонический пояс земной коры . . . . .	7
Н. А. Беляевский, Б. А. Петрушевский. Основные проблемы геологии зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана . . . . .	15
Н. П. Васильковский. Особенности строения и развития северо-западного сектора Тихоокеанского пояса (с позиций необратимого развития земной коры) . . . . .	30
К. В. Боголепов. Основные черты мезозойской тектоники внегеосинклинальных областей Сибири . . . . .	44
К. Б. Мокшанцев, Г. С. Гусев. О тектоническом развитии западной части Верхояно-Чукотской складчатой области в докембрии и раннем палеозое . . . . .	68
В. В. Еловских. Циклический характер процесса становления и развития земной коры Якутии . . . . .	87
А. М. Смирнов. Докембрийские этапы геологической истории Востока Азии (на примере Советского Дальнего Востока) . . . . .	100
Г. С. Гнибиденко. Метаморфические комплексы в структуре северо-западного сектора Тихоокеанского пояса . . . . .	110
И. К. Туезов, К. Ф. Сергеев, Ю. Л. Неверов, В. Н. Запюков. О разрывных дислокациях в пределах Курильской зоны Тихоокеанского подвижного пояса . . . . .	130
П. М. Хренов, Ю. В. Комаров. О положении вулканических поясов в структуре восточной Азии . . . . .	139
В. П. Солоненко. Живая тектоника, вулканы и сейсмогеология переходной зоны Прибайкальского и Якутского сейсмических регионов . . . . .	149
В. В. Старченко, А. Ф. Озерский, Е. М. Фалькин, В. И. Шульдинер. Основные черты тектоники и металлогении Олекмо-Витимской горной страны . . . . .	159
Л. А. Мастюгин. Геологическое строение западной части Становой зоны по геофизическим данным . . . . .	174
Д. Б. Базаров, А. Н. Булгатов, Л. Нацаг-Юм, Ц. О. Очиров, Ц. Ц. Цырендоржиев. О тектоническом развитии Забайкалья и Северо-Восточной Монголии . . . . .	188
Г. И. Худяков. Основные черты геоморфотектоники южной части Советского Дальнего Востока . . . . .	197
И. О. Мурдмаа. О связи морского осадконакопления с тектоническими структурами в современных геосинклинальных областях Дальнего Востока . . . . .	209
Указатель региональных тектонических терминов . . . . .	223

Ю. М. Пущаровский. **Тихоокеанский тектонический пояс земной коры.** (Реферат).

Исследования Тихоокеанского тектонического пояса позволяют углубить теорию тектонической дисимметрии земной коры, структурного отличия ее Тихоокеанского и Атлантического сегментов.

Тихоокеанским тектоническим поясом следует называть комплекс структурных образований земной коры (складчатых и «живых» геосинклинальных), заключенных в гигантском кольце, лежащем между ложем Тихого океана, с одной стороны, и древними платформами прилегающих к океану континентов, с другой. Протяженность его по внешней окружности составляет около 56 000 км, а по внутренней — около 47 000 км. Ширина изменяется от нескольких сотен километров до 3000—5000 км.

Складчатые сооружения различного возраста располагаются концентрически по отношению к талассократону. При этом наиболее молодые из них лежат ближе океанического ложа.

Наибольшую площадь в поясе занимают кайнозойские складчатые зоны и современные геосинклинальные образования, составляющие в совокупности пояс кайнозойского тектогенеза. Складчатые зоны занимают его тыловую часть, а геосинклинальные образования — фронтальную. Последние развиты по краю Тихоокеанского талассократона неодинаково, но образуют почти непрерывное циркум-Тихоокеанское кольцо. В него входят островные гряды (современные геантиклинали) и глубоководные впадины, отнесенные от океана этими грядами. По фронту всей системы развиты краевые глубоководные океанические желоба — современные приокеанические геосинклинальные рвы.

История развития пояса уходит в глубь рифейской эры. От рифея до кайнозоя рассматриваемый кольцевой пояс был весьма подвижным участком земной коры, следствием чего является заполнение его основной площади кайнозойскими структурными образованиями при небольшой роли более древних, особенно докембрийских складчатых зон. Сущность тектонического процесса на протяжении последнего мегаэона заключается здесь в постепенном наращивании складчатыми зонами континентальных блоков земной коры. Современная граница разных типов земной коры (по геофизическим данным) должна лежать внутри пояса, отделяя древние его структуры от новейших.

Тихоокеанский пояс земной коры подчиняется особым, только ему присущим законам структурного развития. Свообразие подчеркивается мощным проявлением мезозойского и раннекайнозойского гранитоидного магматизма, особенностями металлогенических проявлений, мощнейшим развитием молодого вулканизма, закономерностями распространения промышленных нефтяных и газовых месторождений и т. п. Библиография отсутствует, рис. 1.

УДК 55.(265.266) + (5.012)

Н. А. Беляевский, Б. А. Петрушевский. **Основные проблемы геологии зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана.** (Реферат).

Геологическая природа зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана относится к числу основных тектонических проблем Восточной Азии. Проблема распадается на ряд более частных вопросов, любое решение которых пока дискуссионно.

Наиболее важной особенностью зоны является чрезвычайная длительность и устойчивость геосинклинального режима на одной и той же площади.

Выделяемые среди геосинклиналей зоны сочленения эв-, мио- и мезогеосинклинали выражены нетипично. Свообразно проявляется и магматизм, который связан с местными глубинными процессами, а не «влинием» Тихоокеанской впадины.

Новейшая тектоническая подвижность, замедленное образование платформенных элементов, характер магматической деятельности и другие данные указывают на особый тип развития зоны сочленения, независимый от развития соседних областей.

В статье рассматривается ряд более частных дискуссионных вопросов (о включении Верхояно-Чукотской области в «зону сочленения», природе вулканических поясов, специфичности островных дуг, связи желобов с сейсмоактивными разломами, о кайнозойском этапе, как принципиально новой стадии развития «зоны сочленения» и др.).

Связь развития «зоны сочленения» в докайнозойское время с местными глубинными процессами позволяет по-новому трактовать генезис оруденения и изменить общее направление работ в данном районе. Библи. 33 назв., рис. 3.

УДК 539.(5.012)

Н. П. Васильковский. **Особенности строения и развития северо-западного сектора Тихоокеанского пояса (с позиций необратимого развития земной коры).** (Реферат).

Новые геологические и геофизические данные вступили в глубокое противоречие с имеющимися гипотезами о природе морских и внутриконтинентальных впадин и о генезисе складчато-метаморфических структур, известных среди образований молодых складчатых зон в рассматриваемом секторе Тихоокеанского пояса. Формационный анализ, палеогеографические данные о современной реконструкции, история тектонического развития от архея до кайнозоя и геофизические данные о современной структуре показывают, что кристаллические массивы складчатых зон представляют собой ядра роста складчатой континентальной коры. С особенностями разрастания континента связано и общее распределение базальтового (океанического) и гнейсового (сиалического) типов коры в пределах Тихоокеанского пояса. Автором отвергаются представления, основанные на гипотезах панплатформы, обрушения, базификации земной коры по границе Азии и Тихого океана. По его представлениям, архейский структурный этаж в Тихоокеанском поясе отсутствует. Формирование гнейсово-сиалической коры или ее гранитно-метаморфического слоя в архее ограничивалось лишь пределами древнейших структур Анабарского, Алданского и Сино-Корейского щитов. На остальном громадном пространстве почти всюду была распространена океаническая кора. На ее базальтовом субстрате еще с позднего архея начали развиваться обширные энзиматические геосинклинали. Библи. 43 назв., рисунков нет.

К. В. Боголепов. Основные черты мезозойской тектоники внегеосинклинальных областей Сибири. (Реферат).

На примере Сибири рассмотрен вопрос послеорогенного развития геосинклинальных сооружений; предложен принцип выделения основных геоструктурных элементов, формировавшихся в мезозойской тектонической этап, на основании признаков: 1) наличия или отсутствия осадконакопления, мощности отложений, градиентов мощности; 2) состава геологических формаций; 3) морфологии разрывных и складчатых деформаций. Наряду со структурами геосинклинального ряда выделены шельфовые структуры (Западно-Сибирская и Лено-Алданская плиты, Лено-Енисейский и Ангаро-Вилуйский прогибы) и структуры континентального ряда четырех порядков, из которых наиболее крупным являются материни.

В характеристике структурного плана Сибири в мезозое рассмотрены латеральные ряды формаций, типы движений, влияние разломов на расположение крупных тектонических областей Сибири, связь структуры Тихоокеанского, Центрально-Азиатского, Северо-Азиатского и Арктического сегментов земной коры с глубинным строением Земли. Латеральные ряды геологических структур. Библиографии нет, табл. 1, рисунков нет.

УДК 551.24(571.6)

К. Б. Мокшаицев, Г. С. Гусев. О тектоническом развитии западной части Верхояно-Чукотской складчатой области в докембрии и раннем палеозое. (Реферат).

Используя новые геологические и магнитометрические данные, авторы анализируют историю развития и характер формирования основных структурных элементов Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской складчатой области в докембрии и кембрии.

Выделяются два периода развития: раннедокембрийский, охватывающий архей, нижний и средний протерозой, и байкальский тектоно-магматический цикл, включающий рифей, венд и нижний и средний кембрий. В пределах развития архей и протерозой описываются три структурных комплекса. Нижний, сложенный архейскими породами, складает древние ядра консолидации протоплатформы. Средний, представляющий отложениями нижнего протерозоя, строит крупные складчатые сооружения, обрамляющие ядра древней консолидации. Верхний структурный комплекс выполняет отдельные узкие, часто приразломные и межразломные впадины и местами рассматривается как субплатформенный, а местами — как геосинклинальный.

В байкальском цикле описываются три фазы: раннерифейская, средне-верхнерифейская и вендо-среднекембрийская. Для Сибирской платформы рифейский этап характеризуется как орогенный, а для Верхояно-Чукотской области — как геосинклинальный, унаследованный от более ранних этапов.

Выделены и описаны крупные структурные элементы, такие, как Западно-Верхоянский, Юдомо-Майский, Тас-Хаяхтахский, Ляховско-Олойский и другие прогибы, а также срединные массивы — Охотский, Колымский, Омолонский и другие и поднятия — Адычанское, Верхне-Майское и т. д.

Делаются выводы о существенных отличиях в развитии основных структурных элементов Сибирской платформы от таковых Верхояно-Чукотской складчатой области на протяжении докембрия и раннего палеозоя. Обосновывается точка зрения на то, что собственно платформенный этап развития для Сибирской платформы начался с венда. С этим же временем связано замыкание байкальских геосинклинальных прогибов Верхояно-Чукотской складчатой области. Библ. 46 назв., рис. 4.

УДК 576.1(210)(541.56)

В. В. Еловских. Циклический характер процесса становления и развития земной коры Якутии. (Реферат).

Обосновывается стабильность, полициклическость и определенная направленность в развитии Сибирской платформы и обрамляющих ее Байкальской, Таймырской и Верхояно-Чукотской складчатых областей.

В каждом тектоно-магматическом цикле складчатых областей описываются собственно геосинклинальная, инверсионная и горно-глыбовая стадии развития. Циклическое развитие осадочного чехла Сибирской платформы выражено соответственно стадиями погружения, поднятия и континентального развития.

Циклы, в свою очередь, объединяются в мегациклы, которых в истории развития земной коры Якутии насчитывается три: 1) раннедокембрийский, 2) позднедокембрийский — нижне-среднепалеозойский, 3) — верхнепалеозойский — мезозойский. Приводятся основные характеристики мегациклов и подробно описываются циклы развития земной коры Якутии. Библ. 21 назв., рисунков нет.

УДК 551.72(571.56)

А. М. Смирнов. Докембрийские этапы геологической истории востока Азии (на примере Советского Дальнего Востока). (Реферат).

В развитии главных структурных элементов Восточной Азии (устойчивых и подвижных областей) выделено четыре основных этапа: 1) архейский, 2) раннепротерозойский, 3) среднепротерозойский-раннерифейский и 4) средне-позднерифейский — вендский. Для этих этапов намечается сложная перестройка структурного плана, в которой большую роль играли движения по разломам.

Начиная с позднего архей прогибы геосинклинального типа возникли преимущественно на устойчивых участках земной коры, приближавшихся по характеру к платформам. Наряду с наложенными процессами большую роль играла унаследованность главных структурных направлений востока Азии. Библ. 32 назв., рис. 2.

УДК 551.25 (265/266)

Г. С. Гнибиденко. Метаморфические комплексы в структуре северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. (Реферат).

Кратко охарактеризованы метаморфические образования Северо-Востока СССР, Камчатки, Сахалина, Приморья, Японии, Кореи и Северо-Восточного Китая. Они рассматриваются в качестве ядер складчатых сооружений, которые образовывались в течение длительного отрезка времени вблизи глубинных разломов. Отрицается принадлежность выступов метаморфических пород к единой докембрийской платформе, предполагается, что синклинальная область северо-западного сектора Тихоокеанского пояса заложилась на симатическом основании. Библ. 62 назв., рис. 1, табл. 1.

И. К. Туезов, К. Ф. Сергеев, Ю. Л. Неверов, В. Н. Занюков. О разрывных дислокациях в пределах Курильской зоны Тихоокеанского подвижного пояса. (Реферат).

В Курильской зоне выделяются разрывные нарушения трех типов: 1) сверхглубинные разломы, 2) глубинные разломы и 3) коровые разломы.

Сверхглубинный разлом отделяет талассократон Тихого океана от современной геосинклинали (Курильская зона) и древней Охотской платформы. Глубина разлома до 600—700 км, ширина — десятки километров. Он простирается от Алеутской до Идзу-Бонинской дуги на юге и имеет падение в сторону континента. Разлом проявляется в рельефе (уступы глубоководных впадин) и в крупных геофизических аномалиях, к нему приурочены аномальные повышения температуры на глубине 120—160 км (предположительные очаги магмообразования).

Глубинные разломы имеют меньшую амплитуду (первые километры), глубину заложения 5—25 км и подчиняются региональным структурам («внутригеосинклинальные», продольные разломы Курильской зоны). Они разделяют зону на крупные блоки с разным развитием. По геологическим и геофизическим данным выделено и описано всего пять продольных глубинных разломов.

Коровые разломы имеют амплитуды в сотни метров, до первых километров. Они захватывают лишь верхнюю часть земной коры, на глубину в несколько километров. Это преимущественно поперечные, реже продольные разломы. Они ограничивают отдельные горы и грабены, проявляются уступами рельефа, зонами дробления, смятия, поясами интрузий и вулканов, зонами гидротермальных проявлений, в том числе современных, зонами сейсмичности и т. д.

Выявленные системы разломов свидетельствуют, что высокая современная подвижность и магматизм Курильской зоны обусловлены прежде всего развитием густой сети разрывных нарушений. Библ. 36 назв., рис. 2.

УДК 551.21(571.6)

П. М. Хренов, Ю. В. Комаров. О положении вулканических поясов в структуре восточной Азии. (Реферат).

В результате изучения вулканизма внутренних районов Азии выделены зоны, аналогичные вулканическим поясам Тихоокеанского кольца; среди них — вулканические пояса, связанные с нормальным геосинклинальным развитием складчатых зон, и вулканические пояса, не связанные в своем развитии с геосинклиналями. Оказывается, что вулканические пояса не являются структурами, собственными лишь «молодым» переходным структурам Тихого океана. Их аналоги известны только во внутренних частях Азиатского континента (например, грабен Осло, рифты Африки, Рейнский грабен).

Автор делает вывод, что вулканические пояса — это необходимый и обязательный элемент развития континентальной земной коры. Библ. 45 назв., рисунков нет.

УДК 551.21 + 550.34(571.5)

В. П. Солоненко. Живая тектоника, вулканы и сейсмология переходной зоны Прибайкальского и Якутского сейсмических регионов (Реферат).

Сейсмологические исследования, проводимые в Прибайкалье, включают наблюдения по сети постоянных (расстояние 125—180 км) и полевых (30—40 км) сейсмических станций с определением эпицентров землетрясений А. А. Трестова, что в совокупности обеспечивает точность определения координат эпицентров, достаточную для их привязки к конкретным геологическим структурам (впадины, разломы).

Сейсмические поля Прибайкальского и Южно-Якутского районов не различаются, несмотря на замыкание Байкальской рифтовой системы у края Алданского щита. Несмотря на малые размеры зарождающихся и эмбриональных впадин, в них генерируются чрезвычайно мощные сейсмические напряжения, поля которых выходят за пределы впадин. Сокращение площади хребтов за счет разрастания впадин особенно интенсивно в Становом нагорье.

При сильных и катастрофических землетрясениях возникают, казалось бы, взаимоисключающие типы разрывных нарушений (надвиги и трещины растяжения, сбросы и взбросы и т. д.). Пластические деформации пока не доказаны. Очаги афтершоков мигрируют как вверх, так и вниз.

В Становом нагорье выделена новая группа голоценовых и средне- или верхнечетвертичных вулканов. Они не имеют аналогов среди потухших вулканов внутренних районов Азии. По типу вулканы Станового нагорья ближе к четвертичным вулканам восточной части зоны Станового разлома и При тихоокеанской части Северо-Восточной Азии, но не к байкальским.

Высказывается предположение о миграции неотектонических процессов из Байкальской рифтовой системы в зону Становика ~ Джунджуря. Библ. 14 назв., рис. 2, табл. 3.

УДК 551.24(571.56)

В. В. Старченко, А. Ф. Озерский, Е. М. Фалькин, В. Н. Шульдинер. Основные черты тектоники и металлогении Олекмо-Витимской горной страны. (Реферат).

В геологической истории района намечены следующие этапы развития: архейский, раннепротерозойский, раннекаледонский, мезозойский и кайнозойский.

Архейский, раннепротерозойский и раннекаледонский этапы охарактеризованы как геосинклинальные, мезозойский и кайнозойский — как орогенные, наложенные на геосинклинали разного возраста. Наиболее продуктивным в металлогеническом отношении признан мезозойский этап развития. Ведущее значение в мезозойском тектогенезе имеют крупные разломы, с которыми связаны магматические и сопутствующие им рудные образования (золото, молибден, флюорит). Библ. 22 назв., рис. 2.

УДК 553.83(571.551)

Л. А. М а с т ю л и н. Геологическое строение западной части Становой зоны по геофизическим данным. (Реферат).

Описаны пять структурных систем «гранитного» слоя: Алдано-Чарская, Удокано-Нюнжинская, Витимо-Олекминская, Хилок-Нерча-Приаргунская и Верхне-Амурская.

Особо охарактеризованы наложенные структуры «гранитного» слоя. Выделенные системы являются своеобразными крупными «геоблоками», ограниченными глубинными разломами. Системы сформированы в результате архейского, раннепротерозойского, раннекаледонского и среднепалеозойского этапов складчатости.

В мезозойский этап сформированы крупные протяженные структуры — пояса тектоно-магматической активизации, являющиеся металлогеническими зонами. Библ. 16 назв., рис. 2, табл. 1.

УДК 551.24(571.53)

Д. Б. Базаров, А. Н. Булгатов, Л. Нацаг-Юм, Ц. О. Очиров, Ц. Ц. Цырендоржиев. О тектоническом развитии Забайкалья и Северо-Восточной Монголии. (Реферат).

Описано, что в архее и протерозое в Забайкалье существовали геосинклинальные условия. После образования гранитов станового комплекса (консолидации) заложилась новая байкальская геосинклинальная система. В ней обособились Муйская и Забайкальская структурно-фациальные зоны. Каледонский этап развития является качественно новым. В это время активно развиваются Монголо-Забайкальская геосинклинальная область (Алтай, Саяны, Монголия, Забайкалье, Дальний Восток) и Байкало-Олекминская орогенная область.

В среднем и верхнем палеозое тектоническое развитие Забайкалья и Восточной Монголии было везде одинаковым. В раннем мезозое активизация сопровождалась подновлением древних и заложением новых зон разломов.

В начале позднего мезозоя вновь усиливается тектоническая активность. Рассмотренные истории района заканчиваются кайнозойским этапом. Библи. 34 назв., рис. 2.

УДК 550.81(571.6)

Г. И. Худяков. Основные черты геоморфотектоники южной части Советского Дальнего Востока. (Реферат).

Описаны геоморфоструктуры, выраженные в современном рельефе, возраст которых определяется временем устойчивого сохранения присущего им главнейшего морфогенетического типа современного рельефа. В пределах Советского Дальнего Востока формирование геоморфоструктур не ограничивается новейшими движениями, оно началось еще с кембрия и протекало в условиях наращивания материковой коры за счет геосинклиналей, которые превращались в современные горно-складчатые системы, находящиеся в различных геоморфотектонических стадиях развития. Выделяются следующие основные геоморфотектонические единицы: Алданский щит, Верхояно-Колымское сводово-глыбовое поднятие, Монголо-Охотское глыбовое сооружение (и ряд зон внутри него), Туранский свод и Сихотэ-Алиньское глыбовое сооружение, состоящее из двух поднятий, разделенных Нижне- и Средне-Амурской впадинами. Характер развития и основные стадии мезозойской активизации приводят к выводам о миграции тектонических режимов и о невозможности выделить неоген-четвертичный этап как особый, качественно отличающийся от предыдущих. В домезозойских складчатых областях формирование геоморфоструктур связано с верхнеюрской и верхнемеловой активизациями, а в Сихотэ-Алине — с замыканием геосинклиналей. После однократной эпохи активизации каждого из крупных блоков началось его выравнивание, продолжающееся до антропогена и подчиняющееся зональности горстовых и грабеновых геоморфоструктур. При этом блоки постепенно приближаются к изостатическому равновесию (геофизические данные). Конечный результат геоморфотектонической эволюции — превращение территории в гипсометрически различно приподнятые равнины.

В заключение дается в порядке обсуждения схема генетической последовательности развития геоморфоструктур земной коры (дополняющая схему Н. П. Васильковского): океанические впадины — геосинклинали первичной генерации — геосинклинальная система — геосинклинальная система — платформенные континентальные впадины — равнины. Библи. 22 назв., рис. 1.

УДК 551.57.551.46.551.24.(571.6)

И. О. Мурдмаа. О связи морского осадконакопления с тектоническими структурами в современных геосинклинальных областях Дальнего Востока. (Реферат).

На примере современных геосинклиналей Дальнего Востока выясняются общие закономерности между осадконакоплением и тектоническими процессами. Выделен ряд из шести типов фациальных зон (от зоны континентальных фаций материка до зон фаций глубоководных желобов и краевой части ложа океана). Детально прослеживается корреляция между поведением всех основных характеристик осадков и тектонической зональностью «переходной зоны» от континента к океану, вкост ее простираения. Это позволило установить главные тектонические факторы, прямо или косвенно контролирующие процессы морского осадконакопления в пределах Тихоокеанского пояса: 1) тектонический рельеф, определяющий распределение фациальных обстановок посредством различных экзогенных факторов (в первую очередь гидродинамических); 2) зональное размещение вулканических процессов, контролирующих зональность распределения пирокластов; 3) сосредоточенность в определенных тектонических зонах сейсмических процессов, непосредственно перемещающих массы осадков, стимулирующих подводные оползни, суспензионные потоки и волны цунами; 4) находящийся в тесной зависимости от возраста складчатости в районах денудации состав пород терригенно-минералогических питающих провинций (потоки терригенного материала встречаются в области субокеанических фаций). Библи. 40 назв., рис. 1.



## **Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий**

*Утверждено к печати  
Институтом геологии и геофизики  
Сибирского отделения*

Редактор издательства *Н. А. Богданов*  
Художник *Н. П. Фролов*  
Технический редактор *Т. В. Алексеева*

Сдано в набор 30/X 1967 г. Подписано к печати 2/IV 1968 г.  
Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Бумага № 1. Физ. печ. л. 14,75+2 вкл.  
Усл. печ. л. 21. Уч.-изд. л. 21,7. Тираж 1500 экз. Т-06137.  
Тип. зак. 3643. Цена 1 р. 52 к.

Издательство «Наука»  
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»  
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10