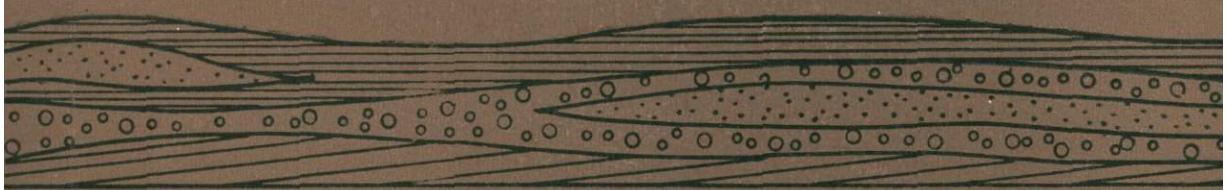




ДРЕВНЯЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ДРЕВНЯЯ
СТРУКТУРА
ЗЕМНОЙ КОРЫ
ВОСТОЧНОЙ
СИБИРИ

Ответственный редактор
докт. геол.-минералог. наук С. М. Замараев

551.24



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1975



На основании новых данных в книге рассматривается развитие и строение основных структур земной коры юга Восточной Сибири. Показана цикличность тектонических процессов. Вскрыты закономерности размещения во времени и пространстве основных структур Сибирской платформы и Саяно-Байкальской складчатой области. Выявлена значительная роль горизонтальных движений в деформациях земной коры. Особое внимание уделено кинематической и динамической интерпретации тектонической структуры.

Книга предназначена для широкого круга геологов, занимающихся вопросами региональной и теоретической тектоники.

Авторский коллектив:

*С. М. Замараев, А. М. Мазукабзов, Г. В. Рязанов,
А. И. Сезько, Е. П. Васильев, О. В. Грабкин*

ВВЕДЕНИЕ

Геологическое строение юга Восточной Сибири весьма сложно. Наряду с одной из крупнейших древних платформ Земли — Сибирской, здесь находится и обширнейший гетерогенный Саяно-Байкальский складчатый пояс. Особое место среди структур юга Восточной Сибири занимает Сибирская платформа, являвшаяся ядром роста Азиатского континента. Эту роль она играла вплоть до конца герцинского тектогенеза, после чего спаялась складчатыми поясами в единый континент с Русской и Китайской платформами. Однако и в послегерцинское время Азиатский континент не был тектонически гомогенным. В частности, не утратили некоторых черт индивидуального развития Сибирская платформа, Саяно-Байкальский складчатый пояс, Западно-Сибирский регион и складчатая система Забайкалья. Особенно грандиозным был в Восточной Сибири кайнозойский тектогенез, но он проявлялся уже на глубоко консолидированной земной коре и привел к становлению только более или менее локальных структур, наложенных на платформу и складчатый пояс. Магматизм, сопровождавший формирование этих структур, также носит отпечатки внутриконтинентального развития. Вместе с этим мезозойская и кайнозойская структуры, равно как и сопутствующие им магматические образования обнаруживают тесную структурно-генетическую связь со структурой древнего субстрата.

Предлагаемая вниманию читателей книга освещает характер развития тектонической структуры Восточной Сибири в период с раннего докембria до верхнего палеозоя. Более поздняя история развития региона в целом не анализируется. Но отдельные ее моменты, необходимые для решения основной задачи, рассматриваются, особенно в тех случаях, когда мы сталкиваемся со сквозным развитием того или иного региона или же с длительно проявлявшимися процессами. Таким образом, монография нацелена на раскрытие основных закономерностей развития земной коры юга Восточной Сибири в течение того этапа, когда Сибирский кратон выступал в роли самостоятельного ядра роста, еще обособленного от других платформ геосинклинальными областями. Этот процесс обрастиания привел, как известно, к созданию грандиознейшей по размерам гетерогенной структуры, состоящей из Сибирского кратона и широкого складчатого пояса, проходящего через Западную Сибирь, Казахстан, Туву, Восточный Саян, Монголию, Забайкалье и Верхоянскую область.

Территория, выбранная для решения поставленной задачи, ограничивается в основном южной частью Сибирской платформы, расположенной к югу от 62° с. ш., и складчатыми сооружениями Енисейского кряжа, Тувы, Восточного Саяна, Северной Монголии, Западного Забайкалья и Станового нагорья. По сравнению с континентом Азии в целом она занимает небольшую территорию, но интересна тем, что находится на стыке древнейших структурных образований, где и первичные процессы консолидации земной коры, и наложенные в позднейшие эпохи оставили обильную информацию о закономерностях развития.

В монографии основное внимание уделено анализу характера сочленения платформы со складчатой системой, разновозрастных складчатых зон — между собой, определению структурной приуроченности седиментационных бассейнов. Достигается это путем комплексного анализа осадочных и магматических формаций, изучения глубины и зональности метаморфизма; особо рассматриваются характер деформации различных комплексов пород и глубинные разломы.

Выявление соотношений разновозрастных структурных образований юга Восточной Сибири не являлось для авторов конечной целью исследований. Оно использовалось главным образом в качестве основы для исследования основных закономерностей механизма развития структуры земной коры.

Монографической обработке материала предшествовало длительное изучение структуры окраин Сибирской платформы (С. М. Замараев, Г. В. Рязанов, Н. М. Викентьева), Восточного Саяна (А. И. Сезько, О. В. Грабкин), Байкальской горной области (С. М. Замараев, А. М. Мазукабзов). Ряд частных вопросов решался в экспедициях Е. П. Васильевым, В. В. Перфильевым, В. В. Ружичем.

В работе над разделом «Основные этапы тектонического развития юга Восточной Сибири» участвовал авторский коллектив. Раздел «Основные разломы юга Восточной Сибири» написан А. М. Мазукабзовым, С. М. Замараевым, Г. В. Рязановым, А. И. Сезько; «Главные закономерности пространственного размещения основных тектонических структур юга Восточной Сибири» — С. М. Замараевым; «Кинематическая интерпретация тектонических структур юга Восточной Сибири» — С. М. Замараевым, Г. В. Рязановым, А. М. Мазукабзовым, О. В. Грабкиным, А. И. Сезько; «Динамическая интерпретация тектонических структур юга Восточной Сибири» — С. М. Замараевым, «Заключение» — А. М. Мазукабзовым и С. М. Замараевым.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Геологическое развитие юга Восточной Сибири, равно как и других регионов Земли, было направленным и цикличным. В становлении структуры этого региона отчетливо обособляются, в первую очередь, два этапа, рубеж между которыми знаменует возникновение Сибирского кратона. Доплатформенный этап характеризовался прогеосинклинальным режимом на всей территории Сибири. Он завершился консолидацией этого обширнейшего бассейна в шарыжалгайское время, датируемое по возрасту метаморфизма в 2900—3000 млн. лет (Соботович, 1965), т. е. археем, скорее всего ранним. Здесь имела место не одна, а несколько складчатостей (Булина, Спижарский, 1965). Однако последние обнаруживают значительное сходство в пространственной ориентировке и по термодинамическим условиям, при которых формировалась гранито-gneйсовая оболочка Земли. Это позволяет объединить все складчатости, имевшие место до верхнего архея в один мегацикл, назвав его для удобства дальнейшего изложения катархейским, шарыжалгайским.

Особенностями шарыжалгайского мегацикла развития юга Восточной Сибири являлись повсеместный глубокий метаморфизм пород прогеосинклинали и брахиоформная, или, как ее называют (Шейнманн, 1970; и др.), овощная, амебоидальная складчатость. Метаморфизм протекал тогда при более высоких температурах, но при меньших давлениях, чем в последующие эпохи (Соболев, 1960), а складкообразование шло в основном за счет дифференциации вещества земной коры и его вертикального перемещения. Это было, вероятно, предопределяющим фактором развития структуры земной коры Восточной Сибири в то время.

В послешарыжалгайское время в Сибири развивались в качестве основных уже два структурных элемента — Сибирский кратон и Саяно-Байкальская протогеосинклиналь, возникшие в результате обрушения дислоцированной к концу нижнего архея шарыжалгайской прогеосинклинали (Замараев, 1967). На юге Восточной Сибири обособился ряд больших тектонических циклов¹, которые по ряду признаков объединяются в мегацикли. Для этого времени можно различать три мегацикла: верхнеархейско-нижнепротерозойский (слюдянско-дербинский) с возрастными рубежами 2900—1900 млн. лет, средне-верхнепротерозойский (байкальский), протекавший между возрастными рубежами 1900—600 млн. лет, и фанерозойский, начавшийся в эокембрии (см. таблицу).

Начало слюдянско-дербинского мегацикла отмечено обрушением шарыжалгайской складчатой системы и заложением Сибирского кратона и протогеосинклиналей Сибири сопредельных территорий. С этого времени в геосинклинальных комплексах стала развиваться

¹ По вопросу о тектонических циклах докембрая региона у авторов настоящей работы нет единого мнения. А. И. Сезеко (1971) выделяет в докембре Восточного Саяна не шесть, а четыре тектонических цикла.

Тектонические циклы и их характеристики

Мегациклы и их длительность, млн. лет	Большие циклы и их возрастные рубежи, млн. лет	Характер преобладающей складчатой структуры	Серии, подсерии, свиты, толщи (осадочные и метаморфизованные), сформированные в мегацикле, их абсолютный возраст, млн. лет
Шарыжалгайский (катархейский), 1500	Шарыжалгайский (саамиды и более древние складчатости) — ранний архей 3100	Овондная	Шарыжалгайская серия (2900), толща устья р. Голоустной, иенгрская, тимптонская, джелтулинская серия (3000), мангатгольская толща, толщи архея Канской глыбы
Слюдянско-дербинский (верхнеархейско-нижнепротерозойский), 1200	Слюдянский (беломориды) — верхний архей 2600±100		Ольхонская серия, после развития слюдянской подсерии, бирюсинская серия, становая серия (2250), укучтинская серия, гарганская глыба, олекминская, маймаканская серии
	Дербинский (карельский) — ранний протерозой 1900		Дербинская, муйская, удоканская (2300); чуйская; шухтулайская, иркутная, безымянская серии; Большая речка (2080), окунайская, илкитинская свиты
Байкальский (средне-верхне-протерозойский), 1300	Акитканский (раннебайкальский), четвертичный, средний протерозой 1400±50	Линейная	Кувайская, сублуксская свиты; субганская, акитканская (1700), уянская, улкачанская (1860) серии
	Баллаганахский (дальсланский, гренивильский) среднебайкальский 1100		Пурпольская, окуньская (1350), ермосохинская свиты, баллаганахская подсерия, учурская, майская серии
	Позднебайкальский — верхний протерозой 600±50		Байкальская серия, карагасская, оселковая свиты, кадаликанская, бодайбинская подсерия катерская серия
Эпабайкальский (фанерозойский)	Каледонский 400	Глыбовая	Алданский, ленский ярусы
	Герцинский		

линейная складчатость и глубинные разломы, широкое развитие получил метаморфизм высоких давлений. Именно во время возникновения протоплатформы и протогеосинклиналей резко возросла динамика развития земной коры: в отличие от шарыжалгайского этапа развития Сибири в деформациях земной коры значительную роль стали играть тангенциальные напряжения.

Верхнеархейско-нижнепротерозойский мегацикл распадается на два больших цикла: слюдянский, близкий по времени проявления к беломорскому, и дербинский, который может быть сопоставлен с карельским. В структуре земной коры юга Восточной Сибири слюдянский цикл оставил заметные следы. В течение его наряду с протогеосинклиналями определенные преобразования претерпел и кратон. Складчатость, имевшая место в конце слюдянского цикла, привела к консолидации периферических частей геосинклиналии, что ознаменовало собой начало становления на месте протогеосинклиналии Саяно-Байкальского складчатого пояса.

Узкая, прерывистая по простиранию зона слюдянской складчатости, охватывающая Сибирский кратон с юга, наросла затем дербинской складчатостью, возраст которой близок к 2000—1900 млн. лет. На кратоне в дербинское время развивались пришовные прогибы. Дербинский цикл родился со слюдянским стилем складчатости, характером метаморфизма и парагенезами формаций.

Следующий мегацикл, проявившийся в течение среднего и верхнего протерозоя, назван байкальским. Его возрастные рубежи определяются рамками 1900—600 млн. лет. Он распадался, в свою очередь, на три больших цикла — ранне-, средне- и позднебайкальский. Характернейшей особенностью байкальского мегацикла является то, что в его начале на кратоне широко разрослись пришовные прогибы, а затем началось и формирование осадочного чехла на всей площади этой структуры. В геосинклинальной области в результате тектогенеза байкальского мегацикла была консолидирована ее значительная периферическая часть, расширявшая складчатый пояс.

Несмотря на то, что байкальский мегацикл состоял из трех больших циклов, длившихся в сумме значительно более миллиарда лет, вертикальные ряды формаций, возникших в это время в пришовных прогибах на краю кратона, образуют единые парагенезы (Замараев, 1967). Это обстоятельство и явилось основой для выделения в возрастных рамках среднего и верхнего протерозоя байкальского мегацикла.

В нижнем палеозое проявился каледонский цикл, начало которого датируется вендром или концом верхнего протерозоя. Каледонский цикл хорошо обособляется от позднебайкальского по парагенезам платформенных и геосинклинальных формаций. Начало его ознаменовалось также заметной перестройкой структуры кратона и обрушением по системе разломов докаледонских складчатых сооружений. Каледонский цикл явился составной частью мегацикла, который охватил палеозой или, возможно, весь фанерозой.

Палеозойский мегацикл развития структуры юга Восточной Сибири существенно отличался от предыдущих по характеру развития структуры земной коры. Как отмечалось выше, для шарыжалгайского мегацикла была характерна овощная складчатость и интенсивный метаморфизм пород. Слюдянско-дербинский мегацикл характеризовался в геосинклиналях линейной складчатостью и метаморфизмом высоких давлений. Байкальному мегациклу были присущи в значительной мере те же признаки, что и слюдянско-дербинскому. В палеозойское же время резко возросла роль разрывных дислокаций, предопределивших контуры седиментационных бассейнов и структур с тенденцией к вздыманию. Изменение характера деформаций земной коры от овощных складчатых структур к линейным, а от последних к складчато-глыбо-

вым есть отражение общей эволюции структуры земной коры Восточной Сибири. Конечно, видимые различия в стиле деформаций земной коры могут быть объяснимы в какой-то мере и различием глубины денудационного среза соответствующих комплексов. Но, очевидно, не это явилось основным.

ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ЭТАП

Шарыжалгайский этап обладал целым рядом специфических черт. Уже давно подмечено своеобразие седиментации, метаморфизма,магматизма и характера деформаций пород в раннем архее. Раннеархейские седиментационные бассейны были первичными в геологической истории и занимали, вероятно, всю Восточную Сибирь. Земная кора проходила в ту эру нуклеарную стадию развития (Павловский, 1962), сопровождавшуюся «амебоидальной», овоидной тектоникой (Шейнманн, 1970). Нуклеарная стадия сменилась, по мнению Е. В. Павловского (1964), новым стилем развития, характеризовавшимся, наряду с прочим, становлением первичных геосинклинальных бассейнов. В эпоху шарыжалгайского диастрофизма складчатые комплексы приобрели, в отличие от нуклеарной стадии, некоторые черты линейности, но последняя еще не была столь ярко выраженной, как в постшарыжалгайское время.

Для шарыжалгайских складчатых комплексов был характерен также глубокий метаморфизм, достигавший гранулитовой фации. Складчатость проистекала в основном под воздействием вертикального перемещения вещества земной коры, в результате чего формировались купола, но сказывались при этом и тангенциальные напряжения, обусловившие упорядоченное линейное расположение куполов и валообразных структур. Метаморфизм, сопровождавший складчатость, протекал в шарыжалгайское время при более высоких температурах и меньших давлениях, чем в постшарыжалгайском складчатом поясе Саяно-Байкальской горной области (Добрецов и др., 1965). Обрушение древнейшей шарыжалгайской складчатой системы, приведшее к возникновению Сибирского кратона и Саяно-Байкальской геосинклинальной области, оценивалось нами ранее (Замараев, 1967) как наиболее значительное в геологической истории Сибири. Новые данные позволили понять, что значение этого события еще более грандиозно, так как оно ознаменовало собой переход из одной кинематической стадии развития земной коры Восточной Сибири в другую. Этот кинематический скачок явился переходным к линейной складчатости. Именно такой является складчатость разновозрастных складчатых зон Саяно-Байкальского складчатого пояса. Рубеж знаменателен также и тем, что начиная с него в метаморфических толщах получили широкое развитие фации высоких давлений (бирюсинский, слюдянский, ольхонский, мамский комплексы и др.). Специально предпринятое О. В. Грабкиным изучение взаимоотношения амебоидальных шарыжалгайских структур и наложенных на них линейных слюдянских дало ценный материал для понимания деталей характера этого качественного скачка в динамике развития земной коры.

Шарыжалгайский блок, сложенный архейскими кристаллическими породами, является краевым выступом архейского фундамента Сибирской платформы (Обручев, 1949; Сулоев, 1962; Бузиков и др., 1964; Замараев, 1961). Большая часть исследователей считает, что он протягивается от побережья Байкала до бассейна р. Оки и обнажен на участке длиной 300 км. Ширина выхода на поверхность пород шарыжалгайской серии колеблется от 10 до 75 км, постепенно уменьшаясь к северо-западу. По данным аэромагнитных исследований, структуры обнаженной части блока прослеживаются к северу под образованиями

платформенного чехла. С юга и юго-запада они ограничены глубинным Главным Саянским разломом, краевым швом, разделяющим здесь Сибирскую платформу и Саяно-Байкальскую складчатую область (Замараев, 1961).

В настоящее время установлено, что для Шарыжалгайского выступа характерно блоковое строение, другими словами, он подразделяется на ряд частных блоков, наиболее крупными из которых являются юго-восточный, центральный и северо-западный. Границы между ними проходят по системам субмеридиональных разломов, оперяющих краевой шов Сибирской платформы. В пределах юго-восточного блока шарыжалгайская серия обычно подразделяется на шумихинскую, жидойскую и зогинскую свиты, стратиграфические взаимоотношения между которыми остаются неясными. Шумихинская свита сложена биотит-амфиболовыми, амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, жидойская — биотитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами, а зогинская — светлыми, «гранитного» облика биотитовыми, биотит-амфиболовыми и гиперстеновыми гнейсами. А. А. Шаффеев (1965) отмечает, что в пределах юго-восточного блока очень широко распространены чарнокиты и чарнокитизированные породы, а также граниты, гранито-гнейсы и мигматиты. Центральный блок целиком сложен породами китайской свиты. Это биотит-амфиболовые, высокоглиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы, играющие здесь весьма заметную роль.

В пределах северо-западного (Булунского) блока, расположенного в междуречье Онота и Оки, выделяют (снизу вверх) ерминскую, онотскую и таргазайскую свиты. Это биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, различные кристаллические сланцы и амфиболиты. Здесь отсутствуют карбонатные породы, столь характерные для китайской свиты, иногда отмечаются кварциты.

Вероятно, в архейское время на юге Восточной Сибири существовал чрезвычайно обширный бассейн, в котором происходило накопление мощных терригенных, хемогенных и вулканогенных толщ. Следствием проявления архейских процессов магматизма, палингенеза и ультраметаморфизма явилось образование согласных и согласно-секущих тел чарнокитов, гранитов и мигматитов, относимых обычно к китайскому комплексу. Состав этих образований определяется составом гранитизированных толщ.

В метаморфической эволюции Шарыжалгайского блока имели место два этапа (Крылов, Шаффеев, 1969). Во время первого, нижнеархейского этапа породы были глубоко и равномерно метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Наиболее крупные массивы таких пород сохранились в пределах юго-восточного блока. Второй этап, вероятно верхнеархейский, связанный со слюянской складчатостью, ознаменовался проявлением регressiveного метаморфизма амфиболитовой фации, наложенного на ранее сформированные минеральные ассоциации. Интенсивность наложения возрастает при движении на северо-запад, и в пределах северо-западного блока реликты гранулитовой фации весьма редки (Никитина, 1964). Шарыжалгайскую серию на основании сходства состава, внутреннего строения и возраста метаморфизма сопоставляют с архейскими образованиями Алданского щита (Фролова, 1962).

В пределах Алданского щита архейские метаморфические образования (Коржинский, 1939; Судовиков и др., 1962) сложены гиперстеновыми гнейсами (с гранатом, силлманитом и кордиеритом), кварцитами, мраморами, биотитовыми, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами. Породы эти вполне отчетливо группируются в три серии, из которых в самой нижней (иенгрской) ведущая роль принадлежит кварцитам и высокоглиноземистым породам, в средней (тимптонской) — гиперстеновым гнейсам и кристаллическим сланцам и в верхней (джел-

тулинской) — биотит-гранатовым гнейсам. Удельный вес карбонатных пород в общем разрезе метаморфической толщи невелик,

К древним образованиям относятся также породы Чарской глыбы, имеющие абсолютный возраст 2935 млн. лет и объединяемые в чарскую серию (Салоп, 1964, 1967). Среди них преимущественно развиты биотитовые, амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы с горизонтами гиперстеновых гнейсов, гиперстен-магнетитовых кристаллических сланцев и кварцитов. Гнейсы обычно инъецированы гранитным веществом и представляют собой типичные полосчатые мигматиты.

К раннеархейским образованиям также должны быть отнесены высокометаморфизованные толщи, выделяемые в пределах Лонгдорского и Чуйского поднятий и занимающие тектоническую позицию, аналогичную Шарыжалгайскому выступу и Алданскому щиту. Большая часть этих образований уничтожена послеархейскими интрузиями и подвержена неоднократным процессам ультраметаморфизма. Представлены они разнообразными гнейсами, метаморфизованными в условиях амфиболовой и, частично, гранулитовой фаций (Соколов, 1967).

Магматические комплексы раннего архея в пределах Шарыжалгайского выступа, Чарской глыбы и Алданского щита довольно однообразны и представлены основными и ультраосновными интрузиями, а также гнейсо-гранитами и чарнокитами (Дзевановский, 1964; Судовиков и др., 1962; Шафеев, 1970). При общем преобладании среди гнейсогранитов пород гранитного ряда отмечаются крайние разновидности: лейкократовые плагиограниты, существенно микроклиновые граниты и аляскиты.

Складчатые структуры раннего архея характеризуются своеобразными куполовидными формами. Наиболее крупные купола отмечаются в обнаженной части Алданского щита (Нижне-Тимптонский, Верхне-Алданский, Усть-Ичерский), достигающие в диаметре 60—75 км. Они окаймлены зонами развития узкой линейной складчатости, в которых отдельные складки достигают 50 км по длинной оси при ширине 4—5 км.

В пределах Шарыжалгайского выступа выделяются куполовидные и линейные складчатые формы, имеющие весьма неравномерное распространение. Они обособляются в участки с преобладанием того или иного вида складчатости. Своеобразие тектонической позиции выступа состоит в том, что он непосредственно примыкает к краевому шву Сибирской платформы и испытал на себе влияние всех тектонических преобразований, имевших здесь место с момента заложения этого глубинного разлома. В связи с этим архейские толщи Шарыжалгайского выступа — прекрасный объект для изучения влияния краевого шва на фундамент платформы. С другой стороны, изучая характер деформаций пород Шарыжалгайского блока на различных этапах, можно подойти к воссозданию полей тектонических напряжений в зоне краевого шва в разные периоды его длительной эволюции. Наши исследования имели целью прежде всего получить достоверные данные о морфологии структуры с тем, чтобы на этой базе строить все последующие выводы. Главный акцент был сделан на изучение первичных нелинейных складчатых форм юго-восточной части блока. В максимально обнаженном районе — на побережье оз. Байкал — был составлен детальный структурный разрез, приводимый здесь в обобщенном виде (рис. 1).

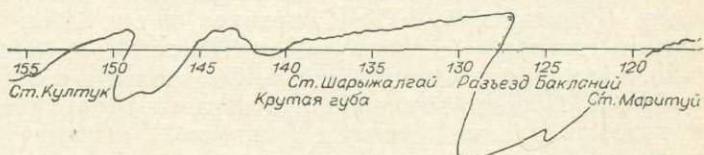


Рис. 1. Структурный разрез шарыжалгайской серии

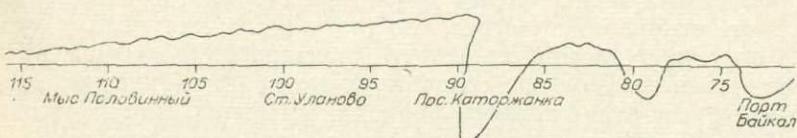
Основной особенностью строения юго-восточной части Шарыжалгайского блока является развитие в ней характерных складок, представленных не только типичными куполами, но и брахиантиклиналями разных форм и размеров. При полевом изучении разреза, прежде всего, бросается в глаза большое количество куполовидных складок с размахом крыльев от 50—70 до 400—500 м, которые, как показало дальнейшее изучение, являются складками второго порядка, осложняющими купола в десятки километров (см. рис. 1).

В сводах куполов залегание гнейсовидности, полосчатости длинных осей будин пологое; по мере движения к крыльям крутизна их становится большей, а на периферии, в межкупольных зонах, часто приближается к вертикальной.

Внутреннее строение куполов дисгармонирует с признаками внутристойного пластического течения вещества. В пачках метаморфических пород и согласных залежах гранитоидов наблюдаются раздувы и пережимы, распределение которых отражает сложную картину поля напряжений в период роста купола в пластичной среде. В наиболее подвижных лейкократовых породах, слагающих пластообразные тела, характерно уменьшение мощности в своде, над ядром купола, с образованием структуры будинажа. В результате оттока материала со свода на крылья образовались мелкие складки течения, опрокинутые от свода. Анализ распределения мощностей, местоположения зон оттока и нагнетания материала приводит к выводу о существовании в период складкообразования субвертикальных давлений со стороны гранитизированных ядер куполов. Породы крыльев куполов и крутых межкупольных синклинальных зон отличаются сильной дислоцированностью. Наблюдаемые здесь мелкие складки сложны, резко дисгармоничны, несут следы неоднократной деформации и мигматизации. Генетическая связь межкупольных синклиналей с гранито-гнейзовыми и гранитными ядрами куполов представляется несомненной. Большая часть мелких куполовидных складок асимметрична, с более длинным и пологим западно-юго-западным склоном при коротком и крутом восточно-северо-восточном.

По своему происхождению и механизму формирования купола Шарыжалгайского блока являются глубинными складчатыми формами, получившими наименование гранитных и гранито-гнейсовых диапиров (Белоусов, 1962). Активные и слагающие ядра куполов граниты, гранито-гнейсы и чарнокиты представляют собой продукты гранитизации вмещающих толщ. При гранитизации объем пород увеличивается, они насыщаются летучими компонентами, становятся менее плотными и более легкими, чем окружающие их толщи. Начинается «всплытие» гранитизированных масс, обусловленное «инверсией плотностей». Формирующиеся гранито-гнейсовые массы механически воздействуют на вмещающие толщи, приводя к образованию куполов с пологими склонами и крутыми сильно дислоцированными крыльями.

Поскольку в истории развития шарыжалгайской серии было два основных этапа гранитообразования — первый, связанный во времени с развитием регионального метаморфизма гранулитовой фации (2900 млн. лет), и второй — амфиболитовой фации (2000—1800 млн. лет; Крылов, 1968; Крылов, Шафеев, 1969), и в ядрах куполов наблюда-



по берегу оз. Байкал (от ст. Култук до порта Байкал).

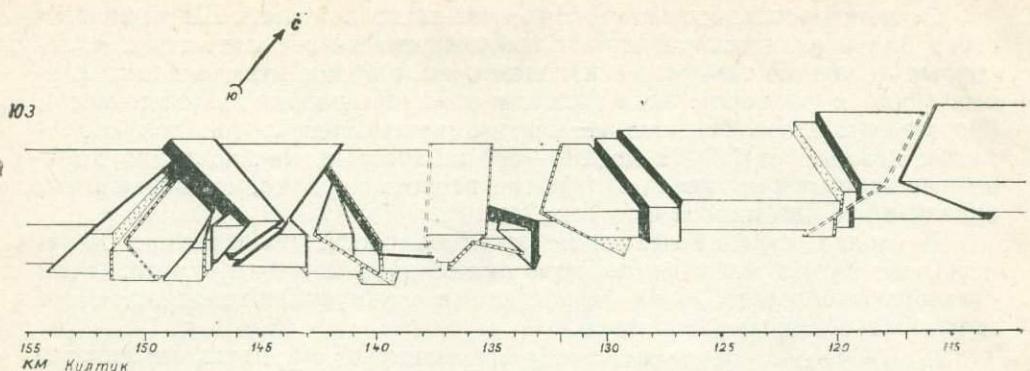


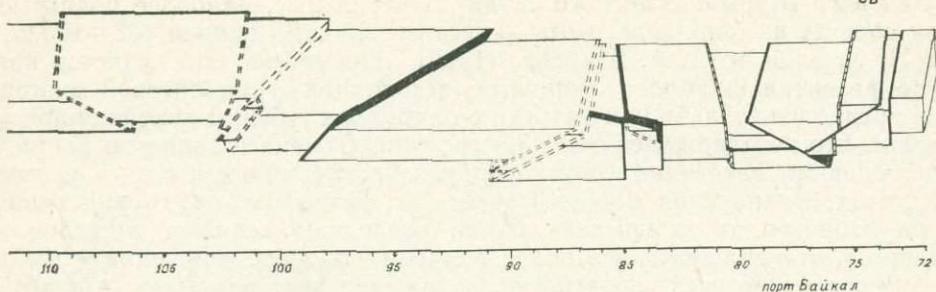
Рис. 2. Блок-диаграмма тектонической структуры шарыжалгайской

ются продукты ультратаморфизма обеих эпох, следует предположить существование глубинных диапиров двух генераций. Геологические и экспериментальные данные говорят, однако, в пользу того, что максимальное развитие процессов гранитизации отвечало условиям амфиболитовой фации метаморфизма, т. е. температуре около 650—700° и давлению водяных паров порядка 2000 бар (Фон Платен, 1967; Винклер, 1969). Учитывая, что в архее геотермический градиент был выше, чем в последующее время, такие параметры должны характеризовать глубины в 5—15 км. В условиях гранулитовой фации широкому процессу гранитообразования препятствует недостаток водяных паров. Поэтому, как показывают наши наблюдения и опыт изучения подобных толщ в других регионах, наиболее представительные, «динамические» складки глубинного типа связаны с зоной амфиболитовой фации (Менерт, 1963; Коляев, 1970). На приводимом нами разрезе (см. рис. 1) отчетливо выделяются две группы складок: 1) спокойные, очень пологие, «вязкие» гранито-гнейсовые и чарнокитовые поднятия, сливающиеся друг с другом без четких синклиналей на периферии, 2) более ярко выраженные, «напряженные» купола, интенсивно дислоцированные на периферии.

Учитывая регressiveную природу метаморфизма амфиболитовой фации (Крылов, Шафеев, 1969), можно следующим образом представить себе путь развития структуры Шарыжалгайского блока на ранних этапах. В связи с региональным метаморфизмом гранулитовой фации и гранитизацией (чарнокитизацией) первого этапа формируются очень пологие, слабо выраженные гранито-гнейсовые купола. Затем в период высокотемпературного diaftореза амфиболитовой фации вновь образуются подвижные гранитизированные массы как за счет ремобилизации гранитоидов прошедшего тектоно-метаморфического цикла, так и путем гранитизации дополнительных масс пород. Происходит подновление и усложнение части пологих «вязких» куполов первого этапа, а также образование многочисленных новых «напряженных» гранито-гнейсовых диапиров. Все это значительно усложнило существовавшую ранее довольно простую структуру.

Все сказанное выше касается, как уже указывалось, куполовидных форм шириной 100—500 м. Поскольку каждый небольшой, непосредственно наблюдаемый в обнажении купол представляет собой глубинный диапир, есть основание полагать, что участки слияния мелких куполов на фоне пологих залеганий сильно гранитизированной толщи должны рассматриваться как пологие своды крупных гранито-гнейсовых поднятий — структурных форм первого порядка, имеющих, как и частные купола, ультратаморфическую, глубинно-диапировую природу.

Выделено шесть таких крупных поднятий первого порядка на следующих отрезках Кругобайкальской железной дороги (в км): 1)



серии (между ст. Култук и портом Байкал).

74—78; 2) 81—86; 3) 90—118 (Улановский купол); 4) 128—140 (Шарыжалгайский купол); 5) 143—146; 6) 149—152. Разделяющие их участки с преобладанием крутых залеганий интерпретируются в таком случае как междиапировые синклинальные зоны первого порядка, испытавшие тангенциальное сжатие (в км): 1) 72—74 (синклиналь порта Байкал); 2) 78—81; 3) 86—90; 4) 118—128 (Маритуйская синклиналь); 5) 140—143 (синклиналь Крутой губы); 6) 146—149; 7) 152—156. Синклиналь Крутой губы представляет собой пологую спокойную симметричную мульду. Все остальные междиапировые синклинали асимметричны и запрокинуты к восток-северо-востоку. Поскольку большинство мелких куполов (форм второго порядка) обнаруживают такую же асимметрию, логично предположить, что и крупные гранито-гнейсовые диапиры — купола первого порядка — имеют аналогичную форму. Таким образом устанавливается общее опрокидывание структуры от зоны Главного Саянского разлома к восток-северо-востоку. Ширина куполов первого порядка колеблется от 3 до 28 км, а соответствующих межкупольных синклиналей — от 2 до 10. Характерно, что с удалением от пос. Култук и от порта Байкал, т. е. с приближением к центру Шарыжалгайского блока, гранито-гнейсовые купола первого порядка становятся все шире, иначе говоря, напряженность складчатости убывает. Такой рисунок складчатости связан, вероятно, с влиянием дополнительных напряжений вблизи крупных ветвей краевого шва Сибирской платформы, ограничивающих блок с юго-запада и северо-востока. Влияние Главного Саянского разлома, выразившееся в опрокидывании структуры к северо-востоку и обусловившее некоторую вторичную «линейность» куполовидных форм, было особенно сильным. Значительная часть разрывов Шарыжалгайского блока генетически связана с архейской складчатой структурой. Непосредственно в обнажениях побережья оз. Байкал можно наблюдать системы трещин отрыва, расположенные веерообразно в сводах небольших гранито-гнейсовых куполов.

Связь разрывов и трещин со складчатостью выявляется и в более крупном плане. Такой вывод следует из сопоставления схематического разреза, отображающего складчатую структуру (см. рис. 1) с блок-диаграммой (рис. 2). Особенно показательно соответствие между складчатой структурой и расположением разрывных нарушений в центральной части разреза, на участке между 90 и 120 км Кругобайкальской железной дороги. Здесь, как было показано, выделяется самое крупное на линии разреза гранито-гнейсовое поднятие первого порядка — пологий асимметричный купол, названный Улановским. На блок-диаграмме виден «веер» разрывов и трещин, приуроченный именно к этому куполу и захватывающий соседние крупные складки. По существ-

бу, главной блоковой структурой, отображенное на диаграмме, является указанное поднятие, представляющее собой центр всего послеархейского Шарыжалгайского свода. Центральные, наиболее поднятые, как следует из блок-диаграммы, — частные блоки в районе 103—105 км. И. Н. Крылов и А. А. Шаффеев (1969) описывают этот участок как поле развития наиболее типичных ассоциаций гранулитовой фации, т. е. предположительно как участки с наиболее глубоким денудационным срезом, что подтверждает наши построения. Отсюда к западу и востоку наблюдаются «лестницы» опускающихся блоков, причем, если в центре поднятия ограничения блоков круты, по разрывам преимущественно типа взбросов, то на крыльях блоки разделены сериями отчетливых надвигов, становящихся все более пологими по мере движения к периферии свода. По всей вероятности, заложение этих разрывов относится ко времени завершения складкообразования, уменьшения степени пластичности пород, начала формирования «жесткой» структуры. Основываясь на радиологических данных, можно предположить, что эти процессы связаны со временем, следующим непосредственно за периодом ре-грессивного метаморфизма амфиболитовой фации (2000—1800 млн. лет).

В целом внутреннюю структуру шарыжалгайского комплекса в конце архея можно представить как совокупность гранитизированных пологих ядер, в плане более или менее удлиненных на северо-запад, разделенных межкупольными синклинальными зонами, где относительно слабо гранитизированные породы залегают круто и смяты в сложные узкие изоклинальные складки. Межкупольные зоны «обтекают» гранитизированные ядра.

СЛЮДЯНСКИЙ ЭТАП

Начало слюдянского цикла ознаменовалось событиями, идолго определившими характер тектонического развития юга Восточной Сибири. В начале цикла шарыжалгайская складчатая система была раздроблена глубинными разломами. Как отмечалось выше, в результате этого возникли Сибирский кратон и Саяно-Байкальская протогеосинклиналь, заложенная на погруженном шарыжалгайском складчатом субстрате (Замараев, 1967).

Сибирский кратон в течение слюдянского цикла проходил стадию протоплатформенного развития и имел устойчивую тенденцию к воздыманию. Только в отдельных его местах развивались структуры типа авлакогенов (такие как Чарский и Маймаканский). Кратон повсеместно отделялся от геосинклинальной системы краевым швом, который на рассматриваемой территории был представлен тремя основными глубинными разломами — Присаянским, Прибайкальским и Становым (рис. 3). Прибайкальский глубинный разлом глубоко вторгался в тело кратона на северо-восток, а Становой далеко заходил на юго-запад в геосинклинальную область.

В течение слюдянского цикла развивалась обширная эвгеосинклинальная область, периферическая часть которой претерпела к концу цикла складчатость, была консолидирована и причленена к Сибирскому кратону. При этом были также деформированы и метаморфизованы комплексы пород, выполнявших авлакогены. Интенсивным деформациям и дифференцирующимся были подвержены края кратона. Приведем краткую характеристику структур, сформированных в слюдянском цикле.

Краевые структуры кратона

На рубеже нижнего и верхнего архея происходит резкая перестройка не только в структурном плане, но и в стиле развития южной части Восточной Сибири. Этот процесс направлен в сторону более дифференцированного развития земной коры. Поскольку мощность

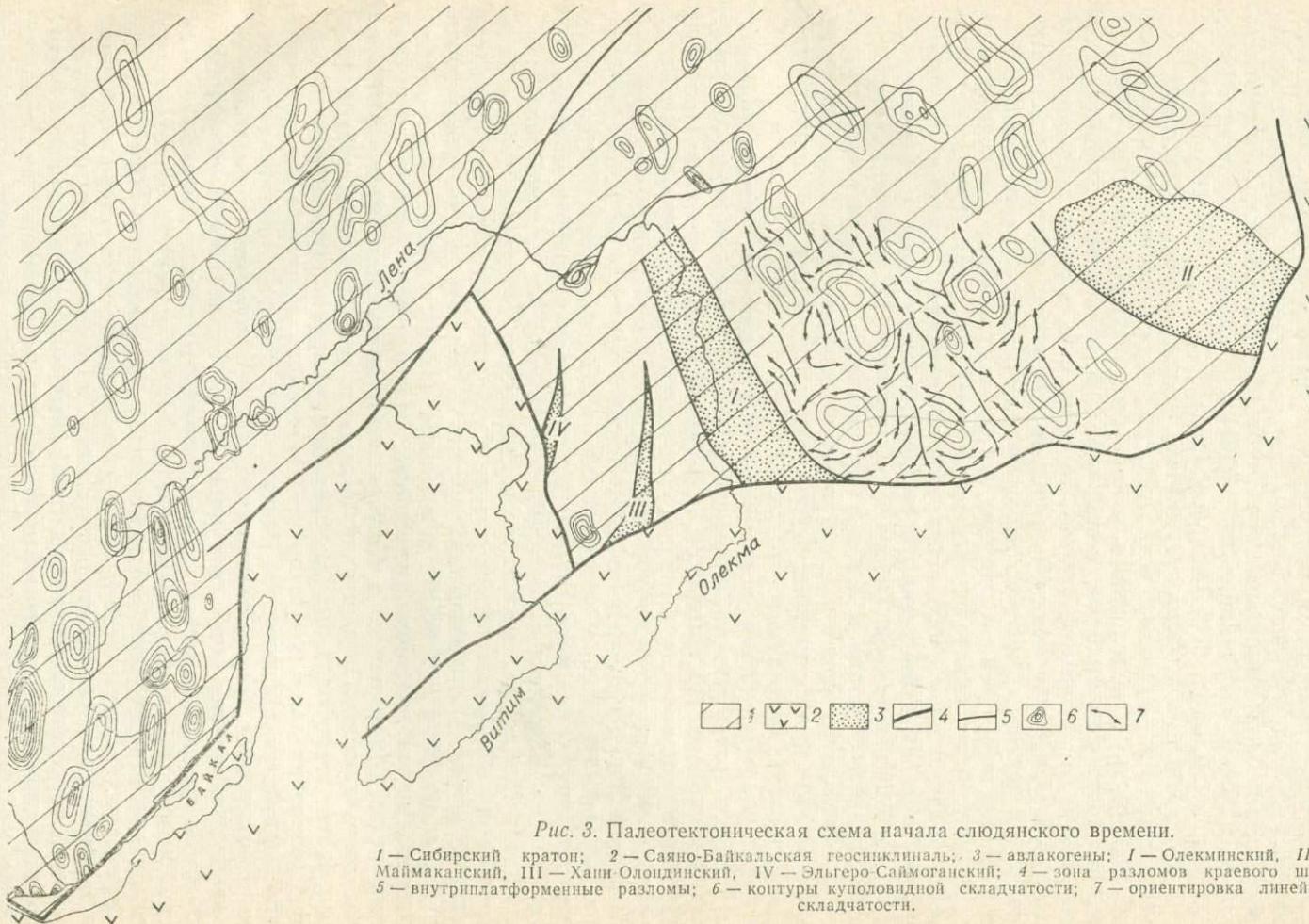


Рис. 3. Палеотектоническая схема начала слюдянского времени.

1 — Сибирский кратон; 2 — Саяно-Байкальская геосинклиналь; 3 — авлакогены; I — Олекминский, II — Маймаканский, III — Хани-Олоодинский, IV — Эльгеро-Саймаганский; 4 — зона разломов краевого шва; 5 — внутриплатформенные разломы; 6 — контуры куполовидной складчатости; 7 — ориентировка линейной складчатости.

земной коры к этому времени уже достигла определенного критического размера, то возникли условия, при которых действующие тектонические напряжения разрешались уже не пластическими, а хрупко-пластическими деформациями. Этим, вероятно, и должен объясняться новый, отличный от предыдущей истории этап развития земной коры,— процесс, который приводит к раздроблению некогда крупного Азиатского кратона на ряд кратонов, граничащих со смежными геосинклиналями посредством зон глубинных разломов, выделяемых под названием краевых швов (Шатский, 1947; Обручев, Великославинский, 1953; Дзевановский и др., 1970; Замараев, 1967).

Но древние платформы в отличие от современных, лишенных покрывающего их осадочного чехла, обладали значительной мобильностью, что приводило к появлению в их краевых частях швовых прогибов и авлакогенов. Как правило, пришовные прогибы своей длинной осью совпадают с простиранием самого краевого шва, в то же время древние авлакогены ориентированы под некоторым углом к нему, от острого почти до прямого, и нередко вдаются далеко в тело стабильного региона. Анализ вещественного состава, времени заложения и завершающих этапов развития вполне однозначно показывает, что пришовные прогибы представляют собой структуры длительного развития, соподчиненные в своем становлении периодам развития смежной с ними геосинклинальной системы. Ввиду того, что геосинклинальные системы южной части Восточной Сибири имеют четко выраженное мегациклическое развитие, можно вполне уверенно выделить и соответствующие им краевые платформенные структуры, отвечающие по длительности развития этим мегациклам.

Наиболее древними пограничными структурами, наметившимися в позднем архее между Сибирским кратоном и геосинклинальной системой, являются Олекминский и Маймаканский пришовные прогибы. По мере удаления от Станового краевого шва вглубь стабильного региона они переходят в четко выраженные авлакогены, ограниченные от древних пород Алданского щита серией глубинных разломов, простирающихся параллельно краевым зонам авлакогенов. Рассмотрение соотношения Олекминского авлакогена с верхнеархейским становым складчатым комплексом показывает, что складки олекминского комплекса расходятся веерообразно и смыкаются со становым. В районе сочленения обоих комплексов в зоне Станового краевого шва располагаются крупный анортозитовый массив и большое количество мелких глыб, сложенные алданским комплексом нижнего архея и затронутые процессами интенсивного диафтореза. Аналогичная картина и в зоне сочленения Маймаканского (Заучурского) пришовного прогиба. Породы, выполняющие Олекминский авлакоген, представлены амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, амфибол-гранатовыми, биотитовыми гнейсами, разнообразными кристаллическими сланцами и реже железистыми кварцитами, слагающими ряд свит, объединенных в олекминскую серию мощностью до 8,5 км (Дзевановский, 1961). Авлакоген расположен на западе Алданского щита, отделяет его основной массив от Чарской глыбы и прослеживается в субмеридиональном направлении более чем на 180 км при ширине 50—30 км. С запада и востока он ограничен глубинными разломами — Токкинским и Олекминским (Амгинским). Складчатость Олекминского авлакогена в целом имеет меридиональное простижение с некоторым отклонением к северо-западу, что подчеркивается чередованием крупных линейных антиклинальных и синклинальных структур с параметрами 60×10 км, усложненных, как правило, более мелкой складчатостью. Довольно часто основные складчатые структуры осложнены горизонтальными *S*-образными изгибами, пространственно тяготеющими к зонам региональных разломов северо-западного простирания.

Маймаканский авлакоген расположен в пределах Маймакано-Батомгского поднятия Алданского щита (Косыгин и др., 1965) по левобережью верхнего течения р. Маи. Комплекс выполняющих его пород представлен биотитовыми, биотит-гранатовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами с линзами мраморов (видимая мощность до 8 км). Пласти собраны в узкие линейные складки северо-западного простирания и инъецированы древнестановыми гранитами. С запада Маймаканский авлакоген ограничен от более древних нижнеархейских образований Алданского щита зоной Улканского разлома.

Кроме того, в пределах Чарской глыбы в непосредственной близости к зоне краевого шва сосредоточено большое количество узких и длинных трогов (Федоровский, Лейтес, 1968), имеющих отчетливое морфологическое сходство с наложенными геосинклинальными трогами тимискамингского типа (Марков, 1962): Хильгандинский, Эльгерский, Саймаганский, Хани-Олондинский, Итгилекский, Эвонокитский, Бурпалинский, Каларский, Катаргинский, Чукчудинский. Основная масса этих трогов ориентирована в меридиональном направлении, но близко к зоне Южно-Алданского краевого шва они ориентированы субпараллельно последнему. Состав выполняющих их образований представлен биотитовыми, роговообманково-биотитовыми, двуслюдяными кристаллическими сланцами, микрогнейсами, разнообразными кварцитами от мономинерального до амфибол-гранат-магнетитового состава. Мощности в пределах шовных прогибов достигают 3,0—3,5 км. Внутренняя структура прогибов весьма сложна. Выполняющие их толщи обычно смяты в узкие линейные складки, осложненные дополнительными часто изоклинальными и опрокинутыми складками. В современном срезе троги ограничены зонами разломов, по которым комплекс архейского основания нередко надвинут на них. Породы, залегающие в трогах, метаморфизованы весьма неравномерно. В отдельных участках они настолько сильно гранитизированы, что практически не отличимы от повторно гранитизированных архейских пород. Соотношение их с более молодыми образованиями, а именно, с породами удоканской серии, наблюдались лишь в единичных случаях и понимаются неодинаково. Ряд исследователей (Федоровский, Лейтес, 1968) отмечает их более низкое стратиграфическое положение по отношению к образованиям удоканской серии. В то же время В. А. Куряяцева (1969) указывает на наличие структурного несогласия между образованиями олондинской и удоканской серий. В свою очередь, образования олондинской серии залегают несогласно на гранитизированном нижнеархейском кристаллическом основании.

Геосинклинальная область

Центральная часть Восточного Саяна. Для расшифровки докембрийской истории Саяно-Байкальского складчатого пояса объектом стал Центрально-Саянский сегмент, где выявлено сложное сочетание нескольких разновозрастных докембрийских складчатых комплексов. В этой связи Центрально-Саянский сегмент рассматривается в роли тектонотипа для Саянской ветви единого Саяно-Байкальского складчатого пояса.

На основе новых данных и анализа имеющегося по региону материала докембрий центральной части Восточного Саяна делится на четыре самостоятельных разновозрастных метаморфических комплексов: бирюсинский — верхнеархейский; дербинский — нижнепротерозойский; кувайский (туманшетский, инжигейский) — среднепротерозойский; тагулдинский (чатыгойский, карагасский) — верхнепротерозойский. В соответствии с этим история докембрийского тектогенеза центральной час-



ти Восточного Саяна разделяется не менее чем на три тектонические эпохи: бирюсинскую (верхнеархейскую), дербинскую (нижнепротерозойскую) и байкальскую (средне-верхнепротерозойскую). Наиболее древние метаморфические толщи центральной части Восточного Саяна известны под названием бирюсинской серии. В структурном отношении бирюсинская серия слагает складчатую зону, ограниченную с юго-запада и северо-востока глубинными разломами — Главным Саянским и Бирюсинским.

Проблема структурного взаимоотношения и возраста метаморфических комплексов Бирюсинской глыбы — одна из наиболее сложных в Восточном Саяне. Одними исследователями (Обручев, 1942; Хильтова и др., 1964; Сезько, 1965) бирюсинская серия относится к архею; другими (Дибров, 1964; Додин и др., 1968) — к нижнему протерозою. В. П. Руднев, О. П. Алексеева для этой серии предлагают архейско-нижнепротерозойский возраст. Наиболее молодой — рифейский — возраст определяет для бирюсинской серии А. Н. Рассказчиков (1971).

Необходимо напомнить, что принципиально иным путем в трактовке докембрия этого района шли геологи в 30-х годах. И. А. Кобеляцкий, Л. П. Серов, М. М. Лавров, С. Н. Криволапов, Н. А. Флоренсов расчленяли докембрий Бирюсинской глыбы на два разновозрастных комплекса: «гнейсовую свиту архея» и «кварцито-известняково-сланцевую свиту протерозоя». Несогласие между этими свитами предполагалось в 1939 г. М. М. Лавровым, который указывал «на разницу в простирациях этих свит, измеряющуюся в бассейне р. Левый Кукшер углом в 25—30°». Позднее А. Н. Рассказчиковым в 1957 г. в бассейне р. Тагула был отмечен переход по простиранию свиты гнейсов архея в сланцевую свиту протерозоя. На этом основании две вышеуказанные свиты объединены им в одну бирюсинскую свиту. На существующих в настоящее время среднемасштабных геологических картах бирюсинская свита А. Н. Рассказчиковым, П. В. Дубиным, В. П. Рудневым, А. П. Таскиным и др. расчленяется на три согласно залегающие подсвиты: гнейсовую, сланцевую и карбонатную. Ими утверждалось, что складчатость, магматизм и метаморфизм произошли в результате проявления не двух, как считали И. А. Кобеляцкий, М. М. Лавров, а одного тектоно-магматического цикла.

При полевых исследованиях этих метаморфических образований, предпринятых в связи с такими принципиальными разногласиями, А. И. Сезько в 1968 г. обнаружил несогласное трангрессивное налегание сланцевой свиты протерозоя на гнейсовую свиту архея. Непосредственный контакт между песчаниками сланцевой свиты с гранитами, интрудирующими свиту архея, наблюдался в северо-западной части глыбы по правому скальному берегу р. Туманшет в устье р. Нижней Белой. Здесь аркозовые песчаники, залегающие на гнейсо-гранитах, не несут следов контактовых воздействий, содержат остроугольные обломки полевых шпатов. Выше по разрезу аркозы сменяются кварцевыми песчаниками, гравелитами, углисто-кварцево-сернистовыми сланцами, известковистыми и кварц-полевошпатовыми сланцевыми песчаниками. Гнейсы и амфиболиты архея вблизи контакта падают на юг — юго-восток 160° под углом 60° ; гнейсо-граниты имеют гнейсовидность с таким же падением под углом 40° ; перекрывающие их аркозовые песчаники имеют падение на северо-восток 10° под углами от 30 до 60° . Эти наблюдения, полученные в хлоритовой зоне прогрессивного метаморфизма сланцевой свиты, свидетельствуют о стратиграфическом несогласии между гнейсовой свитой и сланцевой.

Вышеизложенное позволяет выделить в метаморфических комплексах, слагающих Бирюсинскую глыбу, две разновозрастные серии пород, ранее соответствовавшие единой бирюсинской. За нижней серией целесообразно сохранить название бирюсинская. Верхнюю А. И. Сезько

в 1964 г. предложил называть туманштетской. Вопрос о территориальных границах между этими разновозрастными комплексами в ряде районов остается не совсем ясным. Из-за отсутствия достаточного количества конкретного фактического материала границы между гнейсовой и сланцевой свитами мы оставляем такими, какими их определили И. А. Кобеляцкий, М. М. Лавров и др. в 1939 г.

При анализе парагенезов пород бирюсинской серии по составу и строению слагающих ее осадков становится очевидным, что ее разрез в целом образован двумя формациями: нижней терригенно-вулканогенной и верхней карбонатно-терригенной. Терригенно-вулканогенная формация сложена мощным (не менее 3500 м) комплексом пород неоднократно метаморфизованных образований хайламинской свиты. По минералогическому составу слоисто-полосчатых гнейсов, амфиболитов, присутствию выдержаных по простиранию плоскопараллельных текстур можно с определенной долей уверенности говорить о наличии в этой свите терригенных осадочных образований. С другой стороны, присутствие в ней невыдержаных по простиранию мощных (700—800 м) тел амфиболовых гнейсов, эклогитоподобных пород, линзовидных тел ортоамфиболитов свидетельствует о широком развитии вулканогенных образований. Верхней, карбонатно-терригенной формации соответствуют образования алхадырской и барбитайской свит. Ее можно подразделить на две субформации: терригенную и известковистую. О первично терригенном происхождении осадков алхадырской свиты, относящейся к терригенной формации, свидетельствует переслаивание гнейсов, глиноземистых сланцев с прослоями кристаллических известняков; мощность ее 2000—3000 м. Верхнюю, известковистую формацию (мощность 1100 м) слагают известняки с прослоями гранат-амфиболовых гнейсов, реже кварцитов.

Вопросы метаморфизма Бирюсинской глыбы в такой же степени дискуссионны как и ее возраст. Нерешенными остаются даже основные вопросы регионального метаморфизма Бирюсинской глыбы; степень метаморфизма, количество его этапов, возраст и диапазон колебаний; особенно остро стоит вопрос о наличии или отсутствии гранулитовой фации.

Проведенные исследования минеральных ассоциаций приводят к следующим основным выводам по метаморфизму бирюсинской серии: 1) присутствие в породах бирюсинской серии гранулитовой фации метаморфизма; 2) отсутствие фации зеленых сланцев; 3) неоднократные регионально-метаморфические преобразования пород. Участки пород гранулитовой фации метаморфизма установлены на правом склоне долины р. Большой Бирюсы. Здесь выявлены следующие минеральные ассоциации: кварц — ортоклаз — гиперстен — биотит; кварц — плагиоклаз — гранат — микроклин. Помимо наших данных, наличие гранулитовой фации на левобережье р. Большой Бирюсы в настоящее время подтверждают материалы В. М. Таевского, Ю. М. Соколова (1970).

Указания на присутствие в бирюсинской серии пород, метаморфизованных в фации зеленых сланцев, нашими исследователями не подтвердились.

Породы этой фации метаморфизма, развитые в северо-западной части глыбы, трангрессивно залегают на бирюсинской серии, образуя с ними стратиграфическое несогласие, и выделяются, как отмечалось выше, в туманштетскую серию.

Большая часть пород Бирюсинской глыбы метаморфизована в амфиболитовой фации. Среди них различаются породы, образовавшиеся при регressiveном метаморфизме гранулитового комплекса, и породы, метаморфизованные прогрессивно. Зона широко проявленной повторной перекристаллизации в условиях амфиболитовой фации располагается в северо-восточной части глыбы вдоль Бирюсинского глубинного разлома в породах нижней терригенно-вулканогенной формации би-

риюсинской серии (хайламинская свита). Регрессивный характер метаморфизма в этой зоне выявляется на том основании, что в ряде мест (бассейн р. Большой Бирюсы) внутри бирюсинских гнейсов встречаются реликты минералов первичного гранулитового комплекса (гиперстена, граната)¹.

В срединных частях Бирюсинской складчатой зоны наблюдается прогрессивный характер метаморфизма амфиболитовой фации с нормальной зональностью от ставролит-кварцевой (бассейн р. Нерсы) до силлиманит-альмандиновой субфации (бассейн р. Ии). При этом намечается поперечное расположение изоград по отношению к складчатым структурам. Такая зональность проявлена в верхней известняково-сланцевой части бирюсинской серии (алхадырская и барбитайская свиты).

В районах развития регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации широко развиты процессы замещения ромбических и моноклинных пироксенов амфиболами вплоть до полного их исчезновения, а также замещения граната биотитом. Минеральные ассоциации в этих случаях следующие: роговая обманка — плагиоклаз (часто пироксен виден в реликтах); амфибол — плагиоклаз — гранат; амфибол — плагиоклаз — пироксен — гранат; амфибол — плагиоклаз — кварц; кварц — плагиоклаз — микроклин — биотит (\pm роговая обманка). Минералами последней ассоциации в основном сложены мигматиты, структурно тесно связанные, с одной стороны, с массивами гранитоидов хадаминского (онотского) комплекса, а с другой — с вмещающими их гнейсами. Мигматиты и связанные с ними граниты, судя по обнаружению среди них участков развития гиперстеновых чарнокитовых гнейсов, вероятнее всего образовались в регрессивный этап бирюсинского метаморфизма.

Гранитоиды хадаминского (онотского) комплекса, образующие купольные, линзовидные и пластовые тела среди верхнеархейских толщ бирюсинской серии, объединяются, по классификации Ю. А. Кузнецова (1964), в формацию мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов. Наиболее типичны для комплекса очковые, биотитовые и амфибол-биотитовые ортогнейсы, гнейсограниты, биотитовые гнейсвидные граниты. Контакты интрузий онотского комплекса нерезкие, расплывчатые, с массой послойных инъекций и представляют собой постепенный переход через зону мигматизации от гнейсов к инъекционным гнейсам и ортогнейсам. Это области, где нижние части разреза бирюсинской серии и гранитоиды спаяны в один складчатый комплекс, что является характерным признаком зон ультраметаморфизма. Все сколько-нибудь крупные массивы гранитоидов мигматитовой формации пространственно неотделимы от зоны глубинного Бирюсинского разлома, с севера ограничивающего глыбу.

Итак, существует неразрывная генетическая связь между регрессивным метаморфизмом и образованием гранитоидов. Этот вывод находит себе подтверждение при рассмотрении вопросов генезиса гранитоидов других глыбовых областей. Так, Ф. А. Летников (1972) на основании анализа геологического материала по гранитоидам Кокчетавской глыбы и экспериментальных работ по плавлению гранитов устанавливает следующее: «...в древних глыбовых и субплатформенных структурах метаморфизм и процессы палингенеза разделены значительным интервалом времени, и если метаморфизм знаменует собой прогрессивную стадию, то выплавление больших масс гранитоидов протекает на регрессивной стадии... Наиболее благоприятным фактором для развития процессов плавления силикатного субстрата в условиях земной коры является квазизотермичное уменьшение общего давления». Вероятно, при формировании мигматитовой формации Бирюсинской

¹ Это явление могло быть обусловлено и автометаморфизмом (Прим. ред.).

глыбы наряду с общим тепловым потоком фактор общего давления играл не последнюю роль. По-видимому, при тангенциальных движениях блоков земной коры в отдельных этапах нижнего протерозоя Бирюсинский разлом представлял собой зону растяжения. В силу этого снижение существующих в ней напряжений и снятие части общего давления могло послужить одной из причин начала регрессивного метаморфизма и выплавления ононских гранитов.

Продукты регрессивного этапа метаморфизма и связанные с ним ононские граниты, по-видимому, относятся к нижнепротерозойской тектонической эпохе, поскольку туманшетская серия среднего протерозоя их трансгрессивно перекрывает. Среднепротерозойский возраст туманшетской серии, в свою очередь, определяется на основе трансгрессивного перекрытия ее карагасской серией верхнего протерозоя. Абсолютный возраст амфибола из амфиболита бирюсинской серии дал значение в 2117 млн. лет (данные лаборатории Иркутского геологоуправления, калий-argonовый метод); амфибол во многих случаях в пределах глыбы замещает первичные пироксены. Аналогичные реакционные взаимоотношения между пироксенами и амфиболами установлены в юго-восточной части Восточного Саяна, где возраст обыкновенной роговой обманки (из гранатового амфиболита аналогов бирюсинской серии), замещающей пироксен, определен в 2080 млн. лет (Хальтова, Крылов, 1965).

Тектоническая структура Бирюсинской глыбы представляет собой сложное сочетание валообразных, купольных, в различной степени осложненных крупных антиклинальных зон, образующих нижний структурный подъярус, и линейных, вытянутых, более крупных и сжатых синклинальных зон верхнего структурного подъяруса. Купольные, валообразные структуры нижнего подъяруса сложены породами терригенно-вулканогенной формации. В плане они имеют почти изометричные формы со средними углами падения пород и в поперечнике достигают 20—30 км; более протяженные валообразные антиклинальные структуры при ширине от 5 до 15 км прослеживаются в длину от 10 до 75 км и более. Ядра куполов и валов сложены гранитоидами ононского комплекса.

Линейные, более сжатые синклинальные зоны верхнего подъяруса сложены породами верхней карбонатно-терригенной формации (алхадырская и барбитайская свиты). Данному подъярусу присущи признаки облекания антиклинальных ядер, в плане он образует линейно вытянутые сигмоиды. Синклинальные зоны состоят из серии антиклинальных и синклинальных складок, осложненных складками более высоких порядков. Наиболее характерные крупные синклинали при ширине от 5 до 10 км протягиваются на 50 км и более. Их ядра сложены верхними частями разреза бирюсинской серии. Дисгармония в складчатости нижних и верхних частей разреза, т. е. приуроченность того или иного морфологического типа складок к определенным частям разреза бирюсинской серии, выдерживается по всей территории глыбы. Особенно резко выделяются складчатые структуры нижнего и верхнего подъярусов при анализе их в плане. Все это позволяет установить вертикальную зональность складчатости, выражющуюся в брахиформности нижнего структурного подъяруса и сложной сигмоидальной линейности верхнего подъяруса. Помимо вертикальной зональности в описываемом районе довольно отчетливо выделяется поперечная и продольная зональность в складчатости.

По морфологии крупных складок, ориентировке складчатых дислокаций в поперечном направлении Бирюсинскую глыбу можно подразделить на три структурные зоны: 1 — зону гранито-гнейсовых валов и куполов (Северо-Восточная структурная зона, собственно Бирюсинская); 2 — зону линейной сигмоидальной складчатости (Срединная

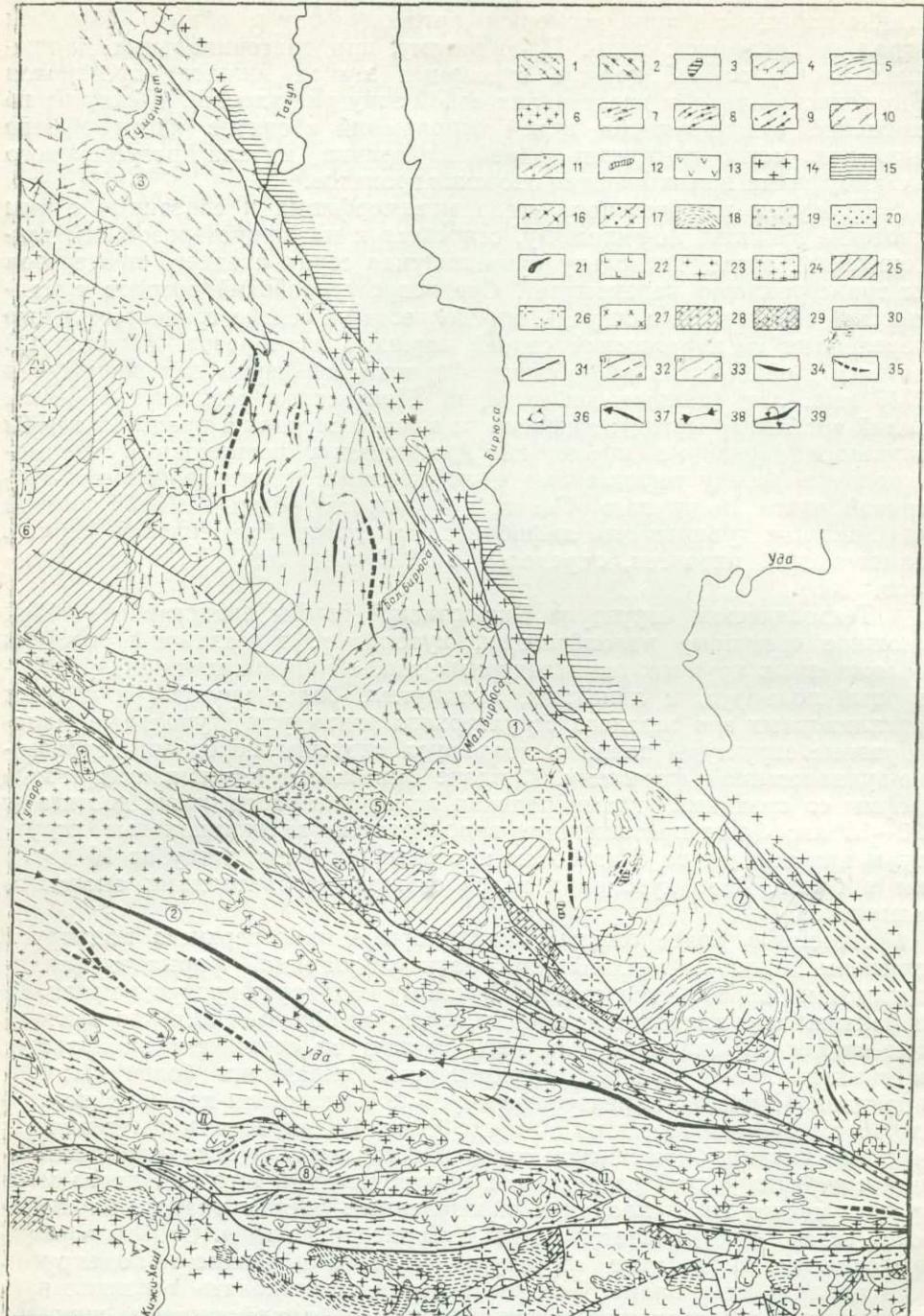


Рис. 4. Схема тектонического строения центральной части Восточного Саяна. Составил А. И. Сезько по материалам экспедиций Иркутского, Красноярского, Бурятского геологических управлений, Всесоюзного аэрогеологического треста и собственным данным.

1—4 — зона верхнеархейской (бирюсинской, беломорской) складчатости; 1 — нижний структурный подъярус, 2 — верхний структурный подъярус, 3 — ультраосновные породы (идарский комплекс), 4 — гранитоиды (хадаминский комплекс); 5 — зона нижнепротерозойской (дербинской, карельской) складчатости; 6 — дербинские гранитоиды (дербинский комплекс); 7—15 — зоны байкальской складчатости: 7 — выступы дербинских структур, переработанные байкальской складчатостью, 8 — нижний структурный ярус, 9 — верхний структурный ярус; 10—11 — байкальские прогибы, наложенные на бирюсинскую и дербинскую складчатые зоны (10 — нижний структурный ярус, 11 — верхний структурный ярус); 12—14 — байкальские магматические породы (12 — ультраосновные породы, 13 — основные породы, 14 — гранитоиды), 15 — краевой (Присланский) прогиб; 16—18 — эвгосинклинальная зона фланней каледонской складчатости; 16 — выступы раннебайкальских структур, 17 — выступы поздне-

структурная зона); 3 — зону изометричной субмеридиональной складчатости (Юго-Западная структурная зона, Мало-Тагульская).

Северо-Восточная структурная зона (Бирюсинская) гранито-гнейсовых валов и куполов прослеживается в северо-западном направлении от р. Оки до р. Большой Бирюсы. Здесь, в устье ее притока р. Кривой Мурки, она сужается до выклинивания и далее протягивается в виде узкого гранито-гнейсового вала на протяжении еще 100 км до р. Туманшет, где скрывается под девонскими отложениями Рыбинской впадины (рис. 4). Отличительной особенностью этой зоны является широкое развитие своеобразных структур типа гранито-гнейсовых валов, овалов и куполов. По форме это валообразные, овальные или неправильной формы куполовидные образования, сложенные в центральных частях гранито-гнейсами и гранитами охотского комплекса; по направлению к краевым частям они тесно связаны через зону мигматитов с вмещающими гнейсами и амфиболитами хайламинской свиты. В составе зоны по направлению с юго-востока на северо-запад выделяются следующие наиболее крупные ее элементы: Ийско-Окинский вал, Хадаминский купол, Мало-Бирюсинский и Тегурский гранитогнейсовые валы.

Оценивая позицию Бирюсинской структурной зоны в общей структуре докембрия региона, заметим, что валы и купола образуют цепь структур, которые располагаются только вдоль зоны Бирюсинского глубинного разлома. В других местах глыбы купольные структуры и связанные с ними охотские гранитоиды отсутствуют. Эта особенность позволяет предполагать, что первопричиной возникновения гранито-гнейсовых купольных структур явился Бирюсинский глубинный разлом, вдоль которого, вероятно, локализовался тепловой поток и создавались благоприятные для образования гранитоидов динамические условия.

Срединная структурная зона протягивается относительно узкой сложно построенной полосой от бассейна р. Ии до междуречья Туманшет — Тагул вдоль всей глыбы, занимая главным образом срединные части и разделяя ее как бы на две продольные половины. Она охватывает алхадырскую и барбитайскую свиты глиноземистых сланцев и известняков. Ширина зоны от 8 до 25 км. В ее пределах с северо-запада на юго-восток выделяются Тагульская, Нерсинская, Нерхинская, Барбитайская структуры, расположенные большей частью кулисообразно.

Мало-Тагульская структурная зона слагает западную часть Бирюсинской краевой глыбы. Контуры зоны установить не удается, так как большая ее часть перекрыта плащом девонских эфузивов Агульского вулканогенного прогиба.

Внутренняя структура зоны характеризуется на примере Ланжинского антиклинала. Последний имеет почти изометричное очертание. Углы падения его крыльев более пологие, чем в смежном с востока Нерсинском синклинале. По направлению к северу наблюдается общее погружение шарнира антиклинала, благодаря чему он расщепляется на три сложно построенные антиклинали второго порядка. Замыкание

байкальских структур, 18 — главный геосинклинальный комплекс; 19, 20 — многоеосинклинальная зона ранней каледонской складчатости; 19 — главный геосинклинальный комплекс (Миричунский прогиб); 20 — орогенный комплекс (Киченский прогиб); 21—24 — раннекаледонские магматические породы; 21 — ультраосновные, 22 — основные, 23 — гранитоиды, 24 — субщелочные; 25—28 — среднепалеозойские зоны активизации; 25 — Агульская наложенная впадина ($S_3 - D_1$), 26 — граниты, сиениты (огниткий комплекс), 27 — щелочные сиениты, граниты (сангиленский комплекс), 28 — нижне-среднедевонские наложенные впадины; 29 — юрская наложенная впадина; 30 — кайпозийская (Агульского озера) впадина; 31 — глубинные разломы: I — Главный Саянский; II — Удинский; 32 — разломы недифференцированные (а — выявленные, б — предполагаемые); 33 — границы стратиграфические, интрузивные (а — выявленные, б — предполагаемые); 34 — оси антиклиналей; 35 — оси синклиналей; 36 — гранито-гнейсовые купола; 37 — складка с наклонным шарниром; 38 — перегиб шарнира; 39 — ось антиклинали опрокинутой. Арабскими цифрами на схеме обозначены: 1 — Бирюсинская глыба; 2 — Восточно-Саянский антиклиналь; 3—5 — наложенные прогибы; 3 — Туманшетский, 4 — Миричунский, 5 — Киченский, 6 — Агульская впадина; 7, 8 — гранитогнейсовые купола; 7 — Хадаминский, 8 — Магдасский.

этих антиклиналей происходит кулисообразно. Несмотря на некоторую изометричность складчатых структур Мало-Тагульской зоны, по своей морфологии они отличаются от куполообразных структур Бирюсинской зоны, хотя сложены породами нижней терригенно-вулканогенной формации. Здесь отсутствуют мощные поля гранитоидов хадаминского комплекса, что объясняется удаленностью Мало-Тагульской зоны от Бирюсинского глубинного разлома. Отличительная черта этой зоны — и ее общее субмеридиональное простирание.

Своебразные закономерности в тектоническом рисунке Бирюсинской глыбы выявляются при анализе соотношения внутренней структуры с контурами ее краев. Основные структурные направления в Бирюсинской глыбе имеют меридиональное простирание (см. рис. 4). Сама же глыба простирается в северо-западном направлении. Однако срезание господствующих меридиональных осей складок северо-западными разломами, оконтуривающими глыбу, наблюдается не повсеместно. Чаще простирации осей складок приспособливаются к ограничивающему глыбу с северо-востока Бирюсинскому разлому. В меньшей степени это относится к зоне Главного разлома Восточного Саяна. Прослеживая в продольном направлении глыбы основные простирания осей складок, можно видеть, что субмеридиональное простирание переходит в северо-западное, «саянское», реже в северо-восточное. При этом в плане часто заметны резкие дугообразные изгибы складок, напоминающие букву *S*, т. е. создающие сигмоиды. Такого типа изгиб образует, например, Тагульский синклинал. По левобережью Тагула, ниже устья р. Гутары, складки синклинала ориентированы на северо-запад, в соответствии с ограничивающими глыбу разломами. При переходе на правобережье, против устья р. Лариной, они разворачиваются под прямым углом к прежнему простиранию и приобретают северо-восточную ориентировку. Одновременно происходит резкий разворот и осевых поверхностей складок: западнее русла р. Тагула они запрокинуты на юго-запад, а в северо-восточном отрезке синклинала они, винтообразно закручиваясь, начинают запрокидываться на юго-восток. В южной части Тагульской сигмоиды разворот осей складок происходит более плавно и под меньшим углом, около 45° ; северо-восточные простирания здесь постепенно сменяются субмеридиональным и затем северо-северо-западным. Осевые плоскости сохраняют запрокинутость на восток. Амплитуда сигмоиды достигает 25—30 км. Сигмоидальность Нерчинского и Нерхинского синклиналов выражена менее четко. Тем не менее, как и в случае с Тагульской сигмоидой их северные и южные окончания ориентированы на северо-северо-восток, а центральные части — меридионально.

Не менее важная особенность намечается во взаимосвязи интенсивности складчатости с основными структурными направлениями. На примере Нерчинского и Барбитайского синклиналов видно, что складки, близкие к изоклинальным, чаще тяготеют к субмеридиональным участкам синклиналов. Там же, где оси последних разворачиваются в других азимутальных направлениях, в их строении принимают участие более пологие, открытые складки.

Таким образом, можно наметить продольную зональность складчатости в Бирюсинской глыбе, выражающуюся в сигмоидальности, последовательном сочетании довольно протяженных и выдержаных субмеридиональных отрезков структур (и связанных с ними более сжатых складок) с северо-западными, реже северо-восточными и субширотными их участками.

Юго-Западное Прибайкалье. В результате исследований последних лет стало выясняться, что наряду с общностью геологического строения Восточного Саяна и Хамар-Дабана, как частей единой Саяно-Байкальской области, намечаются и существенные их различия. Как показано выше, докембрийскую и нижнепалеозойскую историю развития цент-

ральной части Восточного Саяна А. И. Сезько разделяет на четыре этапа тектонического развития: бирюсинский, дербинский, байкальский, каледонский, каждому из которых соответствуют свои парагенезы формации. В то же время докембрийские образования Хамар-Дабана А. А. Шафеев (1970) объединяет в единую хамар-дабанскую серию, сформированную, по его мнению, в течение одного тектонического этапа. В этой серии отсутствуют какие-либо несогласия в залегании и перерывы в сedиментации. По В. Г. Беличенко (1969), джидинский кембрий залегает согласно на подстилающих верхнепротерозойских образованиях Центрального Хамар-Дабана. В целом данные этих исследований говорят за то, что в Хамар-Дабане не было крупных структурных перестроек. Между тем по стратиграфическому объему толщи Восточного Саяна и Хамар-Дабана вполне сопоставимы. Но в отличие от полициклических построенных Восточного Саяна Хамар-Дабан обладает, видимо, структурой сквозного развития. Это различие затрудняет корреляцию отдельных участков рассматриваемой территории, так как возрастные рубежи, четко фиксируемые в Восточном Саяне, стираются или не устанавливаются обычными стратиграфическими методами в Хамар-Дабане.

В этой связи коротко остановимся на принципах выделения основных структурно-формационных комплексов на территории Юго-Западного Прибайкалья. При таком выделении наряду с анализом формаций и стратиграфических взаимоотношений особое внимание уделено структурным несогласиям, обусловленным различиями внутренней структуры отдельных комплексов. На рассматриваемой территории устанавливается, по крайней мере, два таких несогласия. Одно из них фиксируется по несоответствию плана складчатых структур в верхнеархейских (слюдянская серия) и перекрывающих их протерозойских образованиях. Оно четко выражено в пределах Восточного Саяна, где первые образуют складки северо-западного простирания, а вторые — субширотного. Их контакт здесь преимущественно тектонический, хотя наблюдались случаи и трансгрессивного залегания протерозойских образований на породах слюдянской серии (Арсентьев, Волколаков, 1964). В Хамар-Дабане те и другие залегают согласно в общих субширотных структурах, однако и здесь на отдельных участках, как будет показано ниже, встречается несоответствие стиля складчатости в этих комплексах.

Другое структурное несогласие отмечается по подошве нижнекембрийских образований. Оно хорошо проявлено по левобережью р. Джиды, где субширотные складчатые структуры Центрального Хамар-Дабана образуют острый угол со складками Джидинского синклиниория, имеющими северо-западное простиранье. Угловое и стратиграфическое (местами тектоническое) несогласие фиксируется по периметру поля нижнекембрийских отложений, выполняющих Боксон-Сархойский синклиниорий и по подошве вендско-кембрийских отложений в Прихусгульском прогибе.

Структурное несогласие выявляется при рассмотрении общего пла-на структур и не везде проявлено в виде конкретно наблюдаемых тектонических или угловых стратиграфических несогласий или перерывов. Часто имеют место скрытые несогласия (например, в Хамар-Дабане). В этом случае о наличии несогласия можно судить по другим признакам: смене формаций, резкому изменению степени метаморфизма и т. п. Следует отметить, что выделение двух структурных несогласий на рассматриваемой территории само по себе не ново. В различное время и в разных районах они установлены и описаны многими исследователями (Налетов, 1961; Арсентьев, Волколаков, 1964; Зайцев, Ильин, 1970; и др.). Мы лишь подчеркиваем их общий и региональный характер.

Таким образом, имеются достаточные основания для выделения на территории Хамар-Дабана, Северного Прихусгулья и юго-восточной части Восточного Саяна, т. е. к югу от краевого шва Сибирской плат-

формы, трех структурно-фациальных комплексов, которым соответствуют три основных этапа развития земной коры этой территории — верхнеархейский, протерозойский и нижнепалеозойский. Каждый из этих комплексов сформировался в особых тектонических условиях, характеризуется своеобразным набором формаций и особенностями структуры. Более детальное возрастное расчленение структурно-тектонических комплексов, по типу предложенных некоторыми авторами (Налетов, 1961; Арсентьев, Волколаков, 1964), вряд ли правомерно при нынешнем состоянии изученности региона.

В современном срезе наблюдаются лишь реликты некогда единого пояса беломорид, обрамляющего с юга Сибирский кратон. Ширина этого пояса на рассматриваемой территории, судя по крайним выходам, была не менее 180 км. В результате движений последующих этапов (главным образом, байкальского) беломориды были «обрушены», перекрыты более молодыми образованиями и значительно переработаны. Они сохранились в антиклинальных зонах, наиболее крупные из которых — Тункино-Слюдянская, Онотско-Бельская и Снежинско-Темминская (рис. 5).

Образования, претерпевшие беломорскую складчатость, объединяются в слюдянную серию верхнего архея. В ней выделяются три свиты (снизу вверх)¹: култукская свита — гнейсы биотитовые, гиперстеновые, роговообманково-пироксеновые кристаллические сланцы. До 1500 м, перевальная свита — мраморы, прослои кварцитов, кристаллических сланцев, гнейсов (400—2300 м); харагольская свита — диопсидовые и роговообманково-диопсидовые гнейсы, кальцифиры, биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы (300—2500 м). Породы имеют, главным образом, осадочное происхождение и представляют собой метаморфизованные известняки, доломиты, известковистые и глинистые мергели, глинистые осадки. А. А. Шафеев (1970) отмечает первичную фациальную изменчивость осадков, обусловившую широкие колебания состава и мощности свит по простирации. Максимальные цифры абсолютного возраста слюдянской серии (калий-argonовый метод) — 2700, 2250, 2130, 2290 млн. лет (Никитина, 1964 б)). Все остальные определения дают более низкие значения (336—1481 млн. лет). Породы слюдянской серии повсеместно высокометаморфизованы. Максимальная степень метаморфизма, отвечающая гранулитовой фации, наблюдается вблизи Главного Саянского разлома (Слюдянский и Онотско-Бельский районы). По мере удаления от разлома степень метаморфизма понижается до низких ступеней амфиболитовой фации.

Наиболее древние интрузивные образования представлены метаморфизованными габбро, габбро-диоритами, сиенит-диоритами, реже пироксенитами. Они образуют мелкие массивы, распространены незначительно. Более широко развиты гранитоиды, образующие поля мигматитов, а также небольшие массивы и жилы в Онотско-Бельской и Слюдянской зонах; в Центральном Хамар-Дабане они практически отсутствуют. Выделяются биотитовые, биотит-роговообманковые и лейкократовые гранито-гнейсы и плагиогранито-гнейсы (более ранние), микроклиновые граниты и гнейсограниты (2-я фаза).

Воссоздать историю развития верхнеархейской геосинклинали и первичную структуру беломорид — задача чрезвычайно трудная. Несомненно, что становление и развитие геосинклинального, складчатого пояса беломорид непосредственно контролировалось краевым швом. Заложение последнего в конце раннего — начале позднего архея (Замараев, 1967) знаменует начало прогибания слюдянского бассейна осадконакопления. Первичный состав осадков указывает, что их образование шло в условиях, близких к шельфовым, а ритмичность и довольно боль-

¹ Состав и мощности свит приведены по А. А. Шафееву (1970).

шая мощность осадков свидетельствует о высокой тектонической активности шельфа. Величина прогибания бассейнов достигла 7000 м, что позволяет рассматривать их как геосинклинальные. Областью сноса являлась, вероятно, платформа.

Краевой шов играл контролирующую роль и при последующей складчатости. Простирание складчатых структур беломорид преимущественно северо-западное, т. е. параллельное Главному Саянскому разлому. Это направление наиболее четко выражено вблизи разлома, однако участками оно сохраняется и в удалении от него, несмотря на отклоняющее влияние субширотных структур байкалид, в которых рассматриваемые образования слагают комплекс основания. В таких участках наблюдается резкое несоответствие плана структур подстилающего и перекрывающего комплексов.

Широко распространено мнение, что для архейских образований характерна чрезвычайно сложная складчатость. Оно подтверждается многочисленными наблюдениями опрокинутых, изоклинальных веерообразных или очень сложных по морфологии, обычно сильно ундулированных складок (в том числе поперечных), структур нагнетания и тектонического разлинования, синекладчатых разрывов и т. п. Отсюда делается вывод, что, с одной стороны, архейское складкообразование происходило в условиях высокой тектонической активности, с другой — что породы в это время были весьма пластичными.

Детальное изучение структуры Слюдянского района (Васильев, 1971) показало, что так называемая сложность наблюдалась складчатых форм в значительной мере обусловлена повторным складкообразованием, связанным с более поздними этапами тектогенеза. Собственно беломорская складчатость представлена здесь довольно простыми линейными открытыми синусоидальными складками выдержанного запад-северо-западного (продольного) простириания. Их осевые поверхности слабо наклонены к северо-востоку. В междуречье Буровщина — Талая система этих складок испытывает резкий азимутальный изгиб в виде сигмоиды правого рисунка. По мере приближения к этому участку продольные складки приобретают в поперечном сечении все более вытянутую форму и резко опрокидываются на юго-восток. Во внутреннем плече сигмоиды они представлены уже строго изоклинальными, почти лежачими формами. Здесь же на них накладывается интенсивная поперечная складчатость. Образованная складками двух направлений, структура внутреннего плеча сигмоиды настолько сложна, что для ее уяснения требуется известная доля пространственного воображения. Вместе с тем очевидно, что эта структура не характеризует складчатость беломорского этапа консолидации, а является более поздней, наложенной. Заметим, что с заключительными стадиями ее формирования связано внедрение гранитов «слюдянского» типа, параллелизуемых с протерозойскими гранитоидами саянского комплекса (Шафеев, 1970).

Структуры, подобные слюдянской, не являются исключением. Так, в междуречье Темники — Снежная установлена чрезвычайно сложная перекрестная складчатость в породах харагольской и перевальной свит (Шафеев, 1970), такой же стиль складчатости типичен для района Мало-Быстринского месторождения лазурита и некоторых других районов.

О палеоструктуре беломорид можно судить лишь в самых общих чертах. Наибольшая степень дислокаций отмечается вдоль краевого шва, где слюдянская толща залегает довольно круто, образуя складчатую моноклиналь, погружающуюся на юго-запад. Серия складок северо-западного (слюдянского) направления отмечается в восточно-саянской части Тункинской антиклинальной зоны, где породы слюдянской серии выступают в виде глыб среди протерозойских образований, создающих складки субширотного простириания (см. рис. 5). В Северном и

Центральном Хамар-Дабане, судя по согласному залеганию слюдянской и перекрывающих ее толщ в общих, довольно пологих субширотных структурах, беломорская складчатость проявилась весьма слабо, а на некоторых участках отсутствовала. Таким образом, интенсивность верхнеархейского складкообразования в целом была невысокой, но резко возрастила вблизи краевого шва. Вряд ли допустимо, что развитие беломорид прошло через стадию общей инверсии, по-видимому, имело место лишь частное обращение в отдельных прогибах.

Процессы метаморфизма и сопутствующего ему гранитоидного магматизма обнаруживают ту же особенность в характере проявления, что и складчатость: их интенсивность падает в удалении от краевого шва. В целом эти процессы не привели к существенной консолидации толщи, и последняя тем самым не утратила способности к повторному складкообразованию. Относительно консолидированной оказалась лишь Бельско-Слюдянская пришовная зона.

Центральная часть Северо-Западного Прибайкалья. Ольховский геосинклинальный трог являлся частью обширной протогеосинклинальной области, опоясавшей Сибирский кратон после великого обрушения. В отличие от последующей истории геологического развития Сибири, этот бассейн, равно как Хамар-Дабанский, Бирюсинский и др., не был отделен от платформы краевыми поднятиями и непосредственно примыкал к ней. Ольхонский геосинклинальный трог относится в то же время к ряду первенцев линейных структур Восточной Сибири. Именно он и ему подобные бассейны означенены собой начальные этапы развития линейной структуры земной коры Восточной Сибири.

Бассейн выполнен преимущественно осадочными породами, подверженными глубокому метаморфизму,— мраморами, кальцифирами, кварцитами, гнейсами, пироксеново-карбонатными сланцами,. Нередки также амфиболиты и родственные им меланократовые роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы. В сводном стратиграфическом разрезе ольхонской серии выделяются (снизу вверх): хобойская, хужирская, уланнурская и зундуksкая свиты, заметно отличающиеся одна от другой по ассоциации пород. Видимая мощность толщи около 2000 м. Породы серии претерпели глубокий региональный метаморфизм, сопровождающийся мигматизацией. А. С. Ескин показал, что минералогические ассоциации в породах ольхонской серии отвечают типичным парагенезисам альмандино-диопсидово-роговообманковой субфации амфиболитовой фации и роговообманково-гранулитовой субфации — гранулитовой. Местами метаморфизм достигает субфации пироксеновых гранулитов и эклогитовой фации. По северо-западному краю поля развития ольхонской серии наблюдается полоса пород, подверженных ретроградному метаморфизму амфиболитовой фации (рис. 6).

Ольхонская серия собрана в линейные складки. Степень дислоцированности пластов здесь увеличивается при направлении с юго-востока на северо-запад, т. е. к краевому шву. В целом тектоническая структура ольхонской серии представляется довольно сложной. Как выясняется в последнее время, она сформировалась в несколько этапов. Е. В. Павловский и А. С. Ескин (1964), длительное время изучавшие древние толщи Прибайкалья, выделили здесь три основных зоны распространения разнотипных относительно крупных складок, различных по морфологии: поле сжатых складок, запрокинутых на северо-запад вблизи краевого шва; зону гребневидных складок Приольхонья и зону сжатых, но относительно простых волнообразных складок северной половины о. Ольхон. К этому следует добавить, очевидно, и четвертую группу складок, возникших в связи с внедрением в породы ольхонской серии крупных массивов диоритов и близких к ним по составу пород.

В складчатой структуре ольхонской серии обращает на себя внимание прежде всего ее пространственная ориентировка относительно крае-

вого шва. Будучи почти параллельными последнему, оси складчатых структур на юго-западном конце блока, сложенного породами ольхонской серии, в северо-восточном направлении все более и более отклоняются от него, образуя с ним острый угол, открытый на северо-восток. Вначале (на левобережье р. Анги) этот угол относительно небольшой (10°), затем он постепенно увеличивается, достигая 20° на широте средней части о. Ольхон. Такой же угол образуют с краевым швом и многие продольные разломы, осложняющие складчатую структуру ольхонской серии. Более того, под таким же углом к краевому шву ориентирована и цепочка интрузий диоритов и габброидов, простирающаяся от устья р. Бугульдейки до устья р. Анги и далее на северо-восток. Другой особенностью складчатости ольхонской серии является ее вергентность: во многих случаях осевые поверхности складок несколько запрокинуты на северо-запад и погружаются, следовательно, на юго-восток. Особенно закономерно выражен такой наклон осевых поверхностей и сланцеватости метаморфических пород в пришовной зоне Ольхонского блока, подверженной глубокому дифференциации. Здесь складки сжаты, узки, крутизна погружения их осевых плоскостей достигает 60 — 80° .

Особое место в структуре ольхонской серии занимают массивы габбро-диоритов, развитые, главным образом, к югу от долины р. Анги. Бирхинский массив, например, возвышающийся на несколько сотен метров над Байкалом, заметно дифференцирован по составу: его северо-западная апикальная часть сложена, судя по данным А. М. Рябых, гранодиоритами; в направлении к центру интрузии массив со всех сторон обрамлен нешироким (0,5 км) кольцом диоритов, а центр, имеющий изометричную форму с диаметром в 10 — 13 км, сложен габбро-диоритами. Подмечена некоторая дифференциация массива и по вертикали. Зальбанды Бирхинского массива погружаются к его центру под значительными углами (60 — 80°). В целом он имеет лакколитоподобную форму.

Пласти ольхонской серии в общем повторяют контур массива, образуя серию складок, возникших под влиянием его становления. Вместе с этим заметно, что контуры массива в ряде мест дискордантны по отношению к простиранию пластов ольхонской серии. Поэтому Бирхинский массив может восприниматься как диапир, заметно усложнивший в какой-то мере созданную еще до его внедрения складчатую структуру ольхонской серии. Благодаря его внедрению первичные складки, развитые в бассейне нижнего течения р. Анги, оказались сильно сжатыми, а их оси были изогнуты в направлении на северо-запад и прижаты к краевому шву (см. рис. 6).

Массивы габбро-диоритов, расположенные южнее Бирхинского, вытянуты в плане субпараллельно к вмещающим их пластам. Их северо-западные зальбанды круто погружаются (75°) в юго-восточном направлении. Эти массивы, несмотря на их линейность, обнаруживают в поперечном сечении лакколитоподобную форму. Показательно, что линия, проведенная через центральные части массивов, образует с краевым швом угол около 15° , открытый на северо-восток. Складчатые структуры ольхонской серии формируют в целом единый сложно-построенный антиклиниорий. Южнее долины р. Анги наблюдается его замковая часть и северо-западное крыло, а в Приольхонье и на о. Ольхон — только северо-западное. На юго-западе о. Ольхон и несколько южнее устья р. Сармы находится ядро синклиниория, сопряженного с антиклиниорием. Массивы изверженных пород оказываются приуроченными к ядру последнего.

Байкальская горная область и Становое нагорье. Наиболее древняя складчатая область в этом регионе сложена образованиями Станового геосинклинального пояса и его коррелятивных аналогов: укучиктинской и ольхонской сериями Прибайкалья, суперкрустальных толщ

Южной и Северо-Муйской глыб, а также Ничеро-Жуинского антиклинального поднятия Патомского нагорья. Комплекс этих пород, занимающий громадное пространство по юго-восточному фасу древнего Сибирского кратона, представлен разнообразными гнейсами и мигматитами, парагенезы которых выдержаны на больших расстояниях и соответствуют высокотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма.

Область верхнеархейской складчатости опоясывает непрерывной полосой все юго-восточное обрамление Сибирской платформы, начиная от берегов Охотского моря (система Джугджура). В общей сложности пояс протягивается почти на 3000 км при ширине 150—250 км. От Сибирской платформы по всей периферии область верхнеархейской геосинклинальной системы отделена глубинными разломами, составляющими зону краевого шва.

Выделяются следующие наиболее крупные разломы, составляющие разнонаправленные отрезки единой зоны в этом секторе краевого шва: Южно-Алданский (Становой), Юдомо-Охотский, Байкало-Чарский.

Становая складчатая зона впервые была выделена Д. С. Коржинским (1939) в качестве более молодых, чем архейский алданский комплекс протерозойских образований. При этом он высказывал мысль о том, что становой комплекс, являясь производным нового самостоятельного тектONO-магматического цикла, представляет тем не менее не нижнепротерозойские первично-осадочные образования, а перекристаллизованный и мигматизированный фундамент протерозойской геосинклинали, выведенной на поверхность. Представления о самостоятельной стратиграфической роли становового комплекса наиболее полно были выражены Ю. К. Дзевановским (1964) и В. Н. Мошкиным (1958). В подтверждение этого Ю. К. Дзевановский выделяет резко отличающийся петрографический состав пород, разную степень метаморфизма (амфиболитовая фация вместо гранулитовой для алданского комплекса), иной характер гранитного магматизма, резкое несогласие в ориентировке структур.

Н. Г. Судовиков и др. (1965) определяют возраст станового комплекса как верхнеархейский. Большая часть образований становового комплекса, по мнению геологов Института геологии докембрия, представлена первично-осадочными образованиями, с прогрессивным метаморфизмом которых связан диафторез глыб архея, проходивший в условиях амфиболитовой фации. Строение верхнеархейской Становой складчатой зоны чрезвычайно сложно, что обусловливается не только интенсивными процессами мигматизации и гранитизации, но и наличием большого количества разнообразных по размерам и форме глыб, сложенных алданским комплексом нижнего архея и представляющих собой реликты раздробленного фундамента. Для подавляющего большинства глыб, находящихся в Становой зоне, характерно субмеридиональное простиранье складчатых структур с преобладанием сильноожатых линейных складок.

Становая серия отличается от нижнеархейских образований, слагающих глыбы, не только степенью метаморфизма, но и составом слагающих их пород. В целом она представлена метаморфическими породами, парагенезы которых относятся к самой высокотемпературной субфации амфиболитовой фации (Судовиков, 1965; Кориковский, 1967). Это тонкополосчатые роговообманковые, биотит-роговообманковые, биотитовые, биотит-гранатовые гнейсы и мигматиты с синорогенными телами биотитовых гранито-гнейсов. Западнее р. Олекмы степень метаморфизма несколько уменьшается и появляются эпидотрого-вообманковые и гранат-диистен-ставролит-двуслюдяные сланцы. Общая мощность становой серии в пределах Станового хребта около 9 км.

Н. Г. Судовиков и др. (1965) ставят на один стратиграфический уровень со становой серией эфузивно-осадочные образования урканской серии, относя последние к внутренней зоне верхнеархейского подвижно-

го пояса отделенных от внешней Джелтулинской зоной глубинных разломов. Ряд признаков — специфический состав толщ, слабое проявление мигматизации и гранитизации, незначительная степень проявления метаморфических процессов — ставят под сомнение правомерность такого сопоставления. Наиболее вероятно, что образования урканской серии представляют собой осадки совершенно иного тектоно-магматического цикла, вполне сопоставимого с карельским (дербинским).

Тектоническое строение области распространения пород станового комплекса неоднородно и определяется многообразием и сложностью структурных форм, а также неоднократностью проявления тектонических движений. В целом это зона узких линейных складок с крутыми ($45-80^\circ$) крыльями. Простирание их меняется от субширотного до северо-западного. Наиболее крупные структуры картируются в междуречье Олекма — Гилой, где детально описаны Могото-Гилойская и Тында-Гилойская антиклинали, Джелтулинская и Тимптон-Лаприйская синклинали (Судовиков и др., 1965). Они достигают 50—70 км по протяженности при ширине 20—25 км. В свою очередь, крупные складчатые структуры осложнены более мелкими сжатыми складками шириной 1—2 км с крутыми падениями крыльев, нередко опрокинутых в северо-восточном направлении. Кроме того, широким развитием пользуются малые структурные формы, к которым относятся небольшие складки (от нескольких сантиметров до первых десятков метров), будинаж-структуры, линейность, зоны скальвания. Наибольшее развитие мелкая складчатость получила в послойно мигматизированных гнейсах и кристаллических сланцах. Участие в складчатости жильного материала мигматитов свидетельствует о формировании этих складок во время мигматизации. При этом оси малых складок имеют довольно выдержанную ориентировку в северо-западном направлении с погружением под углами $10-30^\circ$.

На водоразделе Тимптон—Лапри широкое развитие получили сравнительно пологие структуры, местами осложненные небольшими куполовидными поднятиями. Наличие пологих складок и куполовидных структур, вероятно, свидетельствует в пользу того, что в формировании структуры этого района значительная роль принадлежала вертикальным движениям и становой комплекс здесь деформировался в условиях близости кристаллического основания.

Наиболее сложные складчатые деформации в породах станового комплекса отмечаются вблизи зоны Южно-Алданского шва, где они собраны в узкие линейные складки, ориентированные под острым углом к простиранию зоны разлома. Складки имеют крутые крылья и сопровождаются интенсивной мелкой складчатостью, линейностью, будинажом, зонами скальвания и кливажа. Ширина полосы 10—15 км. Северо-западное простирание структур в становом и в деформированном алданском комплексах, аналогичное направление мелких и малых структурных форм, крутое залегание кристаллизационной сланцеватости позволяют полагать, что основное напряжение в период формирования структур становового комплекса в непосредственной близости от Южно-Алданского шва осуществлялось в направлении юго-запад — северо-восток и было ориентировано под углом $40-45^\circ$ к горизонту.

Структура станового комплекса осложнена разновозрастными дизъюнктивными нарушениями, время формирования которых далеко не всегда удается установить. К верхнеархейскому времени заложения должны быть отнесены разрывы, разграничающие алданский и становой комплексы, сопровождаемые зонами милонитизации и катаклаза с последующей их перекристаллизацией. К дизъюнктивам этого же времени относятся разломы, сопровождаемые основными ортопородами станового комплекса и измененные в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. К нарушениям верхнеархейского возраста относятся нередко более мелкие сбросы, сдвиги и зоны скальвания, по которым произошли

ло внедрение жильного материала мигматитов, образование гранитных и пегматитовых жил (Судовиков и др., 1965).

Образования верхнеархейской геосинклинали в пределах Байкальской горной области развиты в нескольких территориально обособленных районах, составляя полосу, подчиненную контурам Сибирской платформы. Как правило, они слагают внутренние массивы среди протерозойской складчатой области и выделяются под названиями Байкальской, Северо-Муйской, Южно-Муйской и Амалатской глыб (Салоп, 1964). Кроме того, глубоко измененные породы, относящиеся к верхнему архею, распространены в виде небольших участков в протерозойских антиклинальных поднятиях, но там они интенсивно переработаны более молодыми движениями и плутоническими процессами. Для всех верхнеархейских образований характерны одинаковый метаморфизм, сходный набор пород, родственный стиль складчатости и специфичный магматизм.

В комплекс суперкрустальных образований верхнего архея отнесены породы, имеющие высокие ступени метаморфизма амфиболитовой фации, представленные разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами с незначительным участием известковистых кристаллических сланцев и мраморов. Из-за разобщенности верхнеархейских образований возникают вполне определенные трудности и условности при корреляции метаморфических толщ Байкальской горной области. Тем не менее одновозрастными образованиями считаются слюдянская и ольхонская серии и их аналоги Восточного Прибайкалья, Северо-Муйской и Южно-Муйской глыб, которые вполне однозначно могут быть сопоставлены с образованиями станового комплекса Станового хребта. В отличие от последних для верхнеархейских образований Байкало-Витимской системы характерно наличие карбонатных пород, количество которых постепенно увеличивается в юго-западном направлении, и в слюдянской серии Южного Прибайкалья они составляют уже значительную долю в разрезе. Кроме того, анализом вещественного состава (Салоп, 1964; Мануйлова и др., 1964) в их разрезе выявлено большое количество вулканитов, довольно часто основного состава, а также высокоглиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев. Такие парагенезисы пород широко развиты в пределах верхнеархейской геосинклинальной системы и не встречаются в молодых геосинклинальных комплексах; вероятно, они составляют одну из характернейших особенностей развития ранних геосинклиналей (протогеосинклиналей).

Инtrузивный магматизм слюдянского тектономагматического цикла представлен в Становом нагорье и Байкальской горной области двумя комплексами: 1) метадиабазов и метагипербазитов и 2) гранито-гнейсов. Аортозиты древнеджугджурского и каларского комплексов слагают несколько весьма крупных массивов и ряд сравнительно мелких тел, которые в подавляющей массе концентрируются в районах виргации Становой складчатой области и локализуются в зонах глубинных разломов. Массивы имеют вытянутую форму, согласную с простиранием главных структур и, по-видимому, представляют собой пластинообразные тела различной мощности. Внутреннее строение аортозитовых массивов сложное: аортозиты, габбро-аортозиты и редко подчиненные им «нориты» распределены в массивах неравномерно. Массивы аортозитов сформировались в несколько стадий при изменчивой термодинамической обстановке. Становление гранитоидов связано с инверсионной стадией развития Становой складчатой системы. Сам же процесс формирования гранитоидов происходил в две фазы плутонизма (Салоп, 1967). С первой и главной из них связано образование мигматитов и пластовых синорогенных гнейсогранитов и гранитов. Для второй, позднеорогенной фазы, более всего характерны секущие интрузивные тела реоморфических существенно калиевых гранитов.

Структурно-тектонический анализ различных фрагментов верхнеархейской складчатой системы в пределах Байкальской горной области устанавливает, что складчатые структуры описывают дугу, столь характерную для данной территории. Эта дуга возникла, безусловно, еще во время слюдянского (беломорского) диастрофизма. Для верхнеархейских образований Байкальской горной области более всего характерны сравнительно крупные, прямые или наклонные складки линейного типа (Байкальская глыба), обычно усложненные малыми и мелкими складками. Наклоны их крыльев изменяются в больших пределах, но чаще всего преобладают падения от 45 до 80°. Наиболее крупные структуры прослеживаются на 50 км и более при ширине до 10—15 км. Шариры складок испытывают многократную ундуляцию, а некоторые складки слабо изогнуты и в горизонтальной плоскости. Местами отмечаются короткие брахи складки с пологим залеганием слоев в замке, но очень крутым, почти вертикальным падением крыльев. Иногда в пределах верхнеархейских глыб заметны довольно крупные куполовидные структуры площадью до 100 км². Наиболее хорошо выраженной структурой такого характера является Иенгрская брахиантеклиналь Северо-Муйской глыбы, окаймленная узкими и сжатыми складками.

Широким развитием в верхнеархейских образованиях Байкальской горной области пользуются малые структурные формы — мелкие складки и плойки, будинаж-структуры, линейность, зоны скальвания. Мелкие складки и плойки, как уже указывалось выше, развиты на крыльях многих больших структур (Салоп, 1967; Мануйлова, 1964; и др.). Складки эти отличаются разной асимметрией и очень сложной формой, которая часто не одинакова в слоях разной компетентности. Особо причудливые складки наблюдаются во многих пачках святоносской, приольхонской и слюдянской толщ, обладающих тонким переслаиванием сланцев и мраморов (Салоп, 1967). Кроме того, как правило, наиболее сложная и интенсивная малая складчатость приурочена к участкам с обильным насыщением гранитным материалом (зоны мигматизации). В этих же участках наиболее широко развиты явления разлинования пород с образованием будинаж-структур.

Вдоль восточного фаса Сибирской платформы к образованиям станивой складчатости относятся породы, обнаженные в верховьях р. Маи, слагающие Верхне-Майский выступ. По материалам С. М. Калимулина (1961), здесь развиты биотит-роговообманковые и роговообманковые гнейсы, амфиболиты с маломощными телами гнейсогранитов, часто диафторированных до состояния альбито-актинолитово-хлоритовых сланцев.

ДЕРБИНСКИЙ ЭТАП

Пространственное распределение основных структурных элементов дербинского цикла развития структуры юга Восточной Сибири сходно с тем, которое имело место в слюдянскую эпоху. По-прежнему развивались Сибирский кратон и Саяно-Байкальская геосинклиналь. Однако они претерпели некоторые структурные преобразования. Определенные изменения произошли и в кинематике их развития. Наиболее заметно это в изменении характера сопряжения кратона и геосинклинальной области. Ранее, в позднем архее, они граничили по краевому шву. Последний выступал в качестве структуры разграничения и в дербинское время. Но наряду с ним в качестве пограничных стали проявляться и другие структуры — пришовные прогибы, развивавшиеся на краю кратона, и краевые геоантеклинальные поднятия на периферии геосинклинальной области. На кратоне были заложены в это время прогибы — Енисейский, Илуктанско-Окунайский, Мало-Чуйский, Толойский и Удоканский. Краевые геоантеклинальные поднятия опоясали кратон почти непрерывно от Охотского моря до Енисея (рис. 7), представляя собой

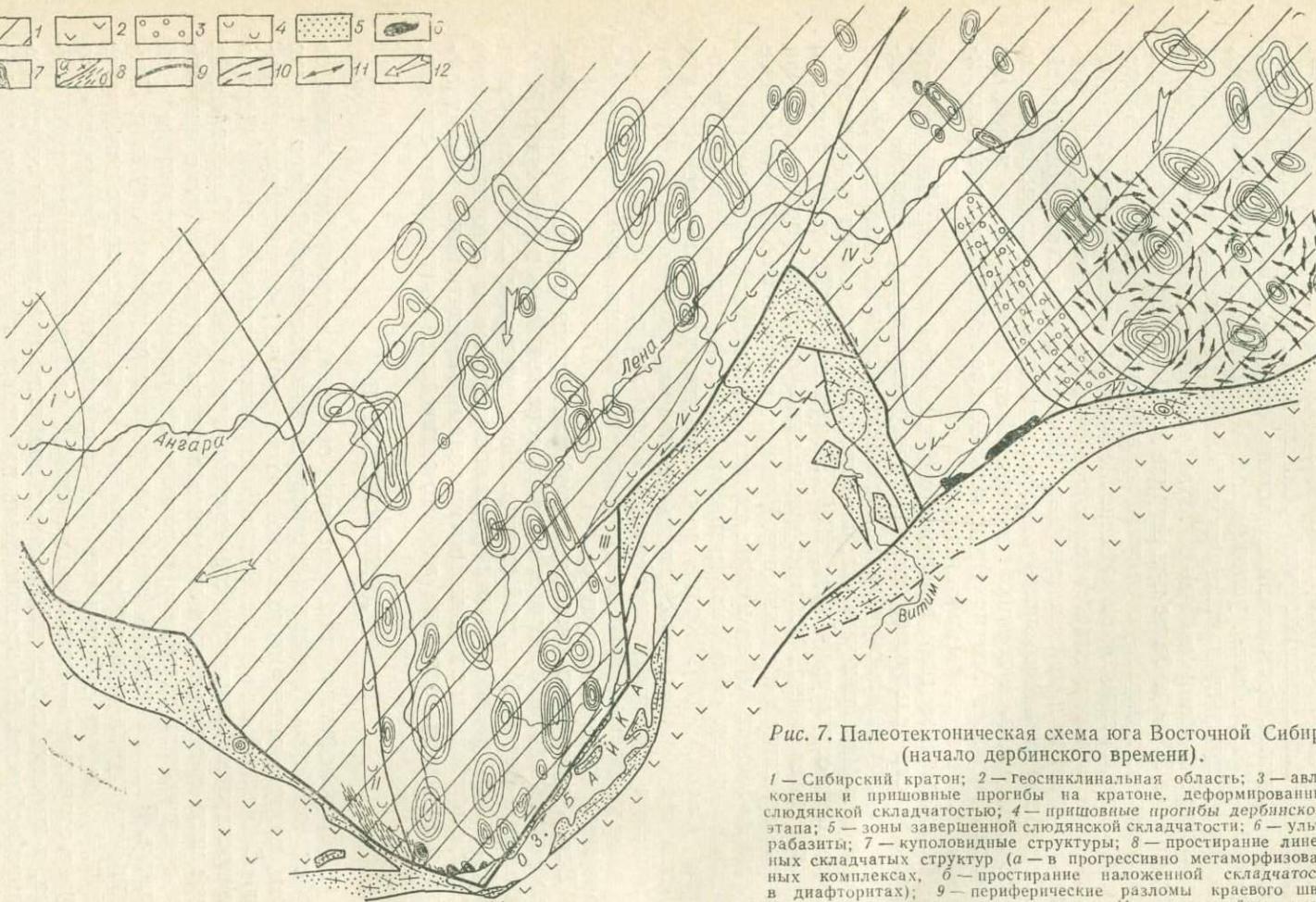
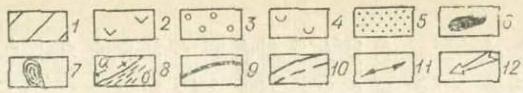


Рис. 7. Палеотектоническая схема юга Восточной Сибири (начало дербинского времени).

1 — Сибирский кратон; 2 — геосинклинальная область; 3 — авлакогены и пришововые прогибы на кратоне, деформированные слюдянской складчатостью; 4 — пришововые прогибы дербинского этапа; 5 — зоны завершенной слюдянской складчатости; 6 — ультрабазиты; 7 — куполовидные структуры; 8 — простирание линейных складчатых структур (а — в прогрессивно метаморфизованных комплексах, б — простирание наложенной складчатости в диафторитах); 9 — периферические разломы краевого шва; 10 — основные региональные разломы; 11 — оси линейных межкуполовых структур; 12 — направление горизонтального смещения блоков Сибирского кратона. Пришововые прогибы и авлакогены на кратоне, заложенные в дербинском цикле: I — Енисейский, II — Онотский, III — Ильинско-Окупайский, IV — Чуйско-Патомский, V — Удоканский, VI — Чульманский.

зоны слюдянской складчатости, местами спаявшие катархейские глыбы.

Пришовные прогибы на кратоне и геоантиклинальные поднятия выступали в качестве структур, кинематически сопряженных. Первые следует рассматривать в качестве компенсационных оседаний по отношению ко вторым. Кратон состоял в это время по сути из двух элементов — щита, местами осложненного авлакогенами, и краевой системы. Гетерогенной стала и геосинклинальная система, так как дифференцировалась на краевые геоантиклинальные поднятия и соответственно геосинклинальную область. Учитывая это, представляется логичным называть, вслед за Ю. М. Шейнманном (1959), зоны завершенной складчатости (слюдянские) и геосинклинальные бассейны (дербинские) складчатым поясом.

Привлекает внимание еще одно событие, произшедшее в конце слюдянского — начале дербинского времени в Восточном Саяне. Ряд возникших здесь седиментационных бассейнов получил субширотное простижение в отличие от северо-западного, имевшего место в слюдянское время. Эта перестройка имела существенное значение в дальнейшем развитии структуры Восточного Саяна.

Другой интересной особенностью пространственного распределения основных структур дербинского этапа является глубокое вторжение их на юго-запад, в геосинклинальную область Становой складчатой зоны, консолидированной в слюдянское время. Тем самым обусловливалась некоторая структурная обособленность Байкало-Патомского сектора геосинклинали от остального бассейна. Последствия этого ощущались во всей последующей истории региона вплоть до кайнозоя.

Приводимое ниже описание основных структурных элементов, образовавшихся в дербинское время, раскрывает характер их формирования.

Краевые структуры кратона

Присаянская окраина. К системе краевых структур здесь относится Онотский грабен (70×25 км), который разделяет Шарыжалгайский выступ на два участка — восточный и западный. В плане он имеет форму клина, сужающегося к юго-западному краю кратона. Отложения, выполняющие Онотский грабен, с юго-запада и северо-востока ограничены Алагнино-Холомхинским и Дабадским разломами, по которым контактируют с породами шарыжалгайской серии архея. По составу и расположению в разрезе они подразделяются на две свиты, относимые к нижнему протерозою: нижнюю — камчадальскую и верхнюю — Соснового Байца.

Камчадальская свита, по данным А. П. Таскина, Г. Я. Абрамовича, сложена амфиболитами, карбонатными породами (доломитами, известняками), биотитовыми и амфиболитовыми сланцами, вмещающими месторождения талька и магнезитов. Она развита в бассейне р. Онота, где слагает юго-западное крыло грабена. С северо-востока свита граничит по разлому со свитой Соснового Байца, сложенной амфиболитами, амфиболовыми и биотитовыми сланцами и гнейсами, иногда с силлуминитом, дистеном, двуслюдянными сланцами и железистыми кварцитами. Свита Соснового Байца — также по разлому — граничит с северо-востока с породами сублукской (харантайской) свиты среднего протерозоя, которые выполняют центральную часть Онотского прогиба в виде более мелкого Мало-Иретского грабена.

А. П. Таскин¹ выделяет нижнепротерозойские отложения грабена, представленные свитами камчадальской и Соснового Байца, в единую флишеподобную карбонатно-вулканогенно-терригенную формацию мощностью около 10 000 м. Метаморфизованы они в амфиболитовой фации. Отличительной чертой свиты Соснового Байца является наличие спрес-

¹ Дальнейшее описание приводится по данным А. П. Таскина, Г. Я. Абрамовича и др.

вых минералов (дистен, силлиманит), указывающих на большие давления при метаморфизме.

Существенную роль в строении Ононского грабена играют магматические образования. Линзовидные тела серпентинитов и тальково-серпентинитовых пород выделены в идарский комплекс. Мелкие массивы и межпластовые линзовидные тела ортоамфиболов представляют урдаокинский комплекс, имеющий высокую степень метаморфизма. Крупные массивы гранитоидов, вытягивающиеся согласно общему простианию вмещающих пород и сопровождающиеся интенсивной их мигматизацией, образуют онотский комплекс, представленный ортогнейсами, очковыми микроклиновыми гнейсогранитами, массивными и слабо гнейсовидными плагиогнейсогранитами. Пространственно они тяготеют к Алагнино-Холомхинскому и Дабадскому разломам, в формационном отношении отвечают магматит-анатектитовой формации.

Тектоническая структура Ононского прогиба представляется в виде грабен-синклиниория. Внутренняя структура его характеризуется падением в целом к северо-востоку на юго-западном крыле и к юго-западу — на восточном. Эти встречные моноклинали осложнены рядом крупных кулисообразных флексур, что отличает складчатость пород грабена от складчатости пород его архейского обрамления. Установлен ряд мелких линейных складок с размахом крыльев до 50—150 м и амплитудой до первых сотен метров. Среди них различаются остроугольные, изоклинальные, прямые, наклонные, опрокинутые и другие типы складок.

Прибайкальская окраина и южный край Алданского щита. В пределах Байкало-Патомской дуги, вдоль зоны краевого шва, на древнеархейском фундаменте в нижнем протерозое была сформирована система узких трогообразных прогибов, постепенно расширяющихся в северо-восточном направлении от 40—50 до 100 км, выполненных довольно мощными эфузивными, эфузивно-терригенными и терригенными формациями, выделенными Л. И. Салопом (1964) под названием чуйской толщи и удоканской серии внешнего пояса байкалид нижнего протерозоя. Из них нами исключены высокометаморфизованные толщи Ничеро-Жунинского антиклиниория и укучкитинской серии Северо-Байкальского нагорья, отнесенных к позднеархейскому слюянскому складчатому комплексу.

В пределах Прибайкалья и Северо-Байкальского нагорья единый трогообразный пришовный прогиб довольно четко делится на три отрезка — Илектинский, Окунайский и Чуйский, имеющих друг с другом торцовое сочленение. Отрезки примерно равны и по простианию прослеживаются на 450 км при ширине от 40—50 до 100 км. Выполнены они осадочно-вулканогенными образованиями, объединяемыми в харгитайскую, иликтинскую, окунайскую, чуйскую, бульбухтинскую свиты и кевактинскую серию. Анализ вещественного состава показывает, что количество терригенного материала в образованиях этих свит в общем разрезе довольно постоянно увеличивается в северо-восточном направлении, где все толщи представлены исключительно терригенными осадками (Тонодский антиклиниорий). В этом же направлении убывает количество вулканогенных образований. Мощность отложений, выполняющих эти прогибы, колеблется от 4000 до 6000 м, достигая наибольшей величины в Патомском нагорье. По представлениям некоторых исследователей, ссылающихся на данные глубокого бурения, Окунайский пришовный прогиб в северном направлении, входя в тело кратона до широты с. Марково, образует авлакоген, выполненный эфузивно-терригенными образованиями.

Внутренняя структура прогибов характеризуется северо-восточным простианием пластов, иногда отклоняющихся к северо-западному (бассейн р. Окунайки), и наличием линейных часто асимметричных складок, как правило, крутых, относительно узких и запрокинутых к северо-западу. В отдельных случаях встречаются изоклинальные и «стулообразные»

складки. Очень часто в толщах различного литологического состава удается наблюдать кливаж разлома и течения, малые складки течения и волочения, иногда отмечаются явления будинажа.

Образования, выполняющие пришовные прогибы дербинского этапа развития на северо-восточном фланге Байкало-Патомской дуги и соединяющиеся с Кодаро-Удоканским прогибом, обнажены лишь частично, в пределах Нечорского антиклиниория, и представлены породами ходаканской свиты, несогласно перекрытыми тепторгинской серией. Наиболее широко распространены образования пришовных прогибов в пределах Кодаро-Удоканской зоны, где на суперкрустальных толщах раннего архея Чарской глыбы залегает удоканская серия нижнего протерозоя мощностью 10—12 км (Федоровский и др., 1968). Возраст удоканской серии Л. И. Салоп (1964) определил как нижнепротерозойский, а ее формирование связал с существованием внешней зоны геосинклинальной системы байкалид. Несколько позже А. М. Лейтес (1965) пришел к выводу о протоплатформенном, а не геосинклинальном типе образования удоканской серии.

В. С. Федоровский (1968) подтверждает положение А. М. Лейтеса и дает возрастной интервал формирования удоканской серии, основываясь на данных абсолютного возраста (2300—1900 млн. лет), а время метаморфизма пород и возраст прорывающих ее интрузий датируется цифрами 2000—1900 млн. лет. Видимая часть разреза удоканской серии сложена преимущественно песчаниками и сланцами, в меньшей степени карбонатными породами.

Отложения удоканской серии образуют простые крупные складки, изредка куполовидные, огибающие юго-западный край Алданского щита (Чарская глыба). Здесь наиболее четко проявлено срезание древних архейских структур, имеющих преимущественно субмеридиональное простижение, структурами раннего протерозоя, располагающимися параллельно границам выступа архейского фундамента несогласно к его внутренней структуре. Пликативные структуры представлены симметричными или слегка наклонными открытыми складками с плавными перегибами слоев в замке. Во многих толщах удоканской серии в результате дифференциальных движений, сопровождающих складчатость, образуются кливаж течения, будинаж-структуры и разнообразные мелкие и малые складки. К югу, к границе Южно-Алданского краевого шва, степень сжатости складчатых структур и метаморфизм пород постепенно увеличиваются. Здесь очень типична мелкая и сложная складчатость, часто опрокинутая и рассеченная многочисленными сбросами. Ориентировка складок преимущественно северо-западная.

Положение Кодаро-Удоканского прогиба в зоне пересечения глубинных разломов обусловило высокую его проницаемость и сосредоточение здесь крупных интрузивных массивов чуйско-кодарского комплекса: Кодарского, Кеменского, Ингамакито-Эймнохского, имеющих абсолютный возраст 1950 млн. лет.

В пределах Южно-Алданского краевого шва, ограничивающего область позднеархейской становой складчатой зоны от Алданского щита в дербинское время, вероятно, также происходило формирование узких пришовных прогибов, выполненных толщами, сходными с образованиями чульманской серии. Последняя обнажается в небольшом тектоническом клине в системе разломов Южно-Алданского краевого шва (исток р. Чульман). Эти отложения интенсивно дислоцированы, изменены в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма и прорваны гранитоидами, абсолютный возраст которых по калий-аргоновому методу составляет 1890 млн. лет. Это является основанием для отнесения прогиба к нижнему протерозою. В целом чульманский комплекс представлен мощной серией вулканогенно-осадочных пород, состоящих из кварцевых песчаников с прослоями измененных тонкозер-

нистых терригенных пород и основных эфузивов общей мощностью около 1500 км (Судовиков и др., 1965).

В итоге краткого обзора нижнепротерозойских отложений юго-востока Сибирской платформы видны некоторые общие закономерности их распространения и строения. Так, все без исключения выходы нижнего протерозоя приурочены к зонам глубинных разломов краевого шва и выполняют узкие приразломные прогибы шовного типа. Выполняющие отложения весьма близки друг другу по всему формационному составу и соотношением с более древними и молодыми толщами, а также примерно одинаковой степенью метаморфизма, от фации зеленых сланцев до эпидот-амфиболитовой.

Геосинклинальная область

Восточный Саян. К юго-западу от Бирюсинской глыбы, в осевой части горной системы Восточного Саяна располагается значительная по своим размерам зона развития своеобразных осадочно-метаморфических и магматических образований, которую мы будем именовать в дальнейшем Дербинской складчатой зоной. В пределах только центральной части Восточного Саяна она образует непрерывный пояс пород протяженностью около 600 км при ширине 50—60 км; далее на юго-восток она достаточно уверенно прослеживается вплоть до побережья оз. Байкал. В структурном отношении дербинская зона слагает большую часть Восточно-Саянского антиклиниория (Хоментовский, 1957).

До самого последнего времени в силу своей труднодоступности эта область была сравнительно слабо изучена. На основании отрывочных данных ее относили к Каледонской (Шатский, 1932; Павловский, 1956) или к Байкальской (Яншин, 1966) зонам складчатости. Всеми авторами подчеркивалась условность отнесения Дербинской зоны к складчатости того или иного возраста. Большинство исследователей совершенно справедливо отмечали особенности и своеобразие «новых структурных элементов, появившихся в нижнем протерозое» (Павловский, 1948).

Рассмотрим вкратце основные из этих особенностей Дербинской зоны в свете имеющихся данных по Восточно-Саянскому антиклиниорию. Результаты изучения последнего отражены в специальных монографиях по стратиграфии Восточного Саяна (Хильтова, Крылова, 1964; Додин и др., 1968), где докембрий разделяется обычно на дербинскую серию нижнего или среднего протерозоя и кувайскую серию верхнего протерозоя. Вместе с тем все еще существуют резко различные трактовки структуры этого антиклиниория, объема, возраста, количества и взаимоотношения слагающих его осадочно-метаморфических серий пород. Трудность состоит в том, чтобы выяснить, откуда и в каком направлении происходит наращивание стратиграфического разреза этой сложно построенной докембрийской складчатой зоны.

При повторном картировании крупных «узловых» складчатых структур в 1963—1969 гг. А. И. Сезько предложил следующее стратиграфическое подразделение протерозойских образований центральной части Восточных Саян (снизу вверх):

Нижний протерозой. Дербинская серия. 1. Алыгджерская свита — гнейсы и плагиогнейсы биотитовые, биотитово-роговообманковые, пироксеновые, гиперстен-биотитовые. Не менее 2500 м. 2. Дербинская свита — мраморы, графитистые мраморы. 1500—2500 м. 3. Дургомжинская свита — амфиболовые, биотитовые, пироксеновые, гиперстен-амфиболовые гнейсы и плагиогнейсы, инъекционные гнейсы, амфиболиты, амфиболовые сланцы с горизонтами мраморов, кальцифиров. До 200—300 м. 2500—3000 м. Средний протерозой. Кувайская серия. 4. Сарлыкская свита — известняки, мраморы, прослои кальцифиров, амфиболитов, плагиогнейсов, микрогнейсов, черных углисто-кварцевых сланцев, квар-

цитов, метаморфизованных песчаников. 700—1500 м. 5. Ашкасокская свита — биотитово-эпидотово-мусковитовые, мусковито-биотитовые, микросланцы, метаморфизованные эфузивы, известняки; в зонах высокого метаморфизма — гнейсы биотитовые, гранатово-диленово-мусковитовые сланцы, инъекционные гнейсы. Около 4000 м. Верхний протерозой. 6. Тагулдинская серия (овсянковская, чатыгойская свиты) — известняки, доломиты, черные углисто-кварцевые сланцы, конгломераты в основании разреза. 1500—2500 м. Суммарная мощность разреза протерозоя 10000—13000 м.

В соответствии с этой схемой в основании формационного ряда Восточно-Саянского антиклиниория залегает терригенная формация, сложенная гнейсами своеобразной алыгджерской свиты. Ее специфика заключается в удивительной монотонности состава — на 90—95% свита состоит из переслаивающихся биотитовых, амфиболовых и пироксеновых гнейсов. Изредка в составе формации появляются маломощные (первые метры) прослои известняков и кварцитов. На расстоянии 200 км в ней не наблюдается фациальных изменений.

Прямых доказательств о взаимоотношении терригенной формации с подстилающими более древними образованиями нет, поскольку самые нижние части ее разреза в ядре антиклиниория не вскрыты. В региональном плане устанавливается структурное несогласие между субширотными структурами алыгджерской терригенной формации нижнего протерозоя с субмеридиональными и северо-западными структурами верхнеархейской (бирюсинской) зоны.

Терригенная формация согласно перекрывается формацией графитистых мраморов, образованной породами дербинской свиты. Последняя представлена графитистыми мраморами с прослойями кристаллосланцев и гнейсов; прослои кварцитов, часто встречающиеся по простираннию, не всегда являются выдержаными. В целом же для этой формации характерен монотонный карбонатный состав, отсутствие среди исходных пород каких-либо вулканогенных образований и, главное, положительная выдержанность карбонатного состава на многие сотни километров. Все это, по мнению Д. И. Мусатова (1964), сближает «осадки дербинской серии с платформенными формациями».

Терригенно-карбонатная флишоидная формация завершает разрез нижнего протерозоя дербинской серии, перекрывая согласно отложения формации графитистых мраморов. Эквивалентом этой формации являются дургомжинская, каменская, сигачская, эденская, магдасская, жайминская свиты.

Основную особенность формации составляет ритмичное строение, по характеру которого она делится на две части. Нижняя часть терригенно-карбонатная. Здесь происходит простое грубое макроритмичное чередование двух литологических разновидностей слоев — терригенных и карбонатных. Мощность слоев 200—350 м с убыванием вверх по разрезу. Верхняя часть формации в северо-восточной (внешней) части зоны — терригенно-карбонатная, флишоидная, с 2- или 3-компонентными ритмами; во внутренней зоне — терригенная, с отдельными редкими терригенно-карбонатными прослойками. А. А. Савельевым (1960) показано, что ритмы внешней зоны хорошо сохраняются даже в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Каменская свита отнесена им к субфлишевым образованиям. Наличие флишевых отложений свидетельствует о существовании к северо-востоку от Дербинского бассейна массива суши, каковым являлась верхнеархейская складчатая зона (Бирюсинская). Резкое уменьшение мощности ритмов вверх по разрезу свидетельствует об увеличении частоты поднятий и опусканий земной коры. Сама же флишоидная формация указывает на предорогенное развитие Дербинского бассейна. Указанная формация перекрывается кувайской серией осадков, которая характеризует смену тектонического режима.

Здесь уместно уточнить понятие о границе между дербинской и кувайской сериями, т. е. о верхней границе нижнего протерозоя со средним протерозоем. Ранее эта граница проводилась по подошве терригенної толщи, известной под названием ашкасокской (четырлыгской) свиты. Однако наиболее четкая граница между названными сериями устанавливается по подошве сарлыкской (ортинской) свиты. К ее основанию местами приурочены конгломераты, фиксирующие перерывы в осадконакоплении. Между дургомжинской и сарлыкской свитами в региональном плане в ряде конкретных районов устанавливается несогласие. Для сарлыкской свиты характерно первое появление остатков флоры. К основанию сарлыкской свиты приурочивается «скакок метаморфизма».

Метаморфизм докембрия Восточно-Саянского антиклиниория изучен лишь в общих чертах. В. Я. Хильтова (1964) отмечает, что он проходил в два этапа; с первым связан метаморфизм дербинской серии в амфиболитовой фации, со вторым — кувайской серии в фации зеленых сланцев. При этом указывается на равномерный характер метаморфизма. Проведенные в 1963—1969 гг. исследования позволили автору выделить три самостоятельных этапа метаморфизма в докембрии этого региона: нижнепротерозойский (алыгджерский), среднепротерозойский (кувайский) и верхнепротерозойский (тагулдинский). Новые особенности выявлены также в вопросах характера и диапазона колебаний в степени метаморфизма пород.

Для дербинской серии на общем фоне развития амфиболитовой фации в ряде районов (реки Эден, Дургомжа) обнаружены парагенетические ассоциации гранулитовой фации, свидетельствующие о некоторой неравномерности в характере первого этапа метаморфизма и возможностях его колебаний от амфиболитовой до гранулитовой фации. Для кувайской серии установлен резко неоднородный полифациальный метаморфизм с широким диапазоном метаморфических изменений — от фации зеленых сланцев до амфиболитовой — при поперечном расположении изоград к складчатым структурам. При этом автором впервые показано, что с кувайским этапом метаморфизма связан высокотемпературный диафторез пород дербинской серии. Это служит одним из оснований для выделения в доверхнепротерозойское время двух этапов метаморфизма — алыгджерского и кувайского. При площадном изучении метаморфической зональности обнаруживается, что процессы мигматизации и гранитизации генетически тесно связаны только со вторым (кувайским) этапом метаморфизма. Зоны мигматизации закономерно вписываются в нормальную прогressiveивную метаморфическую зональность кувайской серии и по отношению к высокометаморфизованным породам дербинской серии являются наложенными. Для решения вопросов тектонического районирования особенно важно отметить, что высокотемпературный диафторез, выражавшийся во вторичной перекристаллизации и переработке пород дербинской серии с образованием мощных зон мигматизации, прошел только по узким краевым частям Дербинской зоны. Центральные же ее части не подвергались перекристаллизации ни в байкальскую, ни в каледонскую эпохи.

В эпоху нижнего протерозоя своеобразием отличались и процессы магматизма, которые проходили в две фазы. С первой из них связано внедрение пироксенитов, габбро, ортоамфиболитов дугальминского комплекса. Последние установлены в виде мелких немногочисленных (1—2 км в поперечнике) изометричных массивов, породы которых обычно изменены. Во вторую фазу произошло внедрение гранитоидов дербинского комплекса, представленных серыми гнейсовидными и массивными биотитовыми, реже биотито-роговообманковыми гранитами, плагиогранитами, гнейсогранитами, пегматоидными гранитами. Отличием дербинского комплекса от среднепротерозойского саянского (кадыросского) является согласная форма залегания гранитных тел как больших,

так и малых размеров. Там, где размер согласных тел не превышает 10—20 (до 40) см, характер чередования «пластов» гранитов с пластами дербинских мраморов напоминает слоеный пирог. С помощью микроструктурного анализа И. Н. Крыловым (1964) установлено, что образование гнейсовых текстур в гранитах связано с кристаллизацией расплава одновременно с интенсивными межпластовыми движениями пород при складчатости.

Магматизм же, сопровождающий кувайский этап (среднепротерозойский), имеет совершенно другие особенности. Во-первых, в этот период был широко проявлен основной магматизм, с которым связано формирование больших (до 120 км²) и многочисленных массивов ханского комплекса. Все они расположены в полосе развития кувайских пород. Во-вторых, продукты кислого магматизма Кувайской зоны, представленные породами саянского (кадырского) комплекса, отличаются от гранитоидов Дербинской зоны более основным составом и условиями залегания. Их массивы дискордантны по отношению к структурам вмещающих пород.

Изучение внутренней структуры Дербинской зоны приводит к выводу, что она обладает всеми чертами обращенного антиклиниория с опрокинутыми обоими крыльями. Его центральные части сложены наиболее древней алыгджерской свитой. Северное крыло большей частью опрокинуто на север, южное — на юг.

Большинством предыдущих исследователей отмечалось, что главные структуры имеют северо-западную ориентировку. Проведенными работами установлено, что не менее важная роль в структуре антиклиниория принадлежит субширотным структурам, не соответствующим северо-западным ограничениям Дербинской зоны. Кувайская зона приспосабливается к ограничениям Дербинской зоны и образует с ее внутренними структурами регионально выраженное несогласие с углами от 10 до 40° (см. рис. 4). Эта особенность тектоники района важна как для доказательства самостоятельности Дербинской складчатой зоны, так и для выяснения характера развития структур докембра.

Внутренняя структура Восточно-Саянского (Дербинско-Алыгджерского) антиклиниория представляет собой совокупность крутых, узких, опрокинутых, линейных, изоклинального типа складок, с более широкими, пологими и плавными, но также линейными складками. Первые тяготеют больше к ядерной части антиклиниория, в чем можно усматривать поперечную зональность в складчатости. По-видимому, при инверсии прогиба наиболее крутые сложные складки создавались в осевой зоне при вздымании и смытии самых древних слоев дербинской серии пород. В краевых же частях зоны зачастую можно видеть более спокойные складчатые формы (Сигачская, Орзагайская синклинали). Переход широких складок в более узкие происходит постепенно. Протяженность основных антиклиналей и синклиналей, которые рассматриваются как структуры первого порядка, составляет в среднем 30—60 км при ширине в 6—8; ширина узких складок 1,5—2 км.

Таким образом, основная морфологическая особенность пликативных дислокаций Дербинской зоны состоит в развитии линейных более или менее сжатых антиклиналей и синклиналей большой протяженности, образующих в совокупности обращенный антиклиниорий. К осевой зоне антиклиниория происходит увеличение интенсивности в складчатости. Здесь шире развиты крупные изоклинальные складки. Осевые поверхности их чаще всего опрокинуты на север или северо-восток в сторону более древней Бирюсинской верхнеархейской зоны. Характерно, что по простиранию осевые поверхности складок «пропеллерообразно» изгибаются, меняя направление запрокидывания с севера на юг. Шарниры крупных и мелких складок ведут себя волнообразно с общей тенденцией к погружению в западном направлении.

Выявлено полное подобие форм складок всех порядков и параллельность их шарниров, что позволяет использовать мелкие складки для расшифровки общей структуры района, применяя методику определения нормального залегания пород по складкам волочения (рис. 8, 9).

Таким образом, по особенностям формаций, выдержанности их мощности и состава, характеру метаморфизма и магматизма, морфологии структур нижнепротерозойские толщи дербинской серии представляют совершенно самостоятельный комплекс осадков. Он отражает наличие своеобразного тектонического режима на больших пространствах, отличного от типично геосинклинальных условий позднего протерозоя. Своеобразным этот комплекс является и в чисто морфологическом отношении.

Возникает вопрос: правомерно ли отнесение Дербинской зоны нижнего протерозоя к областям байкальской складчатости?

Отметим, что нижнепротерозойский этап завершился самостоятельными эпохами складчатости, магматизма и метаморфизма. Однако существование нижнепротерозойского тектонического этапа само по себе еще не дает исчерпывающих оснований для выделения самостоятельной тектонической зоны, поскольку эта территория могла быть позже вовлечена в область проявления более молодых складчатостей — байкальской или каледонской. Такого мы здесь не наблюдаем, что и служит главным основанием в пользу выделения самостоятельной Дербинской зоны. В конце нижнего протерозоя эта область превратилась в консолидированную складчатую зону, с юга опоясывающую Бирюсинскую архейскую зону. В ее пределах нет четких проявлений наложенной позднепротерозойской или каледонской складчатости. На все позднейшие дислокации Дербинская зона реагировала как жесткое сооружение: образованием в ее пределах только разрывных структур, большей частью надвигов. Нет в этой области и широкого распространения позднепротерозойского и раннепалеозойского магматизма, что могло бы служить доказательством геосинклинального развития ее в байкальское или каледонское время. В верховьях р. Кана известна цепочка девонских субщелочных массивов, секущих в северо-западном

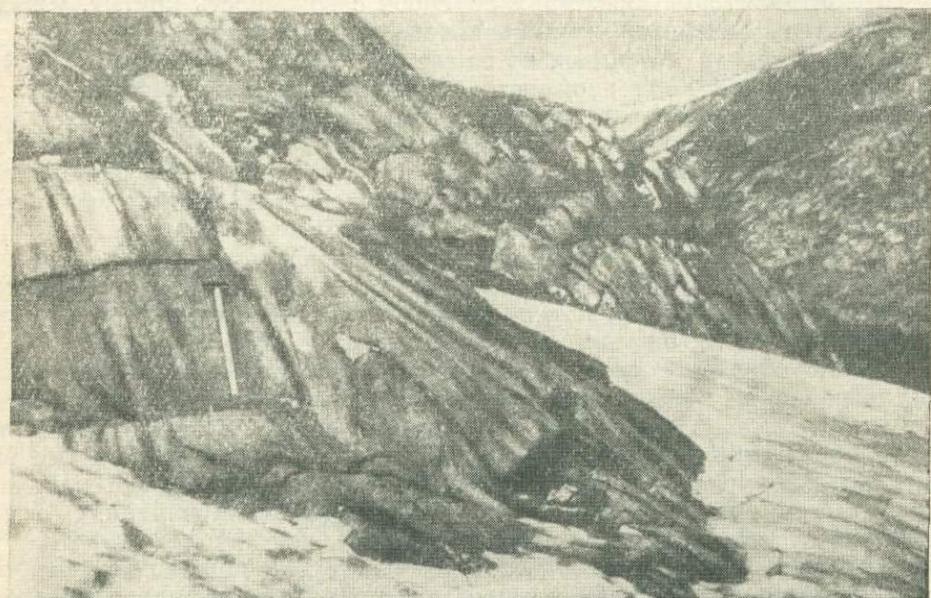


Рис. 8. Опрокинутая мелкая складка южного крыла Алыгджерской антиклинали (фото А. И. Сезько).



Рис. 9. Складки волочения в мраморах дербинской свиты (фото А. И. Сезько).

направлении антиклиниорий, но она может рассматриваться скорее как линейная узкая зона палеозойской активизации. В момент осадконакопления кувайского времени Дербинская зона играла роль геоантиклинального поднятия, разделявшего эвгеосинклинальный комплекс байкалид от миогеосинклинального. Об этом свидетельствуют конгломераты в нижних частях сарлыкской свиты, налегающей на краевые части этого поднятия. В момент байкальского диастрофизма Дербинская зона была переработана, мигматизирована только в своих краевых частях. По своему тектоническому режиму и истории развития зона отличается как от Бирюсинской, так и от Байкальской складчатых зон. Заложение ее относится к началу протерозоя. Верхний воз-

растной рубеж приходится на границу нижнего и среднего протерозоя. В это время по окраинам Дербинской складчатой зоны заложился ряд прогибов с типично геосинклинальным режимом.

Исходя из вышеприведенного, автор предлагает исключить Дербинскую зону из области байкальской складчатости, выделить ее в самостоятельный нижнепротерозойский тектонический комплекс и рассматривать в роли тектонотипа для саянской ветви Саяно-Байкальского складчатого пояса. По-видимому, он может соответствовать ранним карелидам; однако ввиду удаленности ранних карелид от описываемого района зону представляется целесообразным называть местным наименованием — Дербинская складчатая.

Байкальская горная область. К началу формирования ратнепротерозойских геосинклинальных бассейнов вся периферийная часть Саяно-Байкальской области испытала интенсивные движения, создавшие по ее периферии Байкало-Витимское и Становое геоантиклинальные поднятия. Эти поднятия своими контурами строго подчинены краевому шву Сибирской платформы и образуют единый складчатый пояс шириной до 300 км и протяженностью около 2500 км.

Заложение геосинклинальных систем дербинского этапа в пределах байкальской горной области сопровождалось дроблением и переработкой верхнеархейской складчатой системы. Ориентировались они конформно к краям Сибирского кратона. С юга нижнепротерозойская Сибирская платформа и прилегавшая к ней Становая складчатая система обрамлялись Джугджуро-Становой и Байкало-Витимской геосинклинальными системами.

Джугджуро-Становая геосинклинальная система в современном эрозионном срезе имеет сравнительно небольшое распространение и сложена нижнепротерозойскими метаморфическими толщами. Они залегают в виде небольших тектонических клиньев, зажатых среди диафторированных образований становской серии. Однако проявленные в архейских породах наложенные деформации и перекристаллизация пород в эпидот-амфиболитовой фации, связанные со складчатостью и метаморфизмом нижнепротерозойских пород, распространены на обширной территории, расположенной между Лаприйским и Южно-Тукурингским глубинными разломами. Эти данные свидетельствуют о весьма широком первоначальном распространении нижнепротерозойских образований в южной части Джугджуро-Становой складчатой области и позволяют относить ее к самостоятельной нижнепротерозойской складчатой зоне (Судовиков и др., 1965).

Нижнепротерозойские отложения Джугджуро-Становой складчатой области представлены джелтулакской серией и образованиями, параллелизуемыми с ней, в верховьях р. Малый Гилой и р. Нюкжи. Джелтулакская серия слагает ряд небольших тектонических клиньев среди диафторированных пород становового комплекса в верхнем течении р. Большой Джелтулак и приурочена к зоне Джелтулакского глубинного разлома. Серия сложена метаморфизованными конгломератами, песчаниками и сланцами с прослойями основных и кислых вулканитов и карбонатных пород. Видимая мощность более 2500 м. Набор пород этой серии соответствует вулканогенно-осадочной формации.

Характерны узкие сильно сжатые складки, ширина которых достигает несколько сотен метров. В отдельных зонах распространены изоклинальные складки. Шарниры их, как правило, ориентированы согласно с простиранием слоистости и полого (25°) погружаются на северо-запад и юго-восток. Аналогичная ориентировка присуща шарнирам мелких складок, удлиненным метаморфическим минералам и длинным осям будин в зонах разлинования. В целом простирание пород джелтулакской серии — запад-северо-запад, 280 — 310° . В краевых частях тектонических блоков породы джелтулакской серии и ста-

нового комплекса залегают большей частью параллельно. Поэтому породы становой серии, подвергшиеся наложенным деформациям и метаморфизму и превращенные в разнообразные бластомилонитовые гнейсы и сланцы, с трудом отличаются от прогрессивно метаморфизованных гнейсов джелтулакской серии.

Нижнепротерозойские породы и диафторированные образования архея прорваны метагабброидами, позднеогенными, джелтулакскими гранитоидами, ольдгойскими порфиробластическими гранитами и пост-орогенными тындинскими гранитами.

Байкало-Витимская геосинклиналь расположена во входящем углу платформы и отсечена Становым геосинклинальным поднятием от геосинклиналей более восточных районов. Южное ее ограничение, однако, не вполне определено, поскольку верхнеархейские образования здесь известны лишь в виде мелких ксенолитов среди сплошного поля более молодых гранитоидов. В ее строении принимают участие образования, объединяемые в муйскую и гаргинскую серии (Салоп, 1964). Характерными особенностями первой являются широкое распространение эфузивов основного состава и неоднородный локальный метаморфизм, варьирующий от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. Показательно также широкое развитие явлений наложения метаморфизма (обычно зеленосланцевой фации), приуроченного к зонам тектонических нарушений. В составе муйской серии выделяют (Салоп, 1964) парамскую существенно терригенную и килянскую вулканогенную подсерии. В целом геосинклинальные образования муйской зоны Байкало-Витимской геосинклинали обладают значительной мощностью — до 10000 м.

Плутонические породы геосинклинального комплекса в пределах Муйской зоны относятся к габбро-плагиогранитной формации, подразделяющейся на габбровую и плагиогранитную субформации, соответствующие двум фазам муйского комплекса (Салоп, 1967). Массивы габброидов и плагиогранитов составляют дугообразный пояс, подчеркивающий контур Муйского геосинклинального трога и протягивающийся от низовьев р. Бамбуйки через бассейны рек Мамакан и Мама к северной оконечности оз. Байкал. Массивы чаще всего имеют вытянутую форму в плане и залегают согласно с простиранием нижнепротерозойских складчатых структур. Внутренняя тектоника массивов (структуры течения, гнейсовидность, протоклаз) указывает на то, что породы габбро-плагиогранитной формации образовывались одновременно со складчатостью.

Тектонические структуры нижнего протерозоя Байкало-Витимской складчатой системы в плане имеют вид дуги, обращенной выпуклостью к северу и в значительной степени подчиненной глубинным разломам. Вблизи последних развиты сильно сжатые линейные складки, часто изоклинальные, осложненные многочисленными сбросами и надвигами. По мере удаления от зон разломов складки становятся более пологими и симметричными. Среди наиболее крупных складчатых структур выделяются Кичеро-Мамский антиклиниорий, Парамская, Кедровская и другие антиклинали и смежные с ними синклинали (Бамбуйская, Нижне-Таксимская и др.). Л. И. Салоп (1967) показал, что форма и размер складок зависят от механических свойств пород. Плохо стратифицированные вулканиты обычно собраны в крупные килевидные складки и разбиты грубым кливажем разлома. Часто в пачках сланцев и мраморов отмечаются складки волочения и будинаж.

БАЙКАЛЬСКИЙ ЭТАП

Главные структурные элементы, развивавшиеся в Восточной Сибири в течение байкальского мегацикла, были унаследованы в основном с предыдущего дербинского этапа. Дербинские деформации лишь

наростами местами зоны слюдянской складчатости, расширив таким образом краевые геоантиклинальные поднятия. Байкальскому этапу присущи и некоторые специфические черты. Так, в верхнем протерозое опусканиями были охвачены не только края кратона, но и его внутренняя часть, т. е. с этого времени началось становление плиты Сибирской платформы. Ярко выраженной особенностью байкальского цикла явилось формирование краевых вулканических поясов, связанных с краевым швом, и региональных вулканических поясов, тяготеющих к региональным разломам.

Впервые в истории развития тектонической структуры Восточной Сибири в байкальское время на консолидированном субстрате складчатого пояса стали развиваться наложенные прогибы.

Сибирский кратон

Структура кратона к концу байкальского мегацикла приобрела следующий вид. Его центральную часть занимал щит, обрамленный плитой. По периферии последней, вдоль краевого шва, простирались довольно широкие и глубокие краевые опускания — Присаяно-Енисейское, Байкало-Патомское и Юдомо-Майское. В зонах завершенной складчатости выделялся своими размерами Мамско-Бодайбинский наложенный прогиб, а в Восточном Саяне — Туманшетский (рис. 10). Вертикальные движения, охватившие кратон в протерозое, носили дифференцированный характер. Его краевые части испытывали интенсивные, хотя и прерывистые опускания в течение всего протерозоя, а остальная, большая по площади, его территория в среднем протерозое и начале рифея отличались значительной устойчивостью или испытывала незначительные поднятия. Будучи захваченной движениями отрицательного знака в верхнем рифее, она и тогда заметно отставала в опускании по сравнению с краевыми частями.

В рифее были оформлены главные структуры платформы — щит, плита, перекрытая осадочным чехлом мощностью не более 500 м, и глубокие краевые опускания, обрамлявшие плиту с востока, юга и запада.

Рифейская плита платформы простирается с юга на север от Присаянской, Прибайкальской и Становой ветвей краевого шва до склонов Анабарского и Оленекского массивов. На юге ширина ее не превышает 400 км, к северу увеличивается в несколько раз. Наибольшая мощность отложений позднего докембрия на ней не более 500 м с понижением во внутреннем поле Иркутского амфитеатра до 100—300 м; в отдельных местах эти образования отсутствуют.

Поверхность фундамента представляет субмеридиональный обширный пологий свод. В ряде мест, например в юго-западной части платформы, плита отделялась от краевых опусканий продольными разломами. В Иркутском Присаянье и у Станового нагорья она граничила со складчатой системой только через краевой шов, без посредничества краевых опусканий. Стабильная область была осложнена, вероятно, отдельными прогибами и поднятиями, характер которых остается еще не изученным. В южной части известно пока одно такое поднятие, находящееся в долине р. Лены между Усть-Кутом и Киренском, где оно ограничивает краевое опускание Прибайкалья от плиты.

Присаяно-Енисейский пришовный прогиб. В юго-западной части кратона с раннего рифея начал формироваться Присаяно-Енисейский пришовный прогиб. Юго-восточная его часть представлена Урикско-Ийским грабеном, выполненным нижне- и среднерифейским комплексами, а в междуречье Ия — Туманшет перекрытым верхнерифейскими осадками Ийско-Туманшетского (Присаянского) прогиба. На от-

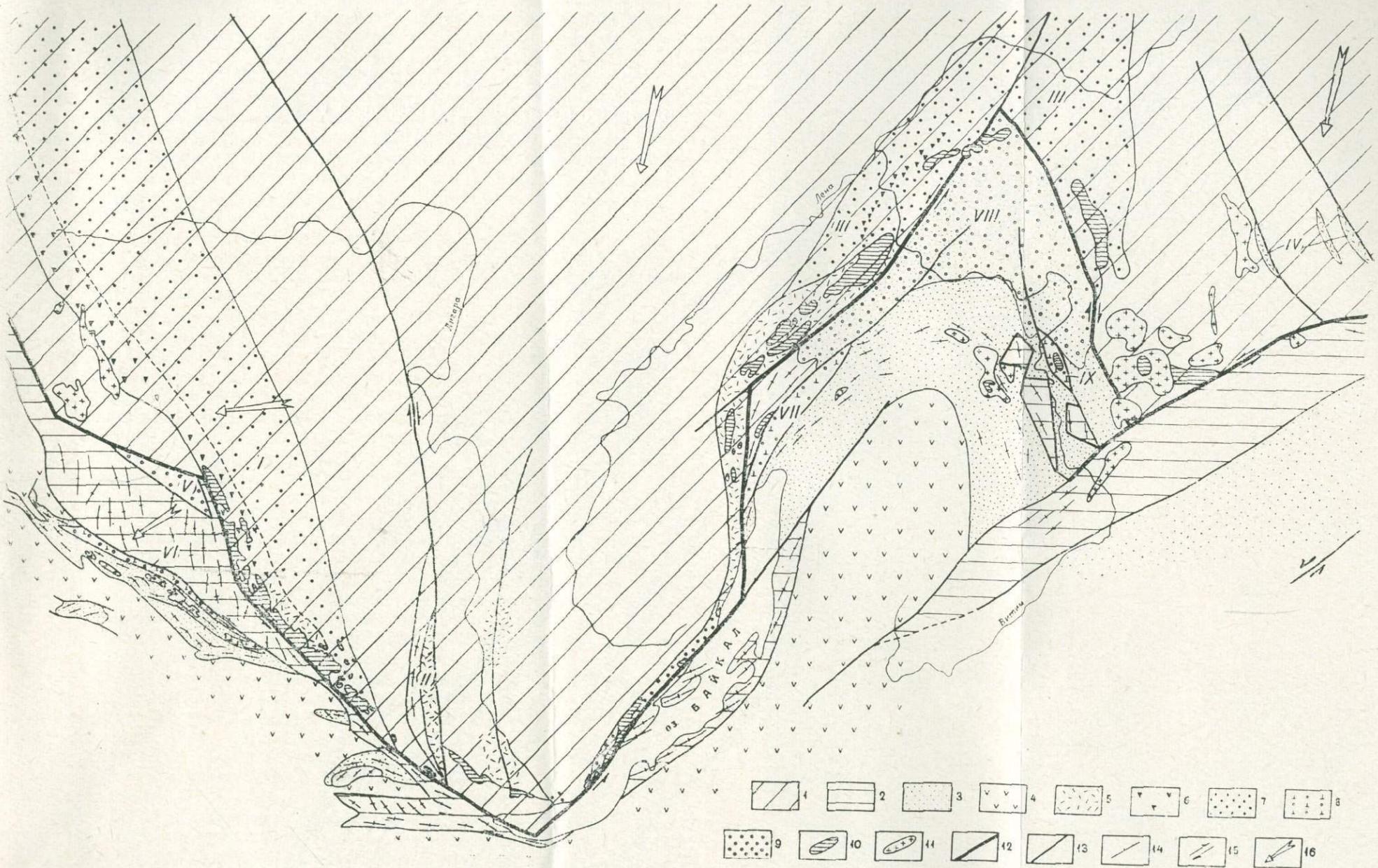


Рис. 10. Палеотектоническая схема первой половины байкальского мегацикла.

1 — Сибирский кратон; 2 — зоны слюдянской складчатости; 3 — зоны дербинской складчатости; 4 — геосинклиналь начала байкальского мегацикла; 5—7 — пришовные и приразломные прогибы на ценные вулканогенно-осадочные толщами (5), основными эфузивами (6), терригенными толщами (7); 8, 9 — раннебайкальские прогибы, наложенные на предшествующие складчатые зоны, выполненные вулканогенно-осадочными толщами (8) и терригенно-карбонатными толщами (9); 10 — гранитоиды краевого вулканического пояса байкальского мегацикла; 11 — гранитоиды дербинского этапа вому шва и другим разломам; 12 — периферическая граница зоны краевого шва; 13 — прочие глубинные разломы; 14 — простиранье складчатых структур; 15 — направление смещения блоков Сибирского кратона и складчатых зон. Прогибы, заложенные на краевом — Байкало-Патомский, IV — Субганский; прогибы, заложенные на добайкальских складчатых зонах: V — Туманшетский, VI — Колбино-Удинский, VII — Тая-Мамский, VIII — Мамеко-Бодайбинский, IX — Талойинский.

дельных участках этого прогиба образования раннего и среднего рифея выступают из-под верхнерифейских. Очевидно, что через Саяно-Енисейский «мост» прогиб соединялся с рифейским бассейном Енисейского кряжа (Косыгин, 1962; Замараев, 1967).

Границей Присаяно-Енисейского пришовного прогиба на юго-западе и западе является краевой шов платформы. В Бельско-Китайском междуречье он совпадает с зоной Главного разлома, затем переходит в зону Бирюсинского разлома и под отложениями Рыбинской впадины утыкается в восточный борт Канской глыбы. К северу краевой шов транссируется параллельно западной части Енисейского кряжа, по периферии Западно-Сибирской плиты и далее к районам Туруханского и Игарского поднятий.

От эвгеосинклинали Присаяно-Енисейский пришовный прогиб отделялся орогенной зоной, образованной Архейской, Слюдянской и Дербинской зонами складчатости. Сложнее определяется восточная граница рифейского прогиба. О ее положении можно косвенно судить по градиентам изменения мощностей, фациальному составу и геофизическим данным. Восточный борт рифейского прогиба был значительно положе западного, а его граница проходила в северо-западном направлении, восточнее Чадобецкого поднятия.

Вулканогенно-осадочные образования Присаяно-Енисейского пришовного прогиба байкальского мегацикла представлены тремя комплексами, соответствующими раннебайкальному, среднебайкальному и позднебайкальному циклам.

Нижнему ритму в Урикско-Ийском грабене соответствует флишоидная сублукская серия (7900—12000 м), представленная крупным флишем в основании (шаблыкская, большереченская свиты), нормальным (далдарминская свита) в средней части и нечетким (урикская свита) в верхах (Абрамович и др., 1971). Формирование серии датируется средним протерозоем на основании определения абсолютного возраста прорываемых гранитоидов и пегматитов в 1680—1800 млн. лет, а также абсолютного возраста пород аршанской (1687 млн. лет) и ирсымской (1570; 1593 ± 40 млн. лет) свит (Абрамович и др., 1971).

Среднебайкальному циклу в Урикско-Ийском грабене соответствует зунтейская серия, включающая ермосохинскую и ингашинскую свиты. Молассовая ермосохинская свита (600—1500 м) залегает на различных горизонтах сублукской серии. Ингашинская свита (1700—3100 м) сложена песчаниками, конгломератами, сланцами. Абсолютный возраст ермосохинской свиты калий-argonовым методом определяется в 1416 млн. лет; ингашинской — 1271, 1311 млн. лет (Абрамович и др., 1971).

К позднебайкальному циклу в Присаянье относятся образования карагасской и оселковой серий. Карагасская серия залегает с резким угловым несогласием на различных горизонтах сублукской, зунтейской серий или на гранитоидах саянского комплекса с конгломератами в основании. В ее составе выделяются три ритма, соответствующие шангулекской, изанской и ипситской свитам, каждый из которых начинается терригенными и заканчивается, как правило, карбонатными породами (Дубин, Хоментовский и др., 1969). Общая мощность карагасской серии 1500 м.

Оселковая серия залегает без видимого углового несогласия через базальные конглобекции на отложениях карагасской серии и состоит из маринской, удинской и айсинской свит. Серия сложена терригенными образованиями с редкими пластами известняков и глинисто-карбонатных сланцев. Ее мощность уменьшается от 2300—2400 до 1800—1900 м за счет сокращения объема нижней и средней частей. Возраст карагасской и оселковой свит определяется средне-верхнерифейским (Дубин, Хоментовский и др., 1969). Диабазам, внедрившимся в породы карагас-

ской серии (по амфиболу калий-argonовым методом), 1124 млн. лет (Таскин и др., 1971).

Позднедокембрийские отложения Енисейского кряжа представлены сухопитской, тунгусикской и осянинской сериями. Байкальский цикл здесь начинается аспидной (кординская, горбилокская, удерейская, погоргюйская свиты) и карбонатной (свита Карточки, алладинская свита) формациями. Общая мощность аспидной формации — до 4000—4500 м, карбонатной — 500—1000 м.

Второй ритм позднедокембрийских отложений представлен нижней карбонатно-сланцевой и верхней карбонатной формациями. Карбонатно-сланцевую формацию слагают красногорская, джурская, шунтарская, киргитецкая свиты тунгусикской серии и ангарская свита осянинской серии общей мощностью 1900—3800 м. Карбонатная формация включает дашкинскую свиту — от 700—1500 до 3500—4000 м (Кириченко, 1961; Семихатов, 1962; Сагитов, 1962; Волобуев и др., 1964).

К отложениям позднебайкальского цикла Присаяно-Енисейского пришовного прогиба относятся на его юго-восточной части тасеевская, северо-восточная — чингасанская, северо-западной — вороговская серии. Первая серия образована алешинской, чистяковской и мошаковской свитами, в целом образуя красноцветную терригенную формацию мощностью от 250 до 2900 м. Несколько иное строение имеет чингасакская серия. Ее нижнюю часть слагают красноцветная терригенная и карбонатная формации единой лопатинской свиты (до 600 м). Вышележащие карьерная и суктальминская свиты характеризуются флишоидным составом. Для вороговской серии в восточной части области ее распространения показательны преимущественно карбонатный состав и небольшая мощность (500—700 м). Западные приенисейские типы разрезов обладают двучленным строением: внизу залегают мощная толща терригенных пород, вверху — карбонатных. Общая мощность серий здесь более 2000 м (Семихатов, 1962).

В современном виде Урикско-Ийский грабен протягивается на 200 км от р. Урик до р. Ии и имеет форму треугольника, обращенного острым углом на юго-восток. Ширина грабена изменяется от 5—10 до 45—50 км. От Шарыжалгайского выступа он ограничивается Точерским разломом, а от Бирюсинской глыбы — Хульцайским блоком, насыщенным интрузиями докембрийских гранитоидов. Современной северо-западной границей его служит контур распространения верхне-протерозойского Присаянского прогиба. Юго-восточная часть грабена примыкает к Главному разлому Восточного Саяна.

По мнению А. П. Таскина и др. (1971), структура грабена представляет крупную синклиналь, ограниченную от окружающих выступов разломами. Ось его погружается на северо-восток. В поперечном сечении грабен асимметричен: юго-западное крыло менее опущено, чем северо-восточное. По простирианию Урикско-Ийский грабен разделен серией поперечных конседиментационных субширотных поднятий и прогибов, к границам которых приурочиваются зоны повышенной трещиноватости, возникшие над скрытыми разломами фундамента. Отложения, выполняющие грабен, интенсивно дислоцированы полной складчатостью и нарушены многочисленными разрывными нарушениями различных порядков и типов (рис. 11). Зеркало складчатости погружается к северо-востоку, и в этом же направлении смешена ось прогиба. Наиболее интенсивно деформированы породы в юго-восточной и центральной частях грабена, в бассейнах рек Урик и Оки. Здесь в отдельных обнажениях отчетливо видно крутое (60 — 90°) или опрокинутое залегание терригенных толщ. Заметное ослабление напряженности складчатости происходит по простирианию грабена. В бассейне р. Ии слои на крыльях антиклиналей становятся положе (30 — 60°). Интенсивность складчатости заметно убывает и в поперечном направлении. Наиболее сложные фор-

мы фиксируются в юго-юго-западной части, а в северо-восточной они упрощаются. В пересечении по р. Оке видно, что осевые плоскости большинства антиклиналей в западной части грабена опрокинуты к северо-востоку, а в восточной половине наблюдается их встречное падение. Оси складок испытывают не только частную, но и общую вергентность. На юго-востоке грабена они ориентируются субмеридионально, затем постепенно разворачиваются к северо-западу и лишь на отдельных участках сохраняется субмеридиональное направление. В северо-западной части грабена оси складок склоняются к субширотному простиранию.

Разрывные нарушения Урикско-Ийского грабена имеют различную ориентировку, размеры и генетические типы. Ерминско-Горхонская зона разломов между реками Урик и Большой Белой имеет субмеридиональное простирание, затем постепенно разворачивается к северо-западу. Она представлена многочисленными субпараллельными разрывными нарушениями и имеет ширину от нескольких сотен метров до 4—5 км; мощность зон дробления, брекчирования, милонитизации составляет в отдельных разломах 30—50 м. Плоскость сместителя падает на юго-запад 230°, угол 60—90°. Зона разломов разделяет грабен на две части, отличающиеся возрастом, составом слагающих толщ и интрузивных комплексов; в восточной преобладают интрузии основного и ультраосновного состава, а в западной — кислые. А. П. Таскин предполагает наличие здесь скрытого глубинного разлома. В Ерминско-Горхонскую зону входит Сайхан-Жалгинский субмеридиональный разлом. Ширина зоны дробления в нем от 10 до 150 м. Плоскость сместителя падает на запад под углами до 70°.

Другие разломы в Урикско-Ийском грабене (Ходонокский, Слюдянский, Среднезиминский) по своему значению уступают вышеописанным. Они заложены в среднепротерозойских образованиях и имеют общие черты с другими небольшими разрывами, имеющими северо-западное простирание, согласно с простиранием складчатых структур.

Помимо разломов северо-западного направления наиболее отчетливо проявлены северо-восточные разрывы (северо-восток 40—80°) и широко распространенные в центральной части Урикско-Ийского грабена. В его южной части, по-видимому в связи с ориентировкой складчатых структур в субмеридиональном направлении, они субширотны. Разломы северо-восточного направления выделялись А. Д. Смирновым и др. (1963) в особую группу; они развиты не только в прогибе, но и уходят в смежные горстовые выступы, приобретая вид параллельных или субпараллельных зон дробления и трещиноватости. Несмотря на слабую выраженность, следует считать, что разрывы такого направления широко распространены в грабене и наряду с разрывами других простираний имеют важное значение в структуре региона.

Большое значение в структуре Урикско-Ийского грабена придается субширотным разрывам (А. П. Таскин, Г. Я. Абрамович, Г. М. Гундобин, 1971). Они представляют зоны повышенной трещиноватости, разделяющие фундамент грабена на ряд конседиментационных блоков, поднятых или опущенных относительно друг друга. В чехле же субширотные нарушения менее выражены. По некоторым из них удается наблюдать левосторонние сбросо-сдвиговые движения с амплитудой в десятки, реже первые сотни метров. Субширотные разломы считаются более поздними по отношению к структуре грабена.

Разрывы, параллельные складчатым структурам, генетически и пространственно связаны с последними. Однако в отдельных местах наблюдается косое расположение первых относительно осей складок. Продольные разрывы чаще всего располагаются на крыльях складок и имеют самую разнообразную длину и амплитуду смещений. Они обычно являются взбросами, крутыми надвигами, взбросо-сдвигами и, реже, «чистыми» левыми сдвигами. От участков, сравнительно слабо дислоци-

рованных к участкам с высокой степенью смятия происходит увеличение роли сдвиговой компоненты, например в бассейне р. Оки. Левые сдвиги отмечаются не только в разрывах, но и отчетливо проявлены по плоскостям напластования. Вообще межслоевые подвижки исключительно хорошо развиты в пределах Урикского-Ийского грабена. Диапазон векторов смещений по ним такой же, как и в описываемом типе разрывов: от взбросов до левого сдвига.

Определенный интерес представляют зоны разломов с простиранием 285—315°. Вероятнее всего, часть из них, имеющая близкую к широтной ориентировку, входит в состав широтных зон разломов, выделенных А. П. Таскиным. Представляется, что подобные зоны в грабене отсутствуют, а имеют место северо-западные с плавным переходом на субширотные.

Разрывы северо-восточного направления прямолинейны, ориентированы поперек складчатых структур, имеют небольшую протяженность и представлены зонами рассланцевания различной ширины. Плоскости разрывов обычно крутые (70—90°) и падают как на юго-восток, так и на северо-запад. Смещения в зонах разрывов относятся к типу взбросов и сбросо-сдвигов.

Во многих случаях параллельно плоскостям напластования развита сланцеватость, которая очень часто совпадает с первичной слоистостью. Тесную зависимость от простирания складчатых структур обнаруживает поперечная система трещин скола. Угол, образованный ею и слоистостью, близок к 90°, но иногда уменьшается до 70. Плоскости трещин наклонены под углами 70—90°. В отдельных участках поперечные трещины образуют зоны сгущения различной ширины со сбросо- и взбросо-сдвиговыми смещениями. Сдвиговая составляющая может быть с лево- или правоcторонним направлением движения.

Системы трещин скола, продольных простиранию складчатых структур, представлены достаточно отчетливо. Одна из них имеет падение, согласное с падением у слоев, но меньший угол наклона. С ней сопряжена под углами 50—70° другая система. Системы трещин скола, диагональных шарнирам складчатых структур, разделяются на две группы: крутые и наклонные. Как те, так и другие имеют простирание, близкое к субширотному и субмеридиональному. Крутые трещины имеют угол падения от 75 до 90°, наклонные — от 30 до 60°.

При сопоставлении полученных сферограмм трещин с теоретическими для складчатых структур обнаруживается, что системы трещин в дислоцированных толщах грабена соответствуют таковым, свойственным складкам продольного сжатия (Ситтер, 1960; Гзовский, 1963). Это относится чаще к системам трещин, продольных слоевым ограничениям и крутым диагональным. Ортогонально простиранию складчатых структур, согласно теоретическим разработкам, обычно ориентируются трещины отрыва. Однако по морфологии они более соответствуют трещинам скола. Это явление объясняется или «закрытием» и притиранием первичных трещин отрыва, или вращением, переориентировкой диагональных трещин в процессе складчатости. Требует пояснения и появление наклонных поперечных трещин. По-видимому, формирование складчатости происходило на значительной глубине и литостатическая нагрузка способствовала уравниванию касательных напряжений к осям минимальных и промежуточных нормальных напряжений.

Наконец, немаловажное значение имеет возникновение в отдельных участках наклонных диагональных трещин. М. В. Гзовский (1963) указывает, что такие трещины появляются в складках продольного сжатия при условии горизонтального расположения оси минимальных нормальных сжимающих напряжений.

На основании изучения трещиноватости Урикского-Ийского грабена можно сделать следующие выводы. Системы трещин, развитые в раз-

личных частях грабена, сходны, что свидетельствует об однообразии поля тектонических напряжений и причин, его породивших. Генеральная ось максимальных нормальных сжимающих напряжений располагается горизонтально. При этом на начальных стадиях складкообразования ось минимальных нормальных напряжений размещалась вертикально, а в последующем на отдельных участках произошла переориентировка ее в горизонтальное положение. Тангенциальное сжатие могло быть порождено левосторонним горизонтальным перекашиванием территории по сдвигам с ориентировкой на северо-запад 285—320°.

Складчатые структуры Присаянского верхнерифейского прогиба представлены пологими и широкими антиклиналями, сопряженными с разрывами. Наиболее четко выражены отрицательные структурные формы, выполненные карагасско-оселочным комплексом. В ядрах антиклиналей обнажены архейские и нижнепротерозойские образования Бирюсинской глыбы или среднепротерозойские осадки Урикско-Ийского грабена. Синклинали имеют значительную протяженность (до 60 км), ширину 6—8 км и плавные очертания в плане. Углы наклона слоев на крыльях складок достигают 40—60°. Многие складки редуцированы за счет срезания юго-западных крыльев взбросами. Взброшенные крылья, как правило, круче, а интенсивность деформации нарастает с востока на запад. У границы кембрийских отложений складки более расплывчаты. Коробчатые пологие валообразные очертания имеют пликативные дислокации в северо-восточной части прогиба. Зеркало складчатости погружается с запада на восток. В пределах прогиба Н. А. Берзином (1967) выделен ряд блоков параллелепипедальной формы, характеризующихся различной степенью дислоцированности.

Разрывы в прогибе развиты достаточно широко. Они имеют различную ориентировку и генетический тип, однако сведений о характере смещений по ним очень мало. Наиболее отчетливы и широко распространены разрывы северо-западного направления, согласные со складчатыми структурами и генетически с ними связанные. По определению Н. А. Берзина, эти разломы являются взбросами и крутыми надвигами. Наиболее крупные из них обычно располагаются на северо-западных крыльях антиклиналей или срезают юго-восточные борта синклиналей. По своему генетическому типу они относятся к взбросам и крутым надвигам.

Плоскости взбросов наклонены на юго-запад под углами 40—80°. Вертикальная амплитуда смещений достигает 2000 м. Разломы представлены зонами рассланцевания, милонитизации, катаклаза и брекчирования. В пределах складчатых структур имеются многочисленные более мелкие разрывы такого же генетического типа, которые выявляются по наличию мелких складок среди полей со сравнительно спокойным залеганием пород и резкому увеличению крутизны падения слоев.

Другая система разрывных нарушений ориентирована по азимуту северо-восток 280—320° и диагональна к простирианию складчатых структур (Берзин, 1967). Одна из зон разломов протягивается от р. Ярмы в район р. Ульки, правого притока р. Агул, где уходит в Рыбинскую впадину. Вторая следует от бассейнов рек Каменки, Уват и Рубахиной через долину р. Изан до Рыбинской впадины. Третья достаточно отчетливо прослеживается от р. Ии в районе д. Аршан в бассейн р. Уды по южному краю распространения карагасско-оселкового комплекса. В Урикско-Ийском грабене — фундаменте Присаянского прогиба она представлена зоной сгущения разломов, с резким склонением в западных румбах.

По своему генетическому типу описанные зоны диагональных разломов являются левыми сдвигами. Амплитуда смещения их трудно устанавливается, поскольку сами зоны намечаются по ряду второсте-

ленных признаков, главные из которых — сгущения более мелких разломов с таким же простиранием, характерные загибы периклинальных частей складок в сторону движения масс, затухание складок вблизи зон разломов и наличие по простиранию сдвиговых зон антиклинальных поднятий. Наибольшая величина горизонтальных смещений определена Н. А. Берзином в первой зоне сдвига в 20—25 км. Следует отметить, что в плане зоны разрывов плавно изгибаются за счет постепенного изменения азимута простирания от северо-западного до субширотного.

По нашему мнению, справедлив вывод Н. А. Берзина о том, что описанные типы разрывных нарушений не проявлены в чистом виде. Вероятнее всего, взбросы и крутые надвиги имеют сдвиговую составляющую, в свою очередь сдвиги несут вертикальную компоненту движения. Об этом может свидетельствовать тот факт, что по простиранию один тип разрывов переходит в другой. Кроме описанных разломов северо-западного простирания несомненно должны присутствовать и разрывы сплошности иных направлений, в частности северо-восточные. По-видимому, они представлены зонами повышенной трещиноватости различной ширины, как это имеет место в Урикско-Ийском грабене.

В заключение следует подчеркнуть наиболее важные черты складчатых и разрывных дислокаций Присаянского прогиба. Ими являются: а) кулисность складок в плане и сигмоидные изгибы многих из них; б) сравнительно небольшая степень дислоцированности, выразившаяся в наличии пологих и широких складок; в) осложнение крыльев большинства складок продольными разрывами типа взбросов и надвигов с падением сместителей к юго-востоку; г) наличие диагональных сдвигов.

В Енисейском кряже также развиты складчатые и разрывные дислокации различных порядков и типов. Главное место среди них занимают антиклиниории и синклиниории. В целом антиклинальные структуры протягиваются вдоль продольной оси Енисейского кряжа и разделяют его на две части: восточную и западную. В свою очередь кряж разделен поперечным поднятием на северную и южную ветви.

В ядрах антиклиниориев на поверхность выведены древнейшие метаморфизованные архейские, раннепротерозойские, иногда рифейские образования. Вдоль их простирания намечаются зоны крупных глубинных и региональных разломов — Ангаро-Канский, Татарский, Понимбинский, хр. Карпинского, Приенисейский антиклиниории (Вотах, 1968).

Ангаро-Питский синклиниорий занимает юго-восточную часть Енисейского кряжа и сложен преимущественно образованиями тунгусской и осянинской серий. В плане он имеет форму треугольника, обращенного основанием к югу. Складчатые структуры синклиниория образуют зоны, для каждой из которых характерен определенный тип дислокаций (Вотах, 1968; Клитин, Палей, Постельников, 1963; Семихатов, 1962). Среди последних на западе преобладают узкие линейные антиклинали и синклинали с соотношением осей 1:4—1:10. В строении антиклиналей наблюдается асимметрия: наиболее крутыми являются восточные крылья (60—80°), а западные значительно положе (35—60°). В целом складчатые структуры западной части Ангаро-Питского синклиниория имеют сравнительно небольшую протяженность и слабо нарушены разрывами, большинство из которых имеет небольшую длину и амплитуду.

В восточной части Ангаро-Питского синклиниория выделяется ряд широких коробчатых мульд, ограниченных узкими, гребневидными антиклиналями. Следует особо подчеркнуть, что восточные крылья антиклиналей вблизи окраины синклиниория нарушены взбросами, входящими в систему Анкиновской зоны разломов. О. А. Вотах указывает на более поздний, чем докембрийский, возраст этих разрывных нарушений.

Продолжением складчатых структур Ангаро-Питского синклино-рия являются таковые Иркинеевского выступа. Вдоль выступа в субширотном направлении прослеживается Теринская синклиналь, а в его приангарской части имеется ряд узких приразломных антиклиналей, опрокинутых на юг и имеющих сброшенные по продольным разломам южные крылья. В северо-западной части Иркинеевского выступа также выделяется ряд антиклиналей, развернутых почти под прямым углом к Енисейскому кряжу (Вотах, Шибистов, 1970).

Кордо-Лебяжинский синклиниорий, расположенный в северо-восточной части Енисейского кряжа, имеет отчетливо выраженное двухэтажное строение. Его нижний этаж деформирован почти так же, как и в Ангаро-Питском синклиниории. Верхний структурный этаж трансгресивно срезает нижний, сохранив и наследуя его синклиниорное строение. Среди дислокаций этого этажа преобладают узкие приразломные синклинали и широкие пологие мульды, ограниченные разломами с простирианием северо-запад $320-340^\circ$. Отрицательные структурные формы разделены узкими приразломными антиклиналями. В. Г. Петров (1965) считает более правильным называть синклинальные структуры грабенами. Характерной особенностью их является линзовидная форма в плане, образованная слиянием разрывов по их простирианию. Плоскости разрывных нарушений представлены милонитами, милонитизированными породами, иногда брекчиями, и падают на северо-восток или юго-запад под углами $50-85^\circ$. Грабены осложнены, в свою очередь, одной или несколькими простыми пологими складками вблизи разломов. Интенсивность складчатости уменьшается от осевой части Енисейского кряжа к его периферии. Возраст складчатых дислокаций В. Г. Петров определяет салаирской фазой складчатости, а причину складкообразования видит в сжатии, вызванном опусканием грабенов по ограничивающим разломам.

Исаковский (Вороговский) синклиниорий, расположенный в северо-западной части Енисейского кряжа, имеет более поднятое восточное крыло и осложнен серией грабенов, моноклиналей и коробчатых складок субмеридионального простириания. Степень дислоцированности его нижнего структурного этажа значительно выше, чем в Кордо-Лебяжинском синклиниории. В Большепитском синклиниории (юго-запад Енисейского кряжа), как и в вышеописанных развиты угловатые коробчатые и узкие гребневидные приразломные складки, а также дисгармоничная складчатость, которая подчеркивает более высокую степень дислоцированности осадочных серий сравнительно с Ангаро-Питским синклиниорием. Как и последний, он состоит из антиклинальных и синклинальных зон, прослеживающихся с юга на север.

В целом верхнеархейские образования Присаяны и Енисейского кряжа дислоцированы в сходные по морфологии складчатые и разрывные структурные формы, имеющие северо-западные или субмеридиональные простириания.

Байкало-Патомский и Юдомо-Майский пришовные прогибы. Байкало-Патомский прогиб выполнен мощными толщами среднего и верхнего протерозоя, образующими единый парагенез формаций, распавшийся на три серии, сформированные в течение нижне-, средне- и верхнебайкальского циклов. Наиболее полными являются разрезы пришовных прогибов нижнебайкальского цикла, представленные комплексом пород терригенно-вулканогенной аkitканской серии (4000 м), которая слагает полосу 50×500 км и дискордантически налагает на породы нижнего протерозоя (Салоп, 1964).

С эффузивами аkitканской серии пространственно и генетически тесно связан многофазный ирельский интрузивный комплекс, по составу варьирующий от диоритов до сиенитов. Наибольший объем занимают массивы очковых гранитогнейсов. Ирельские гранитоиды типично

шовные интрузии. Абсолютный возраст гранитов комплекса 1560 ± 80 млн. лет, а порфиров, не затронутых высокотемпературным метаморфизмом, — 1710 ± 35 млн. лет (Ященко и др., 1964).

В северной и западной окраинах Байкальской горной области выше образований акитканской серии выделяются тепторгинская серия, окуньская и анайская свиты примерно одного стратиграфического уровня. Тепторгинская серия (1500 м), распространенная в Патомском и прилежащей части Северо-Байкальского нагорий, состоит из пурпурской свиты кварцитов и высокоглиниземистых сланцев и медвежинской эффузивно-осадочной свиты (Головенок, 1967). Она с угловым несогласием залегает на нижнепротерозойской чуйской свите или гранитоидах, коррелируемых с ирельским интрузивным комплексом, и, в свою очередь, трангрессивно перекрыта породами патомской серии верхнего протерозоя. В Северо-Байкальском нагорье аналогом тепторгинской серии считается окуньская свита, выделенная из состава чайской (Мац, 1965; Головенок, 1964, 1967), залегающей в целом согласно на подстилающих образованиях акитканской серии.

Возраст окуньской свиты определяется в 1350 млн. лет. В Западном Прибайкалье сходный состав и стратиграфическое положение имеет анайская свита, несогласно залегающая между акитканской и байкальской сериями (Мац, 1965).

В юго-восточной части Сибирской платформы, в бассейнах рек Маймакан, Учуры и их притоков образования уянской и учурской серий маймаканского комплекса, синхронные акитканской и тепторгинской сериям, залегают несогласно на породах фундамента Алданского щита и перекрываются среднерифейской майской серией (Келлер и др., 1960, 1967; Башарин, 1967 и др.). Уянская толща состоит из трех свит (снизу вверх): терригенно-тоториканской (150—200 м); терригенно-вулканогенной улкачанской (250—400 м) и трангрессивно залегающей терригенно-вулканогенной элгетайской (1500—1600 м).

Возраст улкачанской свиты — 1840 млн. лет (Тугаринов и др., 1965), элгетайской свиты — 1615 млн. лет. Последняя выполняет сравнительно узкие приразломные прогибы и выше перекрывается со структурным несогласием отложениями учурской серии, возраст базальных слоев которой по глаукониту датирован в 1500 млн. лет (Полевая, Казаков, 1960). В Улканском прогибе с эфузивами элгетайской свиты связан ульканский субвулканический комплекс, представленный в основном рибекитовыми гранитами, граносиенитами и граносиенит-порфирами. Абсолютный возраст гранитов — от 1100 до 2000 млн. лет (Гамалея, 1968).

По данным Г. Н. Калимулина, В. Р. Алексеева (1960) и др., породы, сходные с маймаканским комплексом по составу, встречаются на северных склонах хр. Джугджура, в бассейнах рек Алдан, Челасин и на левобережье р. Ман (Билькачанская зона смятия). Мощность их в этом направлении увеличивается и оценивается приблизительно в 2000 м.

Учурская серия представлена гонамской и омахтинской свитами, широко распространенными на востоке Алданского щита, в Майском и Нуямо-Тырканском прогибах. Она отделена размывом от нижележащей уянской серии и залегает с угловым несогласием на кристаллических толщах фундамента. Вверх по разрезу серия сменяется осадочными толщами среднего рифея, от которых она в Учуро-Майском районе отделена размывом, а в Юдомо-Майском прогибе связана с ними постепенным переходом. Гонамская свита сложена песчаниками, гравелитами, алевролитами с подчиненными прослойями карбонатных пород с онколитами и строматолитами. На восточном склоне Алданского щита выделяются два района, в пределах которых свита имеет различное строение и мощности, хотя и выполняет единый прогиб. На склонах

щита мощность составляет 100—300 м и увеличивается к предгорьям Станового хребта (Сунтамо-Атугейская и Даванга-Хугдинская зоны) до 650—700 м, а к Восточно-Верхоянскому прогибу — до 1200—1500 м (Нужнов, 1967; Башарин, 1967). Ее абсолютный возраст по глаукониту составляет 1500—1550 млн. лет (Полевая, Казаков, 1960), что позволяет сопоставить свиту с окуньюской.

Омахтинская свита в платформенной части Учуро-Майского района трансгрессивно перекрыта отложениями среднего рифея (энгинская свита), а в пределах Юдомо-Майского прогиба залегает согласно. Свита сложена главным образом карбонатными породами, в которых содержатся строматолиты и онколиты. Терригенные породы в ее составе доминируют лишь в районах, примыкающих к Алданскому щиту, и на востоке Юдомо-Майского прогиба. Омахтинская свита выполняет единый прогиб, разделенный на две части поперечным Омнинским поднятием. Распределение мощностей в пределах прогиба (от 150—200 м на западе, до 1500—2000 м на востоке) свидетельствует о его асимметричном строении. Наиболее прогнутая часть прогиба тяготеет к зонам Юдомо-Алданского и Южно-Верхоянского краевых глубинных разломов.

В западной части Алданского щита, в бассейнах рек Ярого и Чуги, в трех небольших грабенообразных прогибах обнажаются докембрийские образования, объединенные в субганский комплекс, сложенный филлитами, зелеными сланцами и порфиритами (Лазько, 1956). Мощность комплекса 1100—1200 м. Он трансгрессивно перекрыт породами юдомской серии. По структурному положению, приуроченности к зоне древнего глубинного разлома (Амгинская зона) и вещественному составу образования комплекса близки к таковым улкачанской и элгетайской свит Улканского прогиба. Сходство этих толщ заключается в близком составе эфузивных образований, в одинаковой последовательности основных и кислых эфузивов в разрезе и в их ассоциации с терригенными породами.

В Патомском и прилежащей к нему северной части Северо-Байкальского нагорья к среднему комплексу позднего докембрая относятся баллаганахская подсерия, которая представляет крупный седиментационный ритм, начинающийся грубообломочными образованиями и венчающийся известняками марининской свиты. Мощность подсерии не постоянна и увеличивается от низовьев рек Большой Чуи и Ченчи к выпуклой части Патомской дуги до 3000—3500 м. В этом же направлении происходят ее фациальные изменения, выраженные замещением грубообломочных образований тонкозернистыми. Особенностью среднего комплекса Патомского нагорья является двучленное строение: базальные слои его сложены преимущественно полимиктовыми и олигомиктовыми псаммитами, а верхние — карбонатными породами и сланцами. Здесь комплекс повсеместно несогласно залегает на тенторгинской серии нижнего рифея и даже более древних образованиях.

В Прибайкалье и вдоль западных склонов Северо-Байкальского нагорья аналоги среднего комплекса позднего докембрая пока не выявлены. В настоящее время имеются данные о наличии толщи до 200 м в междуречье Кутим — Чечуй, занимающей положение между образованиями акитканской серии и байкальского комплекса.

В Учуро-Майском районе восточного склона Алданского щита также выделяется толща пород, относимых к среднему комплексу позднего докембрая. Ему соответствует майская серия, несогласно налагающаяся на более древние образования и расчленяющаяся на энгинскую, онинскую, малгинскую, ципандинскую и лахандинскую свиты общей мощностью от 1400—1600 до 4000 м (Нужнов, 1967).

Две нижние свиты сложены терригенными породами, а остальные известняками и доломитами с незначительным количеством карбонатно-терригенных пород в верхах разреза. В целом майская серия

составляет единый трансгрессивный ритм, сложенный двумя формациями: нижней — терригенной и верхней — карбонатной.

Верхний комплекс осадков позднего докембрия, выполняющий окраинные прогибы и завершивший байкальский мегацикл развития Сибирской платформы, в Прибайкалье и вдоль западных отрогов Северо-Байкальского нагорья имеет трехслойное строение и представлен байкальским комплексом — голоустенской, улунтуйской и качергатской свитами единого вертикального ряда формаций. В низах разреза находится формация кварцевых песчаников и карбонатных пород, в средней — карбонатно-сланцевая, а венчает разрез — флишоидная. Байкальский комплекс достигает наибольшей мощности (3500 м) в Северо-Западном Прибайкалье, а на широте северной оконечности Байкала не превышает 500 м (Салоп, 1964).

Аналогичное строение имеет верхний комплекс рифея в Приленской зоне Байкало-Патомского прогиба, где он представлен кадаликанской подсерии патомской серии. Соотношения ее с байкальским комплексом в настоящее время выяснены недостаточно, в результате чего в коррелятивных схемах имеются разноречия (Салоп, 1964; Мац, 1965; Решения Новосибирского совещания, 1965). Байкальский комплекс, по представлению авторов, соответствует большей части разреза кадаликанской подсерии, исключая, возможно, лишь ее верх (ченчинскую свиту). По характеру строения кадаликанская подсерия может быть разделена на два ритма: нижний объединяет джемкукансую и баракунскую свиты, верхний — валюхтинскую, жуинскую, ченчинскую. Мощность кадаликанской подсерии в контурах Приленской зоны Байкало-Патомского прогиба непостоянна и в целом изменяется от 1500 м в верховьях рек Малой Чуи и Ченчи до 8000 м в низовьях р. Большой Патом.

В Учуро-Майском районе верхний рифей представлен осадками учурской серии (около 7000 м), сложенной терригенными породами с незначительной долей карбонатных в краевых частях Юдомо-Майского прогиба.

Байкало-Патомское краевое опускание простирается узкой полосой вдоль восточного края Сибирской платформы от южной оконечности оз. Байкал на север, по правобережью р. Лены до г. Киренска, а затем, несколько расширяясь, переходит на левый берег р. Лены. На меридиане р. Джербы его ось испытывает резкий поворот к юго-востоку. Северо-восточное замыкание прогиба находится несколько западнее Олекминска. Ширина прогиба на юге внутреннего поля Иркутского амфитеатра не превышает 50 км, в бассейне р. Джербы возрастает до 200—250 км, а в направлении к верховьям р. Чары он снова резко сужается. Общая протяженность прогиба 1500 км. Наибольшие опускания в 10—11 тыс. м произошли на северном склоне современного Витимо-Патомского нагорья.

В сторону Алданского щита ось прогиба резко вздымается. Более плавно с ундуляциями она поднимается в сторону Иркутского Присаянья, где мощность отложений докембра не более 650 м. На большей части краевого опускания мощность рифейских образований превышает 3000 м. Прогиб резко асимметричен, его приплатформенный борт положе.

Значительные градиенты мощностей, наблюдавшиеся в его поперечном сечении, могут свидетельствовать о том, что прогиб отделялся от стабильной области либо системой продольных к его простирианию разломов, либо флексурой. От складчатой системы прогиб отделялся, как уже отмечалось, краевым швом.

Патомская ветвь прогиба сливалась в среднем и верхнем рифее с Бодайбинским внутренним прогибом, но несмотря на это граница между ними намечается по Байкало-Витимскому поднятию. Восточная граница прогиба в Прибайкалье находилась, по-видимому, вблизи совре-

менного контура рифейского осадочного чехла. На это указывают, в частности, развитие дельтовых отложений в аkitканской серии и изменения гранулометрического состава пород голоустенской свиты. Байкало-Патомский прогиб заложился более или менее одновременно, но интенсивность опускания была не везде одинаковой. В первом цикле прогибание наиболее интенсивно происходило в Аkitканском хребте и в примыкающих к нему районах, где мощность аkitканской серии нижнего рифея превышает 5000 м. На юг и северо-восток величина опускания убывала до нескольких сотен метров; южная центриклиналь прогиба, по-видимому, не была охвачена опусканием.

В среднем рифе опускалась только Патомская зона прогиба, где мощность осадков, накопленных за это время (баллаганахская подсерия), достигла 4000—5000 м. В верхнем рифе в опускание был вовлечен весь прогиб, а также стабильная область Сибирской платформы. Интенсивность движений в это время в разных его частях не была одинаковой. В верхнем рифе прогиб разделялся поперечными конседиментационными поднятиями — Ангинским и Домугдинским, на три впадины — Бугульдайскую, Северо-Байкальскую и Патомскую.

Мощность верхнерифейских образований закономерно убывает с севера на юг от одной впадины к другой; так, в Патомской впадине их мощность достигает 4500 м, в Северо-Байкальской — 3200, а в Бугульдайской только 2800 м. Вообще тенденция к более замедленному опусканию или даже к поднятию выше уровня седиментации постоянно проявлялась в байкальской ветви краевого опускания в отличие от ее патомской части, где опускание было более устойчивым и значительным.

Восточный край кратона, явившийся фундаментом Байкало-Патомского прогиба, испытал опускания с самого начала рифея, а примыкающая к нему стабильная область была охвачена нисходящими движениями только в верхнем рифе. Сравнивая мощности осадков верхнего рифея краевого опускания и стабильной области платформы, нельзя не заметить, что последняя опускалась примерно в 10 раз медленнее, чем фундамент прогиба.

Формации Байкало-Патомского прогиба сменяют одна другую как по его простиранию, так и в латеральном направлении. В настоящее время нет достаточных данных для суждения о деталях таких замещений в латеральном направлении. Можно только предполагать, что раннерифейская эфузивно-терригенная формация, развитая преимущественно по восточному борту прогиба и в его центральной части, на западном склоне прогиба должна быть замещена терригенными образованиями. Средний комплекс осадков рифея сложен на западном крыле прогиба, по-видимому, более мелкообломочными породами, чем на восточном. Карбонатные, карбонатно-терригенные и флишоидные формации верхнего рифея замещаются в сторону стабильной области платформы песчано-сланцевыми и песчано-аргиллитовыми отложениями.

Более наглядно вырисовываются формационные ряды по простиранию прогиба. Формация кварцевых песчаников и высокоглиноземистых сланцев, а также полимиктовых песчаников и сланцев нижнего рифея Приленской зоны Байкало-Патомского прогиба замещаются в южном направлении эфузивно-терригенной формацией. В верхнем комплексе наиболее частые замещения имеют местовое основание. Так, на восточном фланге прогиба в бассейне р. Жуи развита формация кварцевых песчаников и сланцев; в бассейнах рек Патома, Витим и Чай она замещена формацией «пудинговых» конгломератов, которые в южном направлении замещаются таковой кварцитов и карбонатных пород голоустенской свиты. Флишоидная формация, напротив, прослеживается повсеместно по простиранию прогиба, не испытывая значительных изменений.

Снос обломочного материала в Байкало-Патомский прогиб был двусторонним — с платформы и со стороны геосинклинальной (складчатой) области, где в роли питающей провинции выступало, по-видимому, Байкало-Витимское поднятие. Формации, включающие переотложенные продукты химического выветривания, сложены в значительной мере материалом, привнесенным с кратона, где в эпохи относительно стабильного состояния континента формировались мощные коры выветривания. Полимиктовый обломочный материал и псефитовые осадки поступали с Байкало-Витимского поднятия. По-видимому, преобладанием сноса обломочного материала с Байкало-Витимского поднятия и объясняется то обстоятельство, что на платформенном склоне Северо-Байкальского нагорья базальные толщи рифея представлены полимиктовыми песчаниками. К тому же там мощно развиты псефиты.

Ведущим процессом седиментации в Байкало-Патомском прогибе было накопление терригенных осадков. Лишь в отдельные эпохи, особенно в верхнем и среднем рифеях, преобладало накопление хемогенных и биогенных карбонатных пород. Раннебайкальский цикл ознаменовался возникновением Байкало-Патомского прогиба, длительным его оседанием и заполнением терригенными и эфузивными образованиями. Излиянию лав сопутствовало внедрение интрузий. К концу цикла осадочная толща была дислоцирована, интрудирована гранитоидами ирельского и, вероятно, приморского комплексов.

Среднебайкальский цикл также начался с энергичного опускания, компенсировавшегося накоплением олигомиктовых песчаников и конгломератов баллаганахской свиты, за которым последовал этап более спокойного развития прогиба, когда среди осадков заметную роль стали играть карбонатные отложения, ассоциировавшиеся во многих местах с кварцитами. Завершение цикла, по-видимому, не сопровождалось складчатостью отложений. В центральной части Патомской впадины, где развит средний рифей, не было перерыва в осадконакоплении, но борта этой впадины все-таки испытали заметное поднятие, в результате чего местами, например на юго-западной центриклинали впадины, баллаганахская и маринская свиты оказались денудированными.

Верхнебайкальскому циклу развития Байкало-Патомского прогиба предшествовала эпоха относительного тектонического покоя, обусловившая глубокое химическое выветривание фундамента платформы в пределах стабильной области, в то время еще не покрытой осадками. Благодаря этому вновь начавшееся опускание прогиба в начале верхнерифейского цикла привело к накоплению мощных толщ существенно кварцевых осадков (голоустенская, джемкуканская свиты). Вследствие же сноса обломочного материала не только с кратона, но и со стороны складчатой области формация кварцевых песчаников и карбонатных пород местами была замещена «пуддинговыми» конгломератами джемкуканской свиты (Салоп, 1964).

Вертикальный ряд протерозойских формаций завершается в Байкало-Патомском прогибе флишоидной формацией, на которую налегает каледонская базальная моласса.

В центральной части Патомской впадины верхний рифей залегает на нижнем без следов глубокого размыва, но в Бугульдейской и Северо-Байкальской впадинах, а также на разделяющих их поднятиях

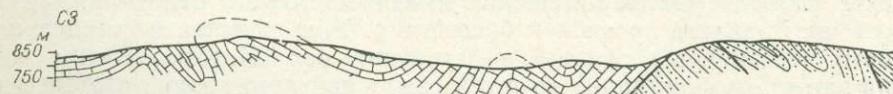


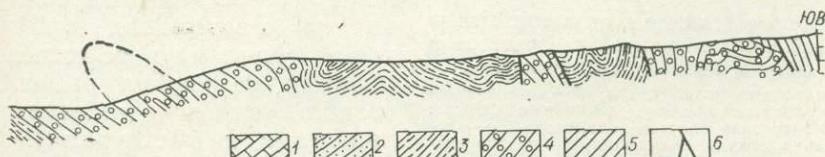
Рис. 12. Поперечный разрез складчатой структуры верхнепротерозойских отложений
1 — усольская свита (доломиты); 2 — верхняя подсвита ушаковской свиты (песчаники);
3 — свиты (песчаники); 5 — качергатская свита

предверхнерифейский перерыв в седиментации выражен отчетливо. В конце верхнерифейского цикла осадочная толща, выполняющая Байкало-Патомский прогиб, была дислоцирована и денудирована, благодаря чему базальные формации каледонского ряда залегают на образованиях, занимающих различные стратиграфические уровни позднего докембра.

Байкало-Патомский прогиб, простирающийся вдоль краевого шва, самим своим возникновением связан с этим глубинным разломом. Прогиб оказался наложенным, как отмечалось выше, на платформенное основание и представлял собой узкий приразломный трог. Показательно, что по другую сторону от краевого шва, непосредственно примыкая к нему, в течение всего позднего докембра развивалось линейное Байкало-Витимское поднятие. По размерам оно вполне соизмеримо с Байкало-Патомским прогибом. Поднятие сложено породами позднего архея, а также нижнепротерозойскими образованиями удоканской и муйской серий и сопутствующими интрузивными образованиями. В раннем рифе на этом поднятии аккумуляция имела место лишь в отдельных; по-видимому, приразломных впадинах, и только в среднем рифе на его месте возник более обширный Бодайбинский внутренний прогиб. Байкало-Витимское поднятие являлось питающей провинцией как для пришовного прогиба, так и для периферийной зоны эвгеосинклинали.

Протерозойские отложения Байкало-Патомского прогиба сложно дислоцированы. Характер их деформаций изучался многими исследователями и может быть проиллюстрирован, в частности, данными наших наблюдений в бассейнах рек Голоустной и Куртуна. В долине р. Голоустной отложения трехчленного байкальского комплекса собраны в линейные складки северо-восточного простирания, амплитуда которых — десятки и сотни метров, а длина волн изгибов — от сотен метров до нескольких километров (рис. 12, 13). Как правило, складки асимметричны, а их осевые поверхности погружаются на юго-восток под углами 30—50°. Относительно крупные складки осложнены более мелкими, которые также зачастую запрокинуты. Особенно интенсивно дислоцированы сланцевые толщи, а пласты песчаников, заключенные в сланцах, нередко разорваны на отдельные блоки и расташены. Вблизи контакта с ушаковской свитой складки трехчленного комплекса становятся более простыми. Складчатые структуры бассейна р. Голоустной неоднократно осложняются продольными разрывами, наибольшее развитие среди которых имеют надвиги. Обычно юго-восточные крылья складок надвинуты на северо-западные, а сместьтели наклонены под углами 30—50°. Протяженность надвигов достигает нескольких километров, а величина горизонтальной составляющей колеблется от нескольких десятков до сотен метров, фиксируются и диагональные разрывы. В породах трехчленного комплекса, особенно в сланцевых толщах, широко развита сланцеватость. Она ориентирована обычно согласно с простиранием напластований, но с более крутыми углами падения.

Голоустенская свита, базальная в трехчленном байкальском комплексе, трангрессивно налегает на граниты приморского комплекса. Наблюдается отчетливое угловое и азимутальное несогласие базальных



и нижнепалеозойских отложений в бассейне верхнего течения р. Куртун.
3 — средняя подсвита ушаковской свиты (алевролиты); 4 — нижняя подсвита ушаковской (песчаники, алевролиты); 6 — разломы.



Рис. 13. Поперечный разрез складчатой структуры отложений трехчленного байкальского комплекса. / — качергатская свита (сланцы, алевролиты, известняки);

пластов трехчленного комплекса и гнейсовидности метаморфизованных гранитов: сланцеватость простирается на северо-восток, а базальные пластины доломитов преимущественно субширотны. В нижних частях голоустенской свиты в пади Озерко широко развиты мелкие складки, размер которых в поперечнике измеряется от десятков сантиметров до нескольких метров. Шарниры их погружаются обычно на северо-восток $30-40^\circ$ под углами около 10° . Северо-западные крылья более крутые (80°), нежели юго-восточные ($30-40^\circ$), осевые поверхности у большей части опрокинуты на северо-запад под углами $60-70^\circ$, реже $40-50^\circ$. Параллельно складкам простираются разрывные смещения типа взбросов, поверхности которых погружаются на юго-восток 170° , угол 70° . Такие взбросы довольно часто и располагаются один от другого на расстоянии 1—4 м. Блоки доломитов, заключенные между взбросами, разбиты густой сетью параллельных им трещин. Зафиксирован также взброс, поверхность которого падает на северо-запад 50° (рис. 14, 15).

Байкальский трехчленный комплекс в долине р. Куртун смят в складки шириной 12—15 км, амплитудой в многие сотни метров¹. Их осевые плоскости падают на юго-восток. Осевые поверхности складок второго порядка падают также к юго-востоку. Однако в районе левого притока Куртуна (руч. Ханкой) имеет место и обратная асимметрия, где складки запрокинуты к юго-востоку. Ширина складок II порядка не превышает первые километры, а их амплитуда равна десяткам или первым сотням метров. Складчатость третьего порядка сформирована в некомпетентных (пластичных) слоях улуунтуйской и в особенности качергатской свит. В карбонатных пластах значительной мощности складки обычно более крупные с меньшими углами падения крыльев. Опрокидывание мелких складок, осложняющих более крупные структуры, направлено к оси последних. Размеры мелких складок (ширина, амплитуда) колеблются в пределах от первых метров до нескольких десятков.

Нарастание интенсивности смятия пород трехчленного комплекса идет по мере приближения к контакту его с границами приморского комплекса. Здесь в голоустенской свите напряженность складчатости достигает максимума, вследствие чего складки запрокинуты на северо-запад (район устья р. Куртун) и осложнены мелкими разрывами разнообразных типов (взбросами, надвигами и флексурами). С юго-востока на северо-запад

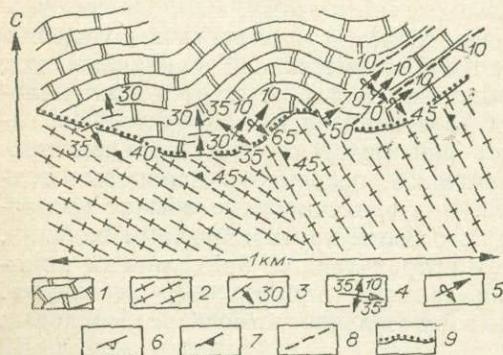
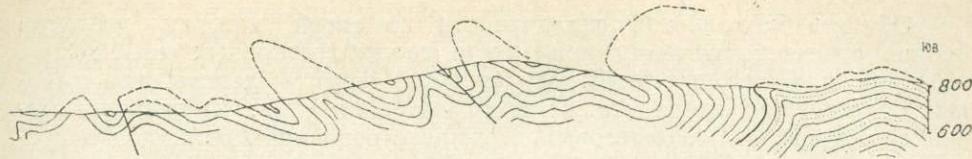


Рис. 14. Геологическая схема контактной зоны голоустенской свиты и приморских гранитов в пади Озерко, вблизи с. Голоустное.

1 — доломиты голоустенской свиты; 2 — контакты катаклизированные и милонитизированные приморские граниты; 3 — элементы залегания пластов доломитов; 4, 5 — элементы залегания складок волочения; 6 — ориентировка разрывов; 7 — залегание сланцеватости; 8 — разрывы; 9 — контакт доломитов и гранитов.

¹ Изучены В. В. Ружичем.



комплекса в бассейне среднего течения р. Голоустной (по К. Н. Кузнецову и др., 1969).
2 — улунтуйская свита (сланцы, известняки); 3 — разломы.

опрокидывание складок постепенно исчезает, уменьшаются их амплитуды и степень осложненности крыльев синекладчатыми разрывами. На расстоянии 20—25 км от контакта с гранитами породы трехчленного комплекса и трангрессивно перекрывающие их нижнекембрийские отложения смяты уже в относительно пологие складки первого и второго порядков.

В верхнепротерозойских и кембрийских толщах широко развита трещиноватость. Наиболее распространены трещины, продольные простиранию пластов с азимутом падения юго-восток 130° — 140° , угол 20° — 75° . По типу эти трещины в большинстве представляют взбросы, надвиги с небольшой сдвиговой составляющей. Вторая система трещин, лоперечная простиранию пластов, имеет азимут падения северо-восток 25° — 45° , угол 65° — 90° . Эти дислокации относятся к трещинам растяжения и характеризуются как сбросы, иногда со сдвиговыми смещениями. Протяженность их значительно меньше, чем продольных.

Геосинклинальная область

Центральная часть Восточного Саяна. В пределах этого региона эвгеосинклинальная зона байкальской складчатости имеет протяженность около 300 км, ширину от 10 до 25 км (см. рис. 4). С северо-востока она примыкает к Дербинской складчатой зоне. С юга и юго-запада ее ограничивает Восточно-Саянский разлом, по зоне которого она граничит с каледонидами.

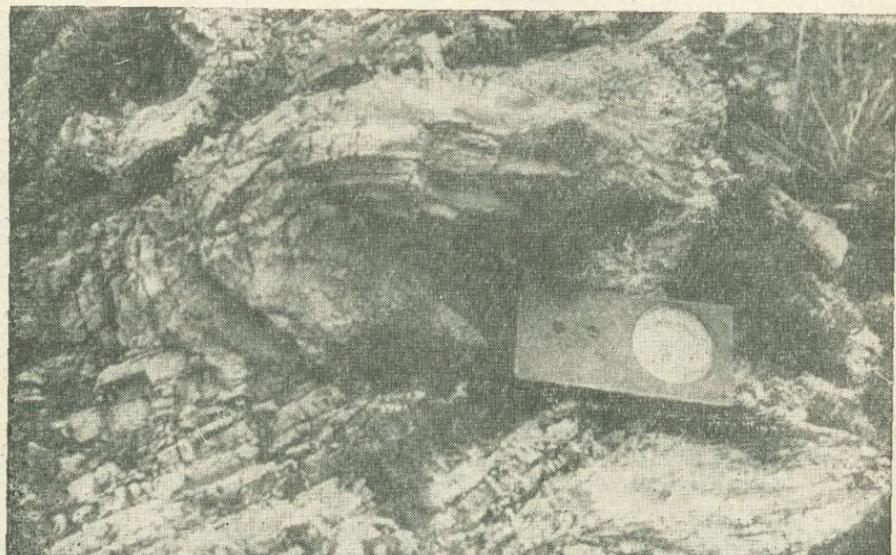


Рис. 15. Мелкие складки в голоустенской свите у контакта с гранитами приморского комплекса. Бассейн р. Голоустной, падь Озерко (фото С. М. Замараева).

Область байкальской складчатости по своей истории развития вполне отвечает типовому понятию о геосинклинальных складчатых областях, для которых М. В. Муратовым (1963) выделены три главных структурных комплекса: 1) комплекс основания; 2) главный геосинклинальный и 3) молассовый. Комплекс основания байкалид в пределах центральной части Восточного Саяна выступает в двух сравнительно небольших по размерам (примерно 10×20 км) структурах — в ядре Магдасского гранито-гнейсового купола (см. ниже) и в Хангорокском тектоническом блоке. Сложен он глубоко-метаморфизованными породами дургомжинской свиты нижнего протерозоя. Важно отметить, что эти образования претерпели наложенный высокотемпературный метаморфизм, связанный с раннебайкальским этапом развития. В связи с этим в зоне раннебайкальской мигматизации границы между породами фундамента и геосинклинального комплекса устанавливаются иногда с трудом. Вскрытая мощность пород фундамента в ядре Магдасского купола составляет около 1000 м. Из plutонических образований нижнего протерозоя в фундаменте байкалид установлены породы только основного состава. Это главным образом ортоамфиболиты, слагающие пластовые и линзовидные залежи небольших размеров. Главный геосинклинальный комплекс области байкальской складчатости образуют наиболее типичные геосинклинальные формации, не встречающиеся в таком классическом виде в других складчатых зонах докембрия Восточного Саяна.

Особым своеобразием отличается вулканогенно-терригенная формация, приобретающая маркирующее значение для всего юго-западного обрамления Сибирской платформы (Сезько, 1971). Рассмотрим вопрос о ее возрасте, для чего охарактеризуем отложения, перекрывающие и подстилающие ее. В пределах хребта Большой Саян комплекс пород, залегающий между кровлей кувайской серии и подошвой нижнекембрийских отложений, нами в 1965 г. выделен в тагулдинскую серию верхнего протерозоя. Нижние части этой серии наиболее полно вскрыты на Тагулдинском хребте — южном отроге Большого Саяна, где они залегают на эфузивах кувайской серии с конгломератами в основании. Последние содержат гальку подстилающих эфузивов. Верхнюю часть разреза серии слагают известняки; в верховьях р. Казыр А. В. Абрамовым, О. И. Пятовым в 1968 г. в них были обнаружены онколиты. По сборам автора онколиты определялись Т. А. Дольник и были отнесены к средне-верхнериифейскому (верхнепротерозойскому) комплексу. Нижний возрастной предел кувайской серии обозначают подстилающие ее породы дербинской свиты. Таким образом, кувайская серия с перерывом в осадконакоплении, фиксируемым конгломератами, перекрывается тагулдинской серией верхнего протерозоя и залегает с несогласием на подстилающих более глубоко и неоднократно метаморфизованных породах дербинской серии, относимой к нижнему протерозою. Все это достаточно определенно свидетельствует о среднепротерозойском возрасте кувайской серии и всего маркирующего уровня.

Главный геосинклинальный комплекс в центральной части Восточного Саяна образуют обе позднедокембрийские осадочно-метаморфические серии пород: кувайская — среднепротерозойская, и тагулдинская — верхнепротерозойская. Между этими сериями, по-видимому, не проявлены или слабо проявлены структурные несогласия по крайней мере, непосредственными наблюдениями они не устанавливаются. Постилю складчатости можно допускать наличие между ними местных несогласий. В ряде случаев обнаружены перерывы в осадконакоплении, фиксируемые конгломератами. Все это, наряду с отчетливой разницей в формационном составе серий, позволяет выделить в этом регионе соответствующие им два структурных яруса байкалид, разделенных раннебайкальской фазой складчатости.

В основании вертикального ряда формаций байкалид залегает карбонатная формация. Ее слагают породы сарлыкской свиты. В районе Магдасского гранитогнейсового купола она ложится на глубоко-метаморфизованные гнейсы дургомжинской свиты, под небольшим углом срезая ее структуры. В сарлыкской свите преобладают известняки, в зонах высокого метаморфизма — мраморы с биотитом и графитом; мощность свиты 700—1500 м. По составу отложений она отличается от формации графитистых мраморов нижнего протерозоя присутствием амфиболитов, микроплагиогнейсов, черных углисто-кварцевых сланцев и метаморфизованных алевропесчаников. Эти разновидности пород выклиниваются по простиранию; для формации же графитистых мраморов характерна выдержанность терригенных прослоев. Однако, несмотря на фациальное выклинивание отдельных частей разреза, общий карбонатный состав формации выдерживается на многие сотни километров по простиранию. Это может свидетельствовать о том, что в начальные этапы развития байкальской геосинклиналии ее фундамент не подвергался дифференцированным вертикальным движениям, но по сравнению с эпохой формирования формации графитистых мраморов в нижнем протерозое был более мобилен. Происходила постепенная смена протогеосинклинального («квазиплатформенного» по В. Е. Хайну) режима типично геосинклинальным.

Следующей составляющей вертикального ряда позднепротерозойских формаций является формация (общая мощность — около 4000 м) вулканогенно-терригенная, согласно залегающая на карбонатной, совместно с которой образует нижний структурный ярус байкалид. Сложена она породами ашкасокской свиты, которая по простиранию на запад переходит в кувайскую серию. Формационные особенности кувайских осадков показывают, что заключительный этап среднепротерозойской седиментации в пределах байкальской зоны протекал в неспокойной тектонической обстановке, в условиях повышенной проницаемости, расчлененности и большой подвижности земной коры.

Вулканогенно-терригенная формация среднего протерозоя с местными перерывами в осадконакоплении перекрывается верхнепротерозойскими отложениями тагулдинской серии, слагающей верхний ярус байкалид. В его основании залегает глинисто-сланцевая формация наиболее полно представленная на Тагулдинском хребте, где в ее основании наблюдался горизонт конгломератов (мощностью около 90 м) на вулканогенной субформации среднего протерозоя. Выше конгломераты сменяются толщей зеленых, темно-серых и черных сланцев: биотитово-углисто-кварцевых, хлорит-биотит-карбонатно-полевошпатовых, гравелистых серцит-биотитовых. Мощность формации около 1000 м.

Завершает позднепротерозойский ряд карбонатная формация (около 1500 м). Она отчетливо прослеживается в верховьях рек Кижи-Хем, Казыр, слагая юго-западную часть полосы байкалид. В ее составе преобладают известняки, реже встречаются доломиты, что обусловливает монотонность строения. В виде маломощных прослоев среди известняков отмечаются конгломераты, кремнистые прослои, оолитовые и водорослевые известняки, содержащие средне-верхнерифейский комплекс онколитов. Благодаря выдержанности карбонатного состава формация хорошо следится по простиранию.

К молассовому комплексу байкалид может быть условно отнесена грубообломочная толща, сохранившаяся в тектоническом блоке на границе с каледонской зоной по левобережью р. Кижи-Хем в приусտинской части р. Иерелиг. П. В. Дубиным в 1960 г. она была сопоставлена с систигхемской свитой девона, однако по структурному положению и составу толща гораздо ближе отвечает чатыгойской свите и джуктырской толще зоны Главного разлома, рассматриваемых в качестве орогенного комплекса байкалид.

С раннебайкальской фазой складчатости связаны мощные проявления магматической деятельности, распадающиеся на две фазы. В первую из них происходит формирование крупных (до 150 км²) массивов габброидного ряда: Ханского, Чуглынского, Эденского, Тагулдинского, Сарлыкского, Кижи-Хемского и других. Расположены массивы в виде цепочки вдоль полосы байкальской складчатой зоны и редко (Эденский массив) заходят на краевые части ниже-протерозойской (Дербинской) зоны. В них отмечается дифференциация от горнблендитов, габбро-норитов, габбро, габбро-диоритов до диоритов и гранодиоритов. Пироксениты встречаются в виде согласных линз размером 0,5—6 км и, по-видимому, отвечают габбро-пироксенит-серпентинитовой субвуликанической формации (лысанский комплекс), выделенной в северо-западной части Восточного Саяна А. Д. Шелковниковым (1969). Форма массивов очень сложная, контакты их чаще всего согласуются со структурами вмещающих пород. Возраст габброидов лысанского комплекса, по данным автора, устанавливается как среднепротерозойский, поскольку они не прорывают отложения верхнего протерозоя. В формировании отношении эта интрузия ближе всего соответствует габбровой формации. Второй этап магматической деятельности во внутренней зоне байкалид связан с наличием гранитоидов кадырского комплекса, являющегося аналогом саянского. Он представлен светло-серыми, розовато-серыми среднезернистыми биотитовыми и биотит-рогообманковыми гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами. Гранитоиды комплекса вскрываются в виде крупных (150 км²), средних и мелких (1—2 км²) массивов, тяготеющих к полосе байкалид и зоне сопротивления их с дербинидами. Массивы сопровождаются жилами редкометальных амазонитовых легматитов. Верхнепротерозойские интрузивные образования во внутренней зоне байкалид в центральной части Восточного Саяна достоверно не установлены.

Метаморфизм пород кувайской и тагулдинской серий изучен еще явно недостаточно. В. Я. Хильтова (1964) указывает на однородный метаморфизм кувайской серии в условиях зеленосланцевой фации. Об этом мы встречаем упоминание и в работах Л. М. Парфенова (1967). Проведенные исследования позволили автору выявить новые особенности метаморфизма пород кувайской серии, заключающиеся в их полифациальности и более высокой степени изменения. Опорным для такого вывода послужил район верховьев р. Кижи-Хем, где на расстоянии 25 км по простирации терригенного горизонта нижней части ашкасокской свиты был установлен постепенный переход альбит-эпидот-мусковит-биотитовых парасланцев в инъекционные гнейсы. На этом участке выявлены три изограды метаморфизма, которые расположены поперек складчатых структур, показывая переход ашкасокской (кувайской) свиты из фации зеленых сланцев в фацию альмандиновых амфиболитов. При анализе изменения степени метаморфизма для всей полосы эвгеосинклинального комплекса ранних байкалид в целом на расстоянии около 300 км обнаруживается закономерное нарастание с запада на восток. В верховьях рек Кизир и Казыр степень регионального метаморфизма соответствует фации зеленых сланцев. Зона перехода пород из фации зеленых сланцев в амфиболитовую охватывает верховья рек Кижи-Хем, Хангорок. Поле широкого развития амфиболитовой фации наблюдается в бассейнах рек Хана, Кара-Бурени. От верховьев р. Кизир на расстоянии около 150 км до бассейна р. Хангорок выделены пять закономерно сменяющих друг друга зон метаморфизма: биотитовая, гранатовая, олигоклазовая, дистеновая, микроклиновая. Такая метаморфическая зональность близка к фациальным сериям метаморфизма типа Барроу.

Процессы мигматизации и гранитизации в хр. Большой Саян генетически неразрывно связаны с нормальной прогрессивной метаморфи-

ческой зональностью кувайской серии; в своем развитии они захватили краевые части нижнепротерозойской складчатой зоны, где привели к вторичной перекристаллизации (высокотемпературному диафторезу) пород дербинского комплекса. Наиболее полно очаги мигматизации и гранитизации проявились в центральных частях раннебайкальской зоны. Здесь породы дербинской серии, выступающие в ядрах антиклинальных структур в роли фундамента кувайской геосинклинали, подверглись не только плавлению, но и структурной перестройке с формированием своеобразного типа складчатых структур (гранитогнейсовых куполов).

Породы тагулдинской серии верхнего протерозоя в отличие от кувайской серии метаморфизованы монофациально, в условиях среднетемпературной субфации зеленых сланцев. Независимость интенсивности метаморфизма этих осадков от метаморфической зональности кувайской серии указывает на самостоятельность последнего (верхнепротерозойского) этапа метаморфизма, что подтверждается и обще-геологическими данными.

Отметим основные черты метаморфизма докембрия Большого Саяна в целом (поскольку с ними непосредственно связаны как конкретные вопросы генезиса складчатых дислокаций, так и общая характеристика динамики развития структуры этого региона): 1) наличие гранулитовой фации в породах дербинской серии; 2) полифациальность метаморфизма кувайской серии с поперечной по отношению к складчатым структурам зональностью от фации зеленых сланцев до высокотемпературных субфаций альмандин-амфиболитовой фации; 3) проявление высокотемпературного диафтореза, мигматизации и гранитизации дербинской серии с прогрессивным метаморфизмом пород кувайской серии. Там, где породы последней слагают фундамент ранних байкалид, эти процессы проявились широко; в Дербинской зоне он захватил лишь краевые ее части, примыкающие к Кувайской зоне ранних байкалид.

Таким образом, на основе изложенных выше данных по метаморфизму дербинской, кувайской и тагулдинской серий автор предлагает выделять в докембрии Большого Саяна три самостоятельных этапа метаморфизма: алыгджерский — нижнепротерозойский (амфиболитовая и гранулитовая фации), кувайский — среднепротерозойский (от зелено-сланцевой до высоких ступеней амфиболитовой фации) и тагулдинский — верхнепротерозойский (низкие и средние ступени фации зеленых сланцев).

Отсюда во многом более понятными становятся морфология и генезис структурных форм Байкальской зоны складчатости. Породы в пределах последней смыты в крупные (от 5 до 20 км) и относительно пологие антиклинальные и синклинальные складки, находящиеся в сложном сочетании с линейными структурами типа осложненных моноклиналей. Наиболее характерными, в ряде случаев определяющими суть складчатости байкальской эвгеосинклинальной зоны, являются Магдасская, Чуглынская, Ханская структуры.

Магдасская антиклинальная структура — одна из «узловых» для понимания главнейших вопросов внутреннего строения и взаимоотношения ранне- и позднепротерозойских складчатых зон Большого Саяна. Расположена антиклиналь в осевой части хр. Большой Саян в верховьях рек Уды и Кизи-Хем. В результате проведенных автором в 1963—1964 гг. исследований было выяснено, что крылья этой структуры сложены породами кувайской серии, которые с незначительным угловым несогласием залегают на мигматитах, гнейсах, гранитогнейсах дургомжинской свиты дербинской серии, выходящей на поверхность в ядре этой структуры. Таким образом, в ядре пологой, изометричной Магдасской структуры вскрывается фундамент ранних байкалид, представленный породами нижнего протерозоя. Морфология и генезис Маг-

дасской структуры позволяют относить ее к типу структур, известных под названием гранитогнейсовых куполов.

Чуглынская и Ханская синклинали по своей морфологии, подобно Магдасской структуре, принадлежат к изометричным, брахиподобным типам. Их крылья сложены нижними частями разреза ашкасокской свиты. Своеобразие заключается в том, что их ядерные части сложены крупными массивами габброидов, имеющими согласные контакты со структурами вмещающих пород.

Складчатость верхнего яруса байкалид отличается не изометричными, а линейными формами. В этом усматривается правомерность разделения байкалид на два самостоятельных яруса. Основные структурные направления пород верхнего яруса отвечают северо-западным азимутам, строго согласующимся с общим простиранием полосы байкальской складчатой зоны. В морфологическом отношении складчатые структуры верхнего яруса эвгеосинклинального комплекса байкалид в центральной части Восточного Саяна приближаются чаще всего к круто наклоненным или вертикально поставленным моноклиналям, осложненным складками различного порядка. Такое характерно для верховьев рек Кизи-Хем, Казыр, Кизир.

Итак, тектоническая структура эвгеосинклинального комплекса байкалид центральной части Восточного Саяна определяется сложным сочетанием пологих изометрических структур с линейными структурами. Формирование пологих структур, сопровождавшееся ростом гранитогнейсовых куполов, явлениями гранитизации, проявлениями основного и кислого магматизма, связывается с раннебайкальской фазой складчатости, которая не привела к окончательному замыканию байкальской геосинклинали. С заключительным этапом складчатости байкалид связано усложнение раннебайкальских структур, формирование линейных складок с крутым, часто опрокинутым залеганием слоев.

Как известно, Н. С. Шатский (1963) ограничивал область байкальской складчатости рифейской эрой. При этом он отмечал то обстоятельство, что нижнюю границу любой складчатой зоны установить очень трудно. Этим, видимо, и объясняется то, что, не имея четких данных о нижней возрастной границе байкальских складчатых сооружений, большинство исследователей центральной части Восточного Саяна целиком относили ее к области байкалид, выделяя в ней структурные ярусы. При рассмотрении дербинского этапа мы уже приводили данные, обосновывающие нижнюю возрастную границу байкалид. Такой границей является граница дербинской и кувайской серий. Предлагается значительно сузить возрастные и пространственные границы зоны байкальской складчатости в центральной части Восточного Саяна и представлять ее ближе к первоначальному понятию, которое ей придавал основоположник. Судя по полученным данным, в этом регионе зона байкальской складчатости будет ограничена только средним и верхним протерозоем, начиная с изохроны 1900 ± 100 млн. лет. Продолжительность байкальского цикла в таком случае определится в 1300 ± 50 млн. лет.

Байкальские сооружения в большей части своего развития служат фундаментом каледонской геосинклинали и в гораздо меньших размерах выступают как область завершенной складчатости. Иначе говоря, в отличие от существующих сейчас схем в предлагаемой схеме тектонического строения центральной части Восточного Саяна (см. рис. 4) значительно сужены пространственные границы байкалид. По существу, это узкие, но протяженные своеобразные складчатые зоны, спаявшие и наростившие более древние складчатые сооружения.

Юго-Западное Прибайкалье. В самом начале развития протерозойского геосинклинального бассейна в юго-западном сегменте Саяно-Байкальской горной области обособились зоны устойчивого поднятия —

Гарганской и Тункинскую, расчленившие бассейн на отдельные субширотные прогибы: Окинский, Ильчирский и Хубсугульско-Хамар-Дабанский. Последующее развитие этих прогибов шло несколько различными путями. В Окинском и Ильчирском прогибах В. П. Арсентьевым устанавливается следующий ряд геосинклинальных формаций:

нижний субкомплекс. Карбонатная формация, иркутская свита, залегает несогласно на архейских породах Гарганского и Тункинского поднятий с конгломератами и кварцитами в основании. Мощность 800—3000 м. Терригенно-вулканогенная формация — ильчирская и окинская свиты. Мощность формации 3000—4000 м;

верхний субкомплекс. Терригенно-вулканогенная формация — бурунгольская свита (200 м), карбонатная формация — монгшинская свита (200—2500 м), флишоидная формация — дубинская свита (2000 м).

В Хамар-Дабане протерозойские образования представлены хангарульской толщей гнейсово-сланцевого состава с подчиненными карбонатами и эфузивами. А. А. Шафеевым (1970) она расчленена на свиты (снизу вверх): безымянскую (2000—2500 м); корниловскую (2000—2300 м); шубутуйскую (1800—2500 м).

В целом наборы формаций отдельных прогибов идентичны и характерны для флишевых геосинклиналей первого типа (Муратов, 1949). Метаморфизм осадков проявился неравномерно. Амфиболитовой фации он достиг вдоль зоны краевого шва. В удалении от нее степень метаморфизма понижается до фации зеленых сланцев и остается относительно высокой лишь в ядрах антиклинальных структур первого порядка (Шафеев, 1970).

Протерозойские интрузивные образования представлены габбровой и батолитовой гранитоидной формациями. Первая из них сложена слабо дифференцированными интрузиями, образующими небольшие тела неправильной или вытянутой формы, пластовые инъекции и дайки, приуроченные к зонам глубинных разломов (Арсентьев, Волколаков, 1964). Габброиды насыщают верхнепротерозойские отложения и прорываются гранитоидами батолитовой формации, представленной саянским комплексом. Последний образует разновеликие массивы, вытянутые вдоль простирания складчатых структур и тяготеющие к склонам антиклинальных поднятий. Для Хамар-Дабана А. А. Шафеевым (1970) показано, что подавляющее большинство массивов этих гранитов располагается среди пород, метаморфизованных в условиях высоких ступеней амфиболитовой фации. В низкотемпературной части поля ставролит-кварцевой субфации и в зеленосланцевой зоне саянские граниты не встречены. Таким образом, гранитоиды второй фазы следует относить к категории позднесинорогенных, синметаморфических. Не встречены саянские граниты и в высокометаморфизованных породах слюдянской серии на побережье оз. Байкал. Их место занимают существенно микроклиновые граниты и гранит-пегматиты «слюдянского» типа, являющиеся постметаморфическими по отношению к слюдянской серии.

В ходе седиментации и последующей складчатости тектонические режимы восточно-саянской и хамар-дабанской частей геосинклинали стали заметно различаться. Судя по мощностям осадков, амплитуда опускания в Окинском и Ильчирском прогибах была почти вдвое большей, чем в Хамар-Дабанском. По мнению В. П. Арсентьева, перерыв на рубеже нижнего и верхнего субкомплексов вызван складчатостью, которая проявилась слабо и не сопровождалась интрузиями. В Хамар-Дабане признаков такого перерыва не обнаружено. Наконец, верхнепротерозойские складкообразовательные процессы, охватившие всю территорию, полнее проявились в Восточном Саяне, где после инверсии Окинского прогиба сформировался обращенный Окинский антиклиниорий. В Хамар-Дабане инверсия была неполной, и складчатая структура характеризу-

ется сочетанием узких глубоких синклиниорных и пологих, иногда близких к куполовидным, антиклиниорных форм. Указанные различия свидетельствуют, что в ходе развития протерозойской геосинклинали контрастность тектонических движений в ее восточно-саянской части была большей, чем в хамар-дабанской. При этом наиболее стабильным был Гарганский массив.

В результате байкальской складчатости в юго-западном секторе Саяно-Байкальской горной области на месте геосинклинали возник складчатый пояс с субширотным планом структур. Он представляет собой регулярное чередование антиклиниорных и синклиниорных зон: Хужирской, Орликской, Окинской, Ульзытинской, Гарганской, Ильчирской, Тункинской, Зун-Муринской, Утуликской, Хамар-Дабанской, Темникской, Восточно-Хубсугульской и Сангино-Торейской. Оси этих зон волнисто изгибаются, а вблизи краевого шва отклоняются к юго-востоку. Антиклиниорные и синклиниорные зоны осложнены складками более высоких порядков, вплоть до плойчатости. Их шариры, как правило, параллельны простиранию крупнейших структур, а осевые поверхности опрокинуты в сторону антиклинальных поднятий, в ядрах которых местами выходят архейские породы. Структуры первого порядка опрокинуты в сторону Гарганской глыбы, а наклон осевых плоскостей мелких складок контролируется ближайшим поднятием, на крыле которого они залегают. Сместители многочисленных разновозрастных разрывов, широко развитых на северном и южном склонах Гарганского поднятия, падают в стороны от него, т. е. в соответствии с наклоном осевых поверхностей складок.

Существенным элементом структуры протерозойских метаморфических образований является кливаж течения, под которым понимается сланцеватость, непараллельная слоистости пород. Исследования в Утуликском синклиниории на участке р. Слюдянка — верховья р. Шубутуй показали, что интенсивность проявления кливажа и общий характер складчатости находятся в прямой зависимости от степени метаморфизма пород. В осевой части синклиниория, где породы метаморфизованы в условиях кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации, кливаж течения имеет сплошное развитие и совершенно подавляет слоистость пород. Мелкие складки встречаются спорадически. По их рисунку установлены сопряженные антиклинали и синклинали шириной до 4 и амплитудой до 5 км. Севернее, в зоне кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфации, кливаж также повсеместен, но наряду с ним довольно четко видна слоистость. Здесь картируются значительные по протяженности участки, охваченные мелкой складчатостью. Складки имеют ступенеобразную форму и на крыле синклиниория образуют структуру «лестницы», поднимающейся почти под углом 45°. В ставролит-кварцевой субфации амфиболитовой фации кливаж наблюдается лишь на участках интенсивной мелкой складчатости. Кианит-мусковит-кварцевая субфация приурочена к зоне сплошного развития интенсивной остроугольной мелкой изоклинальной складчатости, а кливаж развит спорадически и тяготеет к ядерным частям мелких складок. В силлуманит-альмандиновой субфации кливаж отсутствует. В отличие от вышеописанных зон, где породы в целом залегают довольно круто, для этой зоны характерно пологое залегание гнейсовидности. Складки широкие, открытые, с размерами от десятков метров до первых километров. Таким образом, при переходе от низких степеней метаморфизма к высоким роль кливажа в деформации пород постепенно уменьшается; фронт кливажа ограничивается изоградой калиевого полевого шпата, т. е. фронтом мигматизации. Интенсивность складчатости в этом направлении, наоборот, повышается и достигает максимума вблизи фронта кливажа.

Установленная зональность структур в общем согласуется с известной схемой П. Фурмарье, в которой выделяются три зоны: кливажа,

микроскладчатости и листоватости. Однако Фурмарье рассматривает эту зональность только как функцию глубины. Поскольку в Хамар-Дабане структурные зоны тесно связаны с зонами метаморфизма, а положение последних в значительной мере определяется контуром краевого шва Сибирской платформы, то неизбежен вывод, что структурная зональность также подчинена этому глубинному разлому.

Выше указывалось, что общий субширотный план складчатых структур на отдельных участках региона сильно нарушен. Отчасти это результат последующей переработки в период палеозойской активизации, которая проявилась практически на всей территории к югу от краевого шва. Вместе с тем в этом нарушении проявляется и первичная неоднородность протерозойского структурного плана, обусловленная глыбовым характером структуры Саяно-Алтайской области (Зайцев, 1963).

Байкало-Патомское нагорье и Становой хребет. В этой области геосинклинальные бассейны протерозоя обособились в Байкальскую и Монголо-Охотскую ветви. Проявление мощного магматизма в байкальском мегацикле и последующих раннекаледонском и мезозойском циклах в значительной степени затушевало контуры первичных геосинклиналей и мелкие циклы их развития, хорошо фиксируемые в краевых структурах.

В Монголо-Охотской геосинклинальной системе выделяются Приаргунская и Тукурингра-Джагдинская геосинклинали, выполненные преимущественно вулканогенно-осадочными толщами (янканская серия, урульгуйская толща и их аналоги), залегающими несогласно на дислокированных и глубокоэродированных нижнепротерозойских образованиях. В целом байкальский цикл Монголо-Охотской геосинклинальной системы представлен последовательным вертикальным рядом формаций — диабазовой, вулканогенно-кремнистой, песчано-сланцевой общей мощностью 8—10 км. Условия ее седиментации в значительной мере контролировались главнейшими разломами. Особо важную роль играла субширотная Монголо-Охотская, или Южно-Тукурингская, зона глубинного разлома. Рифейские отложения северной части геосинклинальной системы метаморфизованы большей частью в фации зеленых сланцев, а во внутренних — в эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Складчатые структуры байкальского этапа Монголо-Охотской геосинклинали представлены узкими линейными формами субширотного простирания. В восточной части геосинклинали складки образуют широкую виргацию, ветви которой следуют очертаниям Станового геоконтинентального поднятия и Буреинско-Ханкайского массива. В районе виргации развиты обтекаемые пучками линейных напряженных складок изометричные поднятия с пологими сводами (Ононское, Газимурское, Ниманское, Верхне-Буреинское и др.). Вполне вероятно, что ядрами таких куполов являются верхнеархейские глыбы, отковавшиеся от края Буреинско-Ханкайского срединного массива в процессе байкальского этапа геосинклинального развития.

Геосинклинальная система байкальского мегацикла в пределах Байкальской горной области и Западного Забайкалья пространственно совпадает с границами Верхне-Витимского пояса поздних байкалид, выделенного Л. И. Салопом (1964, 1967). Здесь формировались мощные (до 13 км) терригенно-карбонатные и в меньшей степени вулканогенные образования. Единый Верхне-Витимский геосинклинальный пояс был дифференцирован на зоны с различным тектоническим режимом: Котерскую, Уакитскую, Икатскую, Селенгинскую. Вследствие этого рифейские образования характеризуются сильной фациальной изменчивостью и значительными колебаниями мощностей. Однако в общих чертах для всех зон устанавливается следующая последовательность осадконакопления. В низах осадочно-вулканогенного комплекса залегают терриген-

ные грубозернистые породы, нередко с покровами вулканитов, сменяющиеся в средней части карбонатными или сланцево-карбонатными отложениями. Венчается разрез терригенными, реже карбонатно-терригенными породами более тонкого гранулометрического состава. Следовательно, четко устанавливается один крупный трехчленный мегаритм завершенного осадконакопления.

Байкальские орогенические движения в пределах Верхне-Витимской геосинклинали проявились достаточно интенсивно. В результате сформировались сложные, сильно сжатые и глубокие синклиниории, иногда близкие по типу к веерообразным (Уакитский, Котерский и др.). Синклиниории осложнены второстепенными складками различных морфологических типов. Антиклиниории в Верхне-Витимской зоне обычно насыщены гранитоидными батолитами, внедрение которых оказывало большое влияние на формирование складчатых структур (Салоп, 1967). В целом складчатые структуры Верхне-Витимской геосинклинали образуют дугообразную систему, в общих чертах напоминающую Байкало-Патомскую складчатую дугу.

Для позднего протерозоя характерно широкое проявление магматизма, представленного разнообразной гаммой пород от кислых до основных.

Довыренский комплекс основных и ультраосновных пород слагают несколько небольших массивов и большое число даек и силлов в раннепротерозойских и рифейских образованиях. Пространственно они тяготеют к зонам глубинных разломов в Байкало-Витимском поднятии. Абсолютный возраст комплекса 726 ± 73 млн. лет, что соответствует верхнему рифею. Эти данные вполне согласуются с наблюдениями М. М. Мануйловой и др. (1964), установившими трангрессивное наложение на породы довыренского комплекса образований венд-нижнепалеозойской холдининской свиты.

Икатский комплекс габброидов распространен в виде небольших штоков, даек и пластинообразных тел в эвгеосинклинальной структурно-фациальной зоне байкальского мегацикла. Лишь в Ангаро-Баргузинской горной стране данный комплекс развит широко в Намаминской зоне смятия. Он прорывает все образования рифея эвгеосинклинальной структурно-фациальной зоны, вместе с ним участвует в складчатости и одинаково метаморфизован в гранитоидах баргузинского комплекса. В целом по времени формирования икатский комплекс синхронен довыренскому.

Гранитоидные формации байкальского мегацикла представлены мамско-оронским и тельманским плутоническими комплексами. В их пространственном распределении видна соответствующая зависимость от основных тектонических элементов. По времени формирования наиболее древними являются гранитогнейсы мамско-оронского комплекса, выделенные как синскладчатые, и гранитоиды тельманского комплекса — постскладчатые (Салоп, 1967). Породы мамско-оронского комплекса ассоциируют с гранитизированными породами рифея и, как правило, приурочены к антиклинальным структурам и зонам глубинных разломов, активных в этот период геотектонического развития.

Заключительный этап плутонизма байкальского мегацикла представлен баргузинским комплексом. Наиболее полно он проявлен в Баргузинском хребте (Чивыркуйский массив). По возрасту и особенностям вещественного состава этот комплекс гранитов может сопоставляться с мамско-оронскими гранитоидами. Различие заключается в их структурной позиции: гранитоиды баргузинского комплекса расположены на периферии Байкало-Витимского поднятия, ближе к эвгеосинклинальной зоне байкалид, а гранитоиды мамско-оронского тяготеют к его центральной части.

Наложенные прогибы

Центральная часть Восточного Саяна. В начале среднего протерозоя в пределах верхнеархейской (Бирюсинской) складчатой зоны заложился относительно узкий, до 30 км, наложенный Туманшетский прогиб. Основанием для его выделения послужили полученные автором в 1968 г. данные по вопросу о выделении туманшетской серии и ее трансгрессивно-аркозовом контакте с подстилающими архейскими породами бирюсинской серии по р. Туманшет. В основании формационного ряда туманшетской серии залегает формация кварцевых песчаников (около 600 м); выше — карбонатно-эфузивно-терригенная формация (4000—5000 м). Последняя трансгрессивно перекрывается карагасской серией верхнего протерозоя. Особенностью туманшетской серии является резко неоднородный полифациальный характер метаморфизма ее пород. Степень изменения пород туманшетской серии направлена по простиранию от низких ступеней зеленых сланцев (бассейн р. Туманшет) до амфиболитовой фации с поперечным расположением изоград по отношению к складчатым структурам. В целом по характеру метаморфизма породы туманшетской серии можно отнести к фациальным сериям типа Барроу. Магматические образования представлены габброидами монкесовского комплекса и гранитоидами саянского, вскрывающимися в крупных массивах. Внутренняя структура Туманшетского прогиба изучена слабо. Судя по тому, что нижняя формация кварцевых песчаников вскрывается по бортам прогиба, его структуру можно охарактеризовать как грабен-синклиналь.

На границе Бирюсинской (верхнеархейской) и Дербинской (нижне-протерозойской) складчатых зон, представленной зоной глубинного Главного разлома Восточного Саяна, в среднем протерозое заложился Чатыгайский приразломный прогиб. В отличие от Туманшетского он имеет отчетливое двухъярусное строение. Нижний ярус образуют породы инжигейской свиты среднего протерозоя, относящиеся к эфузивно-терригенной формации (около 2000 м), чьи породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев; по-видимому, есть участки развития более высокого метаморфизма. Верхний ярус, залегающий несогласно на разных стратиграфических уровнях, представлен карбонатными и терригенными породами чатыгайской свиты верхнего протерозоя, содержащими водоросли среднего — верхнего рифея (Дольник, 1971). Тектоническую структуру Чатыгайского прогиба можно охарактеризовать как круто поставленную моноклиналь, осложненную, по-видимому, флексурами и мелкими складками.

Байкало-Патомское нагорье. В зоне завершенной складчатости Байкальской горной страны на байкальском этапе развития в полосе влияния глубинных разломов возникла целая система наложенных впадин, объединяемых в Бодайбинский внутренний прогиб. От краевых структур кратона и собственно геосинклинальных структур байкальского мегацикла Бодайбинский наложенный прогиб отделялся системой положительных структур (Салоп, 1964, 1967). Средне- и верхнерифейские образования этого наложенного прогиба представлены осадочно-вулканогенной серией, в значительной мере аналогичной комплексу пород Байкало-Патомского пришовного прогиба, но обладающей некоторыми особенностями.

По условиям осадконакопления Бодайбинский внутренний прогиб делится на Жунскую, Мамско-Витимскую и Делон-Уранскую структурно-фациальные зоны. Достаточно полное стратиграфическое расчленение толщ, выполняющих эти зоны, позволяет скоррелировать их между собой и наметить этапы развития. Так, среднебайкальному этапу развития наложенного Бодайбинского прогиба соответствуют среднерифейские осадки баллаганахской подсерии в Жунской и Мамско-Витимской

зонах, а в Делюн-Уранской — делюн-уранская подсерия и параллели-зируемые с ней унгдарская и абчадская свиты южной части Северо-Байкальского нагорья. В общем случае они представляют собой дву-членный ритм, сложенный двумя формациями: нижней — терригенной или терригенно-эфузивной и верхней — карбонатной. Мощность средне-рифейского комплекса довольно непостоянна как между зонами, так и в самих зонах и колеблется от 2500 до 4500 м.

Верхний комплекс протерозоя в Жуинской и Мамско-Витимской зонах представлен кадаликанской, а в Делюн-Уранской — чаянгрской и дэвиренской подсериями, сопоставляемыми между собой. Сюда же относится бодайбинская подсерия Бодайбинского синклиниория, соответствующая верхам разреза кадаликанской подсерии. Увеличенная ее мощность объясняется устойчивым и длительным прогибанием синклиниория в процессе позднебайкальского этапа седиментации. В целом же верхнерифейский комплекс образований представляет собой терригенно-карбонатную или терригенно-карбонатно-вулканогенную толщу, верхи которой характеризуют регressiveный седиментационный цикл. Мощность осадков этого возраста, как и среднерифейских, крайне непостоянна и наибольшего значения (4200 м) достигает в Бодайбинском синклиниории (Салоп, 1964).

В отличие от пришовного прогиба, где породы верхнего докембрия метаморфизованы очень слабо, в большей части Жуинской и Мамско-Витимской зон они превращены в различного рода кристаллические сланцы, а местами гранитизированы.

Внутреннее строение наложенного Бодайбинского прогиба описано во многих работах. Структурами первого порядка являются Бодайбинский и Тыя-Мамский синклиниории, образующие в плане дугу, выпуклую к северу. Они состоят из ряда крупных, резко удлиненных линейных складок длиной до 20—30, шириной до 5—10 км. Структуры усложнены складками более высоких порядков, сопровождаются складками волочения. Оси складок расположаются согласно ориентировке структур первого порядка и также образуют дугу, выпуклую к северу. По характеру строения оба синклиниория являются нормальными. Складки, составляющие эти структуры, обладают сложной и разнообразной морфологией. На их крыльях по периферии развиты узкие изоклинальные складки, иногда лежачие, резко асимметричные, опрокинутые к центральным частям синклиниориев. В центральных участках складки, как правило, прямые, часто килевидные.

Обращает внимание закономерное расположение зон регионального метаморфизма по отношению к складчатым структурам внутреннего Бодайбинского прогиба. Сильно измененные породы верхнего протерозоя, превращенные в различные кристаллические сланцы и гнейсы, находятся на юго-западном и юго-восточном флангах прогиба. Там же размещаются верхнепротерозойские синорогенные массивы гранитоидов мамско-оронского комплекса. Во внутренних частях прогиба породы метаморфизованы сравнительно слабо — в условиях зеленосланцевой фации. Примечательно, что зоны последней совпадают с участками наибольшего погружения шарниров складок Тыя-Мамского и Бодайбинского синклиниориев. Такого рода зональность указывает на существование тесной связи между метаморфизмом и складчатостью.

Тыя-Мамский синклиниорий простирается от северной оконечности оз. Байкал в бассейн р. Мамы и далее на северо-восток вплоть до торцового сочленения его со структурами Бодайбинского синклиниория. Протяженность его 400 км при ширине 20—30. Сложен он образованиями дэвиренской и шатомской серий верхнего протерозоя, коррелируемых между собой (Мануйлова, 1964; Салоп, 1964). Л. И. Салоп (1967) эту структуру выделил под названием Олокитско-Мамской синклиналии, замыкание которой осуществляется в верховьях р. Тыи. При этом он относил

ее к юго-восточному крылу Мамского синклиниория. Новые геологические данные заставляют придавать этой структуре самостоятельное значение и причислять ее к структурам первого порядка. Тыя-Мамский синклиниорий формировался одновременно с возникновением наложенного Мамско-Бодайбинского прогиба байкальского этапа седиментации. Эти структуры были разграничены вновь активизировавшимся Абчадским глубинным разломом. В Тыя-Мамском синклиниории происходило осадконакопление, соответствующее по времени кадаликанской и бодайбинской подсериям патомской серии верхнего протерозоя, мощность которых достигла 6000 м. Современная структура его представляет грабен-синклиниорий, ограниченный Абчадским и Мамско-Нюрундукацким глубинными разломами. Вблизи последних все породы интенсивно разваликованы, разлинованы и милонитизированы, иногда с образованием тектонитов, напоминающих собой по внешнему облику уплощенные конгломераты (Казаков, 1960; Мазукабзов, 1971). Синклиниорий характеризуется сложным внутренним строением и состоит из ряда крутых сжатых складок разнообразной морфологии: прямых и наклонных, дисгармоничных, изоклинальных. На их крыльях развиты складки более мелких порядков. В центральной части синклиниория складчатые структуры имеют в плане и разрезе более спокойные очертания с почти вертикальными осевыми поверхностями. Наиболее крупные складки в пределах синклиниория достигают в длину 40 км при ширине до 8. Самой большой является складка в верховьях рек Чуи и Олокит, ядерная часть ее выполнена эффиузивами основного состава синнырской свиты. В плане единая структура делится на две более мелкие складки, имеющие кулисообразный характер расположения.

Водораздел Тыи и Холодной занимает крупная антиклинальная структура, имеющая северо-восточное простирание. Она протягивается на расстояние до 40 км при ширине 10 и в плане образует неправильной формы дугу, обращенную выпуклой стороной на северо-запад. Северо-восточное окончание (верховья р. Холодной) структуры имеет субширотную ориентировку, центральная часть — близкую с субмеридиональной, а юго-западная — северо-восточную. Тем самым намечается пологая сигмоида. Падение пород в пределах антиклинали обычно крутое ($50-80^\circ$). Внутреннее строение ее, судя по отрывочным данным, довольно сложное. Здесь отмечается группа дополнительных складок небольшой величины, амплитуда которых измеряется первыми метрами и дециметрами. По морфологии дополнительные складки имеют весьма разнообразную форму, встречаются лежачие и коленообразные складки. Шарниры складок практически горизонтальные ($10-15^\circ$), простираются в северо-восточном направлении. Вблизи их осевых поверхностей внутри отдельных пластов проявляется кливаж, который зачастую не пересекает весь пласт. Отдельные более крупные трещины относятся к сколам и расположены в пространстве сходно с кливажем. Смещение по ним указывает на то, что наибольшее сжатие было направлено вдоль слоистости. Наблюдения над особенностями встречаемых мелких разрывов и трещин, проведенные в центральной части антиклинали (верховье р. Нюрундукан), свидетельствуют, что трещины имеют преимущественно два направления с диагональной ориентировкой относительно оси структуры. Мелкие смещения по ним и величина угла между двумя плоскостями скальвания позволяют установить, что в центральной части антиклинали ось наибольшего сжатия полого наклонена на северо-запад 304° с углом падения 10° (т. е. ориентирована вкрест простирания структуры), а средняя ось — на юго-запад 210° с углом падения 50° . Аналогичные поля напряжений для верхнепротерозойского этапа устанавливаются в районе хр. Унгдар.

Северо-восточная часть Тыя-Мамского синклиниория (среднее течение р. Мамы) по сравнению с другими участками его характеризуется

крутым залеганием пород с изоклинальными и стулообразными дополнительными складками и относительно небольшой шириной (до 10 км). Особенностью Тыя-Мамского синклиниория, как блоковой структуры, является общая тенденция уменьшения его ширины к северо-востоку, обусловленная слиянием отдельных разрывов в нем по направлению на север и вероятным суммированием амплитуды горизонтальных смещений. По геологическим данным можно предполагать, что смещение всех блоков в синклиниории происходило в целом относительно юго-восточных блоков с северо-востока на юго-запад, т. е. из узкой его части в широкую. Породы вынуждены размещаться все время на уменьшающейся площиади, отчего они постоянно сдавливаются с боков и сминаются в узкие складки. В такой обстановке интенсивность складчатости в синклиниории должна возрастать с юго-запада на северо-восток, что и наблюдается в современном срезе. Из описания структуры Тыя-Мамского синклиниория видно, что шарнир его при некоторой своей ундуляции довольно плавно погружается на северо-восток. В этом же направлении синклиниорий усложняется и уплощается, что выражается в увеличении степени напряженности дополнительных складок и преобразований синклиниория в единую структуру изоклинальной формы, запрокинутую на юго-восток. Сведения о морфологии дополнительных складчатых деформаций и механизме их возникновения (Великославинский и др., 1963; Мануйлова и др., 1964) в пределах Тыя-Мамского синклиниория свидетельствуют о том, что они, так же как и структура синклиниория в целом, сформированы тангенциальными движениями, ориентированными перпендикулярно оси синклиниория, т. е. ось сжатия была направлена с северо-запада на юго-восток.

КАЛЕДОНСКИЙ ЭТАП

Сибирская платформа

На каледонском этапе, последнем в чреде сформировавших основные черты древней структуры юга Восточной Сибири, как и в позднем докембрии, в качестве основных структурных элементов выступали плита Сибирской платформы, система ее краевых структур (главное место среди которых занимали краевые прогибы — Присаяно-Енисейской, Ангаро-Ленский и Юдомо-Майский), Саяно-Байкальская эвгеосинклиналь и орогенные зоны. Среди краевых структур платформы наряду с прогибами видную роль играли краевой шов, вновь возникшие крупные продольные разломы, продольные краевые поднятия и поперечные структуры — внутренние и внешние углы. Все они в целом составляли каледонскую краевую систему южной части Сибирской платформы.

Ангаро-Ленский и Присаяно-Енисейский краевые прогибы Сибирской платформы представляют грандиозные, асимметрично построенные впадины, протягивающиеся на тысячи километров. Ангаро-Ленский прогиб, тянущийся вдоль Байкало-Патомского нагорья от Алданского щита до подножья Восточного Саяна, делится Пеледуйским поднятием на две впадины — Верхне-Ленскую и Нийско-Березовскую; последняя в послесилурийское время была разобщена Уринским поднятием также на две впадины — Березовскую и Нийско-Джербинскую. Ширина прогиба достигает 300 км. Присаяно-Енисейский прогиб развивался в виде двух впадин — Канско-Тасеевской и Приенисейской, разделенных высоким Иркинеевским поднятием, заметно отстававшим в опускании. Этот прогиб простирается от бассейна р. Белой на юго-западе до района Игарки на севере. Его протяженность составляет не менее 2000 км, при максимальной ширине 300—400 км. В числе других структур каледонской краевой системы юга Сибирской платформы, занимающей все внутреннее поле Иркутского амфитеатра и уходящей далеко за его пределы, назо-

вем разлом, проходящий вдоль подножия Восточного Саяна, а также сопряженный с ним с юго-запада продольный блок, имеющий ширину около 50 км при протяженности в 400 км. В юго-восточной части блока обнажены породы цоколя платформы, а в северо-западной — протерозойские образования Саяно-Енисейского краевого опускания. С юго-запада блок ограничен краевым швом. В краевой системе развиты и весьма крупные поперечные структуры — Тасеевский внешний и Иркинеевский внутренний углы, дикорданто наложенные на рифейскую миогеосинклиналь. Ангаро-Ленский и Присаяно-Енисейский краевые прогибы на большом протяжении не переходят зону краевого шва Сибирской платформы, но на участках поперечных краевых структур их внешние границы не совпадают с внешними границами рифейских миогеосинклиналей. Стабильная область платформы занимала в каледонское время центральную и северную части последней и охватывала территорию, занятую ныне Тунгусской и Вилуйской синеклизами, а также Анабарской и Алданской антеклизами.

Орогенная зона, развивавшаяся сопряженно с Ангаро-Ленским и Присаяно-Енисейским прогибами и отделявшая их от геосинклинальной системы, была образована разновозрастными досалаирскими складчатыми зонами. Возможно, что ширина ее была равной всего нескольким десяткам километров против самого южного края платформы, в районе хр. Хамар-Дабан. На северо-запад и северо-восток она постепенно расширялась до 300—400 км, т. е. становилась соизмеримой с шириной прогибов.

В байкальской ветви складчатого пояса к началу каледонского цикла был консолидирован Байкало-Патомский сектор земной коры. Ширина этой зоны достигала здесь 300 км. С юго-востока к зоне примыкал Селенгино-Витимский геосинклинальный бассейн, в значительной мере обособленный от эвгеосинклинальных бассейнов Забайкалья. В зоне докаледонской складчатости Байкальской области в каледонское время развивались наложенные впадины, весьма обильным был гранитоидный магматизм. По границе Селенгино-Витимского прогиба с краевыми геоантеклинальными поднятиями проходил региональный (возможно, глубинный) разлом, по которому происходило скальвание земной коры, имел место метаморфизм высоких ступеней (Селенгино-Витиманская зона высокой проницаемости, по Беличенко, 1969).

Более сложен план распределения каледонских структур в Восточном Саяне. Здесь седиментационные бассейны геосинклинального типа ориентировались как в среднем, так и верхнем протерозое по трем структурным направлениям: широтному, субмеридиональному и северо-западному. Места переходов субширотных бассейнов и выступов основания в субмеридиональные очерчиваются широкой и весьма протяженной зоной скальвания. Последние отделяют нижнепалеозойские эвгеосинклинальные бассейны от внешних (рис. 16). В саянской ветви развивались на докаледонском основании наложенные впадины. Но магматизм был здесь заметно ослаблен по сравнению с байкальской ветвью.

Для каждой из названных выше четырех основных каледонских структурных регионов юга Восточной Сибири характерен свой парагенез формаций, отличающийся помимо местоположения вещественным составом, неодинаковой полнотой вертикальных рядов, мощностями и длительностью формирования. Выделяются четыре группы формаций: плит, краевых прогибов, орогенных зон и геосинклинальных бассейнов.

Парагенез формаций Ангаро-Ленского, Присаяно-Енисейского и Юдомо-Майского прогибов представлен молассовой, галогенной, карбонатной и красноцветной формациями (Замараев, 1967). Первые три сформированы главным образом в нижнем кембрии, но нижняя часть этих образований начала отлагаться еще в эокембрии, а верхняя

захватила и средний кембрий. Синхронные им отложения плиты представлены преимущественно карбонатными осадками. Для них характерно зональное строение — ближе к краевым прогибам преобладают доломиты, а в большем удалении — известняки. Карбонатные формации нижнего и среднего кембрия плиты платформы являются фациальными аналогами галогенной формации Ангаро-Ленского и Присаяно-Енисейского краевых прогибов. А так как со стороны прискладчатых бортов прогибов последняя также замещена карбонатной и молассовой формацией, то в латеральных направлениях литологические и биостратиграфические, временные границы в этих отложениях часто не совпадают.

Парагенезы формаций плиты, как и таковые краевых прогибов, распределялись с позднего докембра до силура. Несмотря на это, они коренным образом отличаются: формации плиты сложены исключительно карбонатными и лишь на отдельных стратиграфических уровнях — сульфатно-карбонатными породами. В краевых же прогибах помимо карбонатных мощно развиты молассовая, галогенная и красноцветная формации. Мощность отложений краевых прогибов примерно в три раза больше мощности нижнепалеозойского осадочного чехла плиты. Так, мощность нижнего кембрия в краевых прогибах равна в среднем 2500, местами 2700—3000 м, а на плите она не превышает 850 м, уменьшаясь местами до 250—300. Суммарная мощность нижнего и верхнего ордовика на плите не более 800—1000, а в краевых прогибах обычны мощности в 2000—2500 м.

Комплекс пород начального этапа каледонского цикла развития Восточно-Верхоянского прогиба представлен образованиями юдомской свиты, относящейся к венду. Некоторые исследователи считают названные образования толщами, знаменующими заключительные этапы байкальского цикла развития. Однако, основываясь на данных историко-геологического метода, представляется более реальным отнести образования юдомской свиты, алданского яруса и толбинской свиты к базальным слоям каледонского этапа развития юго-восточной части Сибирской платформы (Замараев, 1967).

Базальная терригенная формация по стратиграфическому объему не везде одинакова и по простианию разнофациальна. На востоке Алданского щита и в западной части Восточно-Верхоянского прогиба она сложена сероцветными песчаниками и гравелитами кварцевого и аркозового состава, занимающими нижние горизонты юдомского комплекса. К центральной части Восточно-Верхоянского прогиба сероцветная терригенная формация замещается красноцветной без существенного изменения качественного состава. В целом мощность ее изменяется от первых десятков метров на склоне Алданского щита до нескольких сотен — в центральных частях Восточно-Верхоянского прогиба. Выше терригенной формации выделяется доломитово-известковая, объединяющая отложения верхней части юдомского комплекса и пестроцветную свиту в Восточно-Верхоянском прогибе, а также порохташскую и юдейскую свиты западного склона Алданского щита. Сланцево-известковая формация в Восточно-Верхоянском прогибе, как и в Березовской впадине, включает образования среднего и верхнего кембрия чернолесской, кербинской и ахтырбахской свит, увеличение суммарной мощности которых — от 1100 до 2200 м — происходит от западного борта прогиба к восточному. В этом же направлении отмечается постепенное фациальное замещение переслаивающихся известняков, доломитов, глинисто-карбонатных сланцев и мергелей зелеными хлоритовыми, карбонатно-хлоритовыми и серицитово-хлоритовыми сланцами.

Синхронность ранних этапов развития Ангаро-Ленского и Восточно-Верхоянского прогибов, намечаемая по единым рядам геологических формаций, в значительной степени нарушается в послекембрийское время. В Восточно-Верхоянском прогибе от ордовика до

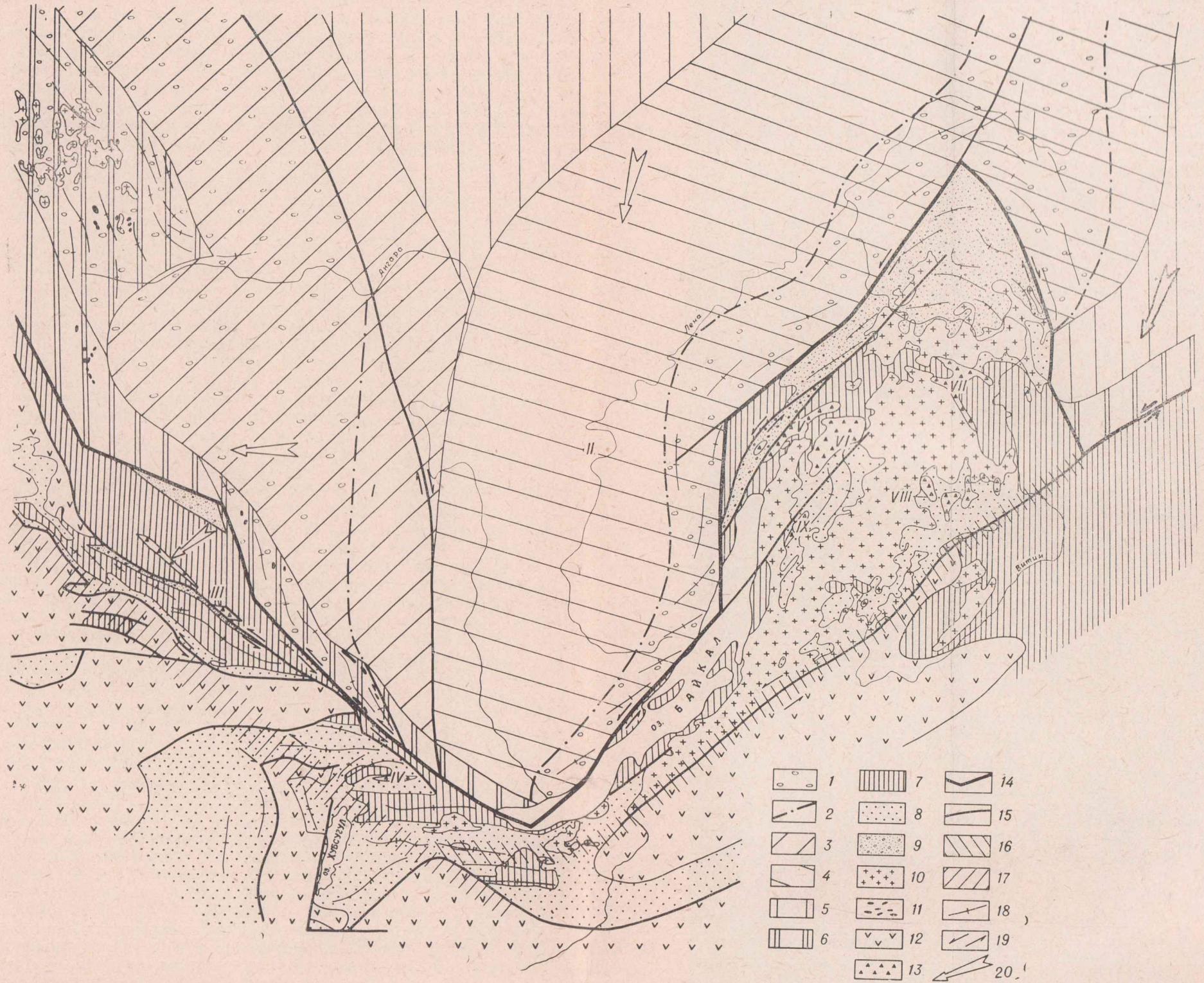


Рис. 16. Палеотектоническая схема начала каледонского цикла.

Сибирский кратон: 1 — рифейские краевые опускания; 2 — границы краевых опусканий и рифейской плиты; 3 — Присаяно-Енисейский нижнепалеозойский прогиб; 4 — Ангаро-Ленский нижнекальской консолидации; 5 — плита Сибирской платформы в нижнем палеозое; 6 — краевые выступы кратона в нижнем палеозое. Саяно-Байкальский складчатый пояс: 7 — зоны добайлов; 11 — основные и ультраосновные интрузии байкальского цикла; 12 — каледонские геосинклинали; 13 — каледонские впадины на докаледонском основании; 14 — периферическая зона краевого шва Сибирского кратона; 15 — региональные разломы; 16 — Селенгино-Витимская зона скальвания; 17 — Джидино-Хамсаринская зона скальвания; 18 — простирания складчатых структур; 19 — направления сдвигов; 20 — направление горизонтального смещения блоков земной коры в конце байкальского цикла.
Краевые прогибы: I — Присаяно-Енисейский, II — Ангаро-Ленский. Каледонские впадины, наложенные на древнее складчатое основание: III — Миричунско-Агульская, IV — Саган-Сайрская, V — Холодниковская, VI — Верхне-Ангарская, VII — Средне-Витимская, VIII — Богдаринская, IX — Бираамынская.

нижнего девона накапливается доломитово-известковая, а в Березовской впадине — пестроцветная терригенно-карбонатная формации. Доломитово-известковая формация Восточно-Верхоянского прогиба сложена в основном светлыми известняками и доломитами с примесью терригенного материала и имеет мощность 4000—5000 м. Образования аналогичной формации с сокращенной почти в 2 раза мощностью присутствуют и на Охотском массиве. В целом от Алданского щита к востоку происходит увеличение мощностей и величины карбонатной составляющей доломитово-известковой формации и сокращение их в пределах Охотского массива (Башарин, 1967). Это позволяет говорить о существовании прямой генетической связи между Восточно-Верхоянским прогибом и Западно-Охотской ортогеосинклиналью, оказавшей существенное влияние на условия образования формаций. Вполне вероятно, что доломитово-известковая из них отражает послесалаирский цикл складчатости каледонского этапа Западно-Охотской геосинклинали, замыкание которой осуществилось, очевидно, в мезозойский этап. Тем более, что от вышележащих образований верхоянского комплекса каменноугольно-триасового возраста, слагающих терригенную формацию, она отделена стратиграфическим несогласием (Баширин, 1967).

Орогенная зона, возникшая к началу каледонского цикла, охватывает большую часть территории Байкальской горной области и в целом совпадает с границами Байкало-Витимского поднятия. Она развивалась на гетерогенном докембрийском складчатом основании, и в каледонский этап тектогенеза различные ее части испытали дифференцированные движения отрицательного и положительного знака, в результате чего происходило формирование межгорных впадин. В кембрии последние ориентированы в соответствии с направлением древних (докаледонских) складчатых дуг и глубинных разломов, благодаря чему они имеют разное простирание — от северо-западного до северо-восточного. Наиболее крупными являются Средне-Витимская, Толойнская, Холоднинская, Ангаро-Мамская впадины, а также фрагменты Бирюминской, Котерской, Бамбуйской. Протяженность впадин 100—120, ширина 5—25 км.

Для Байкало-Витимской орогенной зоны характерен мощный ряд формаций, возникновение которого началось в эокембии, но завершилось уже в нижнем или начале среднего кембра. Этот ряд обычно двуслойный — внизу залегает моласса (холоднинская, гукитская, ладроканская и другие свиты), имеющая непостоянный фаунистический состав и мощности (от 35 до 9000 м), вверху располагается карбонатная формация мощностью до 3100 м (бирюминская, тукаломийская, кооктинская, янгудская и другие свиты), перекрываемая в отдельных районах формацией сланцев (бассейн р. Ямбуки и Западное Забайкалье). Особое положение занимают верхнекембрейские образования (иркандинская, санская, чулгминская свиты), представляющие верхнюю молассу и распространенные в юго-восточной части орогенной зоны. В их составе преобладают карбонатные породы — карбонатные конгломераты и песчаники, песчанистые мергели и доломиты.

Среди четырех известных парагенезов каледонских формаций юга Восточной Сибири только формации краевых прогибов и плиты платформы в настоящее время не разобщены и образуют непрерывные фаунистические ряды. Вместе с тем те и другие пространственно изолированы от орогенных формаций, а последние не образуют единого поля с геосинклинальными. Становление формаций краевых прогибов орогенной зоны и эвгеосинклинальной области происходило большей частью в разобщенных бассейнах. Исключения составляют только хемогенные формации нижнего кембра, которые сплошным или почти сплошным чехлом покрывали Сибирскую платформу, ее краевые прогибы, орогенную область и эвгеосинклинали. Они образовали единый горизонтальный ряд, протягивающийся из геосинклинальных бассейнов через орогенные

зоны и краевые прогибы в стабильную область платформ и объемлющий частично алданский ярус нижнего кембрия и полностью ленский. Наиболее отчетливо подобная зональность вырисовывается в отложениях ленского яруса Восточной Сибири. В карбонатных отложениях этого яруса краевых прогибов терригенные примеси в сколько-нибудь значительных количествах, которые могли бы свидетельствовать о близости суши, отсутствуют. Обычно лишены терригенных компонентов и известняки ленского яруса орогенной карбонатной формации. Известняки ленского яруса геосинклинального бассейна Удино-Витимского района Западного Забайкалья также не включают терригенных отложений. В Кузнецком Алатау, в районе Минусинских впадин и смежных с ними территориях Западного и Восточного Саяна, а также Тувы на этом стратиграфическом уровне наряду с эфузивами нередко развиты и терригенные образования, но подавление хемогенной седиментации накоплением терригенных осадков имело место главным образом во внутригеосинклинальных прогибах, а на внутригеосинклинальных поднятиях в ленском веке, равно как и в алданском, там отлагались известняки. О том, что платформенный и геосинклинальный морские бассейны свободно соединялись, свидетельствует и характер распространения ископаемой фауны.

В процессе развития краевых прогибов их оси накатывались на плиту, хотя испытывали временами и обратное перемещение. Это явление характерно для краевых прогибов вообще. Показательно также, что в то же время геосинклинальные бассейны мигрировали в обратную сторону: от краевого щва на юго-восток в Байкальской области и на юго-запад в Саянской.

Складчатость послерифейских отложений, выполняющих нижнепалеозойскую краевую систему платформы и наложенные прогибы складчатой области, является голоморфной, промежуточной и прерывистой. Эти морфологические типы складчатости закономерно сменяют один другой в направлении от внешних бортов краевых прогибов к внутренним. Полной складчатостью охвачены, в частности, краевые части осадочного чехла Ангаро-Ленского прогиба. Такие структурные формы широко развиты вдоль Северо-Байкальского нагорья, где образуют узкую (15—30 км) Приленскую зону протяженностью в несколько сотен километров. Структуры представлены линейными синклиналями и антиклиналями, протягивающимися на многие десятки километров при ширине 15—20 км и амплитуде до 1000—1500 м. Углы падения крыльев изменяются от 10 до 50, но чаще близки к 15—30°. Северо-западные крылья обычно круче, чем юго-восточные. Учитывая размеры подобных структур, а также то, что они осложнены весьма крупными складками второго порядка, представляется более правильно называть их валами и прогибами, а осложняющие их структуры — синклиналями и антиклиналями (Замараев, 1967).

Более обширные площади Ангаро-Ленского и Присаяно-Енисейского прогибов охвачены складчатостью промежуточного типа. Сюда относятся Качугская, Марковско-Ичерская, Тасеевская и Ангарская зоны складок, Непская зона дислокаций, зона пологих структур Присаянья, а также группа складок, расположенная в бассейне р. Илим и в междуречье Непы и Катанги (Замараев, 1967; Рязанов, 1972; и др.).

Валы и прогибы Марковско-Ичерской зоны охватывают осадочную толщу мощностью 2500—3000 м, а осложняющие их складки второго порядка имеют неглубокие корни и затухают в отложениях ленского яруса.

Складки, развитые на Пеледуйском поднятии, прилегают на юго-востоке к линейным складкам, а к северу от них находится зона почти не смятых пород, соседствующая ближе к краю Тунгусской синеклизы с дислокациями Непского типа. Судя по материалам Г. А. Кузнецова (1965), в качестве складчатых структур первого порядка в этом районе

обособляются валы и прогибы, осложненные синклиналями и антиклиналями. Складчатые структуры нарушены продольными разломами, тяготеющими преимущественно к их северо-западным крыльям.

Большая часть структур Березовской впадины группируется в шесть антиклинальных зон. Для впадины характерны четыре простирации складчатости: северо-восточное, северо-западное, широтное и меридиональное. Доминирует первое из них. Ближе к борту Патомского нагорья структуры принимают северо-западную ориентировку. Характерной особенностью складок являются небольшие углы падения слоев ($10-12^\circ$) и асимметрия (более крутое юго-восточное крыло). По мере приближения к горному обрамлению амплитуда складок увеличивается. Складчатые структуры в свою очередь осложнены локальными разрывными нарушениями длиной 5—10 км. Отдельные разрывы имеют протяженность до 100 км и амплитуду до 350 м (Бобров, 1964).

Восточно-Верхоянский (Юдомо-Мамский) прогиб отделен от Алданского щита и Охотского массива системой глубинных разломов, составляющих Юдомо-Охотский краевой шов. Основные структурные элементы прогиба — Сетте-Дабанское складчато-блоковое поднятие и Нелькано-Челатский и Кыллахский выступы (Башарин, 1967).

Нелькано-Челатский и Кыллахский выступы составляют зону шириной 50—100 км, протягивающуюся в субмеридиональном направлении от верховьев р. Челасин на юге до р. Хандыги на севере. Зона сложена рифейскими и нижнепалеозойскими образованиями, смятыми в складки промежуточного типа, основной особенностью которой является чередование узких приразломных антиклиналей (изредка брахиантиклиналей) и расположенных между ними плоских, но сложно дислоцированных синклиналей. Антиклинали обычно асимметричны и запрокинуты в сторону платформы. Эта особенность строения обусловлена наличием крупных продольных складчатых взбросов-надвигов, плоскости которых погружаются к востоку под углами $50-70^\circ$. Вдоль разломов наблюдаются неширокие (до 100 м) зоны катаклаза и милонитизации пород.

Сетте-Дабанское складчато-глыбовое поднятие расположено восточнее Нелькано-Челатского и Кыллахского выступов и ограничено от последних Бурхалинским глубинным разломом (Мокшанцев и др., 1968). Восточной границей поднятия служит система кулисообразно расположенных разломов, являющихся, вероятно, поверхностным выражением единого Восточно-Сетте-Дабанского глубинного разлома. Сетте-Дабанское складчато-глыбовое поднятие сложено в основном карбонатными породами палеозоя и в меньшей степени рифея.

Для складчатых деформаций Сетте-Дабанского поднятия характерны асимметричные линейные складки. Их формы и размеры зависят от соотношений с разрывами. Обычно наиболее мелкая и напряженная складчатость тяготеет к автохтонам взбросов. Складчатые структуры Сетте-Дабана нарушены многочисленными мелкими поперечными и диагональными разломами. Ширина складок колеблется от 50—100 м до 5 км, а углы падения на крыльях составляют $40-70^\circ$. В плане расположения складок Сетте-Дабана отчетливо видна кулисообразность, особенно различима она вдоль его восточной границы.

Восточно-Верхоянский прогиб, сформированный на восточном крыле более древнего Юдомо-Майского прогиба (Мокшанцев, 1968), сложен образованиями верхоянского комплекса верхнего палеозоя и нижнего мезозоя. В поперечном сечении прогиб делится на три зоны: западную, центральную и восточную (Башарин, 1967; Мокшанцев, 1968). Восточная соответствует погруженной части Охотского массива. К западной зоне относится узкая (18—24 км) полоса образований (Мокшанцев, 1968), окаймляющая Сетте-Дабанское поднятие с востока и отделенная от центральной зоны протяженным разломом. Для этой зоны типичны узкие линейные складки с крутыми крыльями, осложненные согласно

простирающимися разрывами. В центральной зоне складчатые структуры обычно имеют северо-восточное простирание и характеризуются узкими линейными формами длиной до 15 км. Они представляют собой, как правило, асимметричные структуры с углами падения от 30 до 70—80°. Иногда отмечаются складки, опрокинутые на восток. В целом для Восточно-Верхоянского прогиба, так же как и Сетте-Дабанского поднятия, свойственна складчато-блоковая структура, обусловленная наличием большого количества продольных разрывов.

Геосинклинальная область и зоны завершенной складчатости

Каледонские складчатые сооружения в отличие от байкальских, занимают громадные пространства на юге Восточной Сибири, где они выделены под названием Саяно-Алтайской складчатой системы. Ведущая роль в пределах последней принадлежит раннекаледонскому этапу геосинклинального развития, охватывающего «промежуток времени начиная с верхнего докембия и до начала верхнего кембия» (Зайцев, 1964).

В центральной части Восточного Саяна к Саяно-Алтайской складчатой системе относятся эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная зоны ранних каледонид (Миричунский прогиб). Последняя выделяется впервые благодаря находке хиолитов в миричунской свите (Дольник, 1971). Эвгеосинклинальная зона Саяно-Алтайской складчатой системы в центральной части Восточного Саяна расположена между Восточно-Саянским (Зоненшайн, 1959) и Жомболокским разломами. В ее пределах выделяются Кизир-Казырский и Хамсаринский прогибы, разделенные зоной Кандатского разлома. Комплекс основания образуют формации: среднепротерозойская эфузивно-терригенная — ашкасокской свиты и верхнепротерозойская карбонатная — монгошинской. Он вскрывается в виде небольших по размеру пятен среди палеозойских образований (см. рис. 4). Главный геосинклинальный комплекс в пределах Кизир-Казырского прогиба составляют глинисто-сланцевая, спилито-альбитофирировая (колпинская свита) и карбонатная (балахтисонская свита) формации нижнего кембия. Анализ структур Кизир-Казырского прогиба свидетельствует, что кембрий дислоцирован в совершенно ином структурном плане по сравнению с северо-западным байкальским сооружением. Торцовое сочленение раннекаледонских структур с байкальскими наблюдается в верховье р. Казыр, где казырская антиклиналь, протягивающаяся на расстоянии 25 км в северо-восточном направлении, под прямым углом подходит к северо-западным байкальским структурам. Таким образом, в центральной части Восточного Саяна с раннекаледонским этапом связана резкая структурная перестройка тектонического плана в пределах геосинклинальной области. Главный геосинклинальный комплекс Хамсаринского прогиба представляет кремнисто-вулканогенная формацию, сложенная породами хамсаринской толщи нижнего кембия. Мощность этих образований около 3500 м. Для структур Хамсаринского прогиба характерно разнообразие простираний — от северо-западных, субширотных до северо-восточных. Углы падения крыльев складок довольно крутые — от 30° до вертикальных. С развитием раннекаледонской зоны связано внедрение больших масс интрузий габбро-плагиогранитной формации таниульского комплекса. Орогенный этап эвгеосинклинальной зоны ранних каледонид отражает моласса систигхемской свиты ордовика и вулканогенно-терригенная формация сайлыгской свиты девона. Заключительные стадии этого этапа сопровождались формированием широко развитых субщелочных интрузий огнитского и сангиленского комплексов.

Миогеосинклинальный Миричунский прогиб расположен в зоне Главного разлома Восточного Саяна, разделяющего Бирюсинскую верх-

неархейскую и Дербинскую нижнепротерозойские складчатые зоны. Он протягивается от бассейна р. Уды через верховья р. Кан на расстояние около 150 км. Комплекс основания представлен, по-видимому, позднепротерозойскими и верхнеархейскими образованиями. Геосинклинальный комплекс слагает карбонатная формация, которую образуют породы миричунской свиты. Возраст последних, по находкам хиолитов (Дольник, 1970), определен как венд — нижний кембрий. Возможно, что заложение этого прогиба произошло несколько ранее по сравнению с эвгеосинклинальной зоной. Карбонатная формация прорвана породами нянгоянского интрузивного комплекса, отнесенного Л. М. Серебренниковым в 1968 г. к габбро-диорит-диабазовой формации. Внутренняя структура Миричунского прогиба в бассейне р. Малой Бирюсы представляет моноклинал с падением пород в юго-западном направлении под углами от 40 до 80°. На фоне моноклинали, имеющей северо-западное простирание, отмечаются флексуры и мелкие изоклинальные складки. Карбонатная формация геосинклинального комплекса с перерывом и несогласием перекрывается молассовой формацией верхнего кембрия — ордовика (киченская свита), отражающей орогенный этап развития многоеосинклинали.

В Хамар-Дабане и юго-восточной части Восточного Саяна движения раннекаледонского этапа следовали непосредственно за байкальской складчатостью, и нижнепалеозойские структурно-формационные элементы в значительной степени унаследовали общий план структур, созданных в протерозое.

Джидино-Тиссинская структурная линия в палеозое играла роль структурного шва, разделяющего области с различным тектоническим режимом. К северу от него установился режим краевой геоантклинали, южнее заложились Прихусугульский и Джидинский геосинклинальные бассейны. Сам шов контролировал непосредственно заложение Боксон-Сархойского и Ухагольского прогибов, которые В. П. Арсентьев (1965) относит к категории внутригеоантклинальных, а В. Г. Беличенко (1969) — окраинных геосинклинальных.

Боксон-Сархойский прогиб протягивается в субширотном направлении на 100 км при ширине до 35 км. Здесь комплекс нижнепалеозойских (вендско-кембрийских) отложений начинается терригенно-вулканогенной формацией, соответствующей сархойской свите (Арсентьев, Волколаков, 1964). Мощность свиты увеличивается с востока на запад от 1300 до 4000 м. Вышележащая карбонатная формация (боксонская свита) имеет общую мощность 2700—3200 м. Разрез завершает флишоидная формация, представленная матгатгольской свитой (средний кембрий; Арсентьев, Волколаков, 1964). К западной части Боксон-Сархойского прогиба примыкает с юга субмеридиональный Прихусугульский. Базальная вулканогенно-терригенная формация мощностью до 3000 м (дархатская серия) характеризуется преобладанием терригенного материала, а вулканиты превалируют лишь на западной окраине прогиба (Зайцев, Ильин, 1970). Вышележащая карбонатная формация (хусугульская серия мощностью 5500 м) сложена в низах доломитами, а в верхней части — известняками. В самых верхах серии появляются терригенные породы, возможно отвечающие матгатгольской толще Боксон-Сархойского прогиба.

В Джидинском геосинклинальном прогибе (в рассматриваемую территорию входит его северная часть) устанавливается следующий ряд формаций: осадочно-вулканогенная (хохортовская свита); флишоидная (джидинская свита). Видимая суммарная мощность этих свит 5500 м (Беличенко, 1969). Метаморфизм вендско-кембрийских осадков редко достигает стадии зеленых сланцев.

Нижнепалеозойские интрузивные образования представлены формациями: гипербазитовой, габбро-диабазовой, габбро-диорит-плагиограф-

нитной и гранитоидных батолитов. Гипербазитовая формация — породами ильчирского в Восточном Саяне и цакирского в Джидинском районе комплексов. Первый локализован в виде серии разнообразных по величине массивов (Оспинский массив, 10×30 км), приуроченных к зонам глубинных разломов, обрамляющих Гарганский выступ архея. Породы цакирского комплекса образуют цепочки мелких тел вдоль разломов северо-западного направления. Гипербазиты прорывают нижнекембрийские отложения, но не встречены среди пород среднего кембра (Арсентьев, Волколаков, 1964). К габбро-диабазовой формации относятся породы боксонского комплекса. Они сконцентрированы в основном вдоль южного обрамления Боксон-Сархойского синклиниория, где образуют тела и массивы вытянутой формы. Габбро-диорит-плагиогранитная формация выделена в пределах Джидинского синклиниория (Налетов, 1961). К формации гранитных батолитов отнесен сархойский комплекс.

Заключительная позднекембрийская складчатость ранних каледонид Хубсугульско-Джидинского региона проявилась синхронно и привела к образованию на их месте сложно построенных синклиниориев. Для строения последних характерно наличие в осевой части антиклинального поднятия, разделяющего синклиниорий на две антиклинальные зоны. Такая структура особенно показательна для Прихубсугульского прогиба, где Центральная антиклинальная зона окаймляется Западной и Восточной антиклинальными (Зайцев, Ильин, 1970). Последние опрокинуты вовнутрь синклиниория, и его структура, тем самым, представляется как веерообразная. В центральной части Боксон-Сархойского синклиниория выделяются Центральное и Билютинское поднятия, окаймленные антиклинальными структурами — Забит-Боксонской, Сархойской и мульдой Хоре (Арсентьев, Волколаков, 1964). Разрывные смещения разбивают складчатую толщу на серии блоков различной величины, формы и ориентировки. Соседние блоки часто не увязываются один с другим по структуре (Зайцев, Ильин, 1970).

Складчатая структура Джидинского синклиниория обладает значительной напряженностью и, соответственно, более ярко выраженной линейностью северо-западного направления. Судя по геологическим разрезам, составленным В. Г. Беличенко (1969), можно заключить, что в его центральной части также имеет место антиклинальное поднятие. Система линейных складок, осложняющих склон этого поднятия и расположенную северо-восточнее антиклинальную зону, обнаруживает четкую юго-западную вергентность. Разрывы следуют преимущественно вдоль простирания складок.

Складчато-глыбовые движения начала орогенного этапа каледонид сопровождались накоплением молассовых толщ в синклиниориях и грабен-антклинальных структурах — Кынгарской и Саган-Сайрской. В этот период большое значение приобретают движения по разломам. Особенno подчеркивают это надвиги Окино-Китайской группы. Перемещения по ним (надвигание с юга и севера на Гарганскую глыбу) унаследуют тенденцию, заложенную еще в протерозое и запечатленную в вергентности байкальской складчатости. Разломы контролировали образование гипабиссальных тел формации малых гранитоидных интрузий (Арсентьев, Волколаков, 1964).

В Забайкальском эвгеосинклинальном поясе или, точнее, его периферичной части — Удино-Витимской структурно-фациальной зоне (Беличенко, 1969; Салоп, 1964) — кембрийские отложения сформированы в тектонических условиях, свойственных ранним этапам развития подвижных поясов. В их составе главное место занимают различные вулканиты с подчиненным количеством осадочных пород.

Внешняя граница эвгеосинклиналии довольно условна и намечается в виде дугообразной линии, идущей от восточного берега оз. Байкал

через верховья р. Баргузин к верховьям р. Бамбуйки. По особенностям вертикальных и латеральных рядов формаций и эвгеосинклинали выделяются две подзоны: окраинная и внутренняя. Последняя, представленная Удино-Витимским прогибом, отделена с севера от внешней зоны Селенгино-Витимским глубинным разломом (по В. Г. Беличенко — Селенгино-Витимская зона высокой проницаемости), а с юго-востока ограничена от Восточно-Забайкальской эвгеосинклинали Заган-Малхайской зоной глубинных разломов, выделяемых в современной структуре как геантклинальное поднятие. Кембрийские образования, выполняющие Удино-Витимской прогиб, представлены кыдымитской серией, состоящей из химгильдинской, олдындинской и исташинской свит (Беличенко, 1969). Они представляют собой сочетание вулканогенно-карбонатной и флишоидной формаций общей мощностью около 7000 м. Вулканогенно-карбонатная формация перекрыта флишоидной, соответствующей химгильдинской свите. Исташинская свита (до 1800 м), венчающая разрез кембрия и выделяемая в молассовую формацию (Беличенко, 1969; Яэмир, 1966), залегает с разрывом и резким угловым несогласием на различных горизонтах олдындинской и химгильдинской свит. В развитии раннекаледонской геосинклинали можно выделить три этапа с соответствующими им формационными рядами: I — первая половина нижнего кембрия — алданский этап с формациями терригенной, терригенно-карбонатной, терригенно-вулканогенной, вулканогенно-карбонатной; II — вторая половина нижнего кембрия и, вероятно, часть среднего кембрия — ленский этап с формациями карбонатной (известково-доломитовой) и флишоидной; III — верхнекембрейский этап с молассоидной формацией.

Среди магматических образований в Байкальской горной области и Забайкалье по времени, месту образования и составу выделяются: а) для собственно геосинклинального этапа — габбро-диорит-диабазовая и габбро-пироксенит-дуниловая формации; б) для орогенного этапа — гранитоидные формации батолитового и трещинного типа. Габбро-диорит-диабазовая формация включает породы бирамынского комплекса в северной части Баргузинского хребта и в Средне-Витимской горной стране (бассейн р. Парамы), залегающие в виде узких линзовидных тел и приуроченных в основном к зонам глубинных разломов. Габбро-пироксенит-дуниловая формация наиболее полно проявилась в зоне Селенгино-Витимского глубинного разлома. Она представлена небольшими телами атарханского комплекса. Гранитоиды батолитовой формации в структуре ранних каледонид Байкальской горной области и Забайкалья проявлены широко и представлены конкудеро-мамаканским и джидинским комплексами. Их формирование не контролировалось зонами глубинных разломов. Наиболее крупным является батолит, расположенный в биссекторной зоне (Арсентьев, 1967) Байкало-Витимской складчатой дуги. Кроме этого крупного гранитоидного массива известно большое количество мелких тел, сопряженных с зонами разломов, ограничивающих нижнепалеозойские структуры и являющихся дискордантными плутонами трещинного типа. Становление формации гранитоидных батолитов происходило, вероятно, в несколько фаз — от гранодиоритов до сиенитов. Наиболее распространенная разновидность — граниты повышенной щелочности калиевого ряда (Салоп, 1967). Внедрение гранитоидных образований этой формации, по мнению большинства исследователей, предшествовало образованию верхнекембрейской молассы (Салоп, 1964; Беличенко, 1969).

Инtrузивным образованием орогенного этапа раннепалеозойской Забайкальской эвгеосинклинальной зоны является трехфазный джидинский комплекс, слагающий крупные плутонические тела площадью в несколько тысяч квадратных километров. К первой фазе относятся сиениты и граносиениты, ко второй — разнообразные гранитоиды, к

третьей — лейкократовые и аляскитовые граниты. Многие исследователи склонны считать, что мощные интрузии джидинского комплекса связаны с раннекаледонской складчатостью (Беличенко, 1969; Салоп, 1967).

В поле развития магматических образований конкудеро-мамаканского и джидинского комплексов часто встречаются дайки лампрофиров, основных и щелочных пород, сформированные, по-видимому, на заключительной стадии нижнепалеозойского тектоно-магматического цикла.

В краевых структурах каледонского цикла (Ангаро-Ленский прогиб) магматизм имеет незначительное развитие и представлен пластовыми залежами, дайками диабазов и габбро-диабазов патомского комплекса. Большая часть этих образований приурочена к экстремальной части Патомской дуги и участвует наравне с вмещающими их толщами в линейной складчатости.

В структуре каледонид Байкало-Витимского поднятия отчетливо проявилась унаследованность движений более древнего плана. Складчатость здесь довольно простая. Интенсивные мелкие пликативные дислокации обычно приурочены к зонам глубинных разломов (Салоп, 1967). Основная роль в раннекаледонской структуре Байкало-Витимского поднятия принадлежит разрывным нарушениям разнообразного морфологического типа. Многие дизъюнктивы, секущие породы кембрия, возникли в результате вспарывания древних структурных швов.

Кембрийские отложения Удино-Витимской зоны, сохранившиеся на небольших участках, собраны в сжатые линейные симметричные и наклонные складки северо-восточного простирания. Как правило, крупные складки усложнены мелкой складчатостью вплоть до микроплойчатости, а иногда и разрывными нарушениями, трактуемыми как чешуйчатые надвиги. По разрозненным фрагментам мелких складок можно восстановить две структуры высшего порядка: Курбино-Витимский синклиниорий (бассейны рек Курбы, Мылдыген, Кыдымет) и Правоудинский антиклиниорий с осью, проходящей по правобережью р. Уды (Беличенко, 1969).

Замыкание каледонской геосинклинали юга Восточной Сибири происходило, как это видно из анализа формаций, последовательно в течение трех малых циклов, которые обычно называют салаирским, таконским и готландским. Те же циклы проявились и в краевых прогибах платформы, где завершение каждого из них приводило к поднятию, регрессии моря и перерывам в седиментации, имевшим место соответственно в среднем кембрии, на границе нижнего и среднего ордовика и в силуре. Помимо трех названных малых циклов имели место и более мелкие, третьего порядка, фиксируемые по ритмичному строению формаций, локальным перерывам в седиментации, переотложенными корам выветривания. В нижнем и среднем кембрии таких циклов было девять, в верхнем кембрии и нижнем ордовике — четыре, в среднем ордовике — силуре два.

Замыкание Саяно-Байкальской геосинклинали, начавшееся еще до неогея, было длительным и протекало путем последовательного причленения к кратону складчатых зон, вступивших затем в орогеническое развитие.

При завершении каледонского цикла окончательно был ликвидирован геосинклинальный режим в Саяно-Байкальской области: с этого времени вся она вступила в стадию орогенного развития, а герцинские геосинклинали оказались отодвинутыми далеко от краев платформы. В то же время закончилось развитие краевых прогибов Сибирской платформы и оформилась структура ее плиты. С этой поры как Сибирская платформа, так и Саяно-Байкальский складчатый пояс вступили в стадию общего поднятия.

ОСНОВНЫЕ РАЗЛОМЫ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Значительная роль глубинных разломов в формировании структуры Сибирской платформы и обрамляющего ее складчатого пояса неоднократно освещалась в литературе (Салоп, 1967; Замараев, 1967; Судовиков и др., 1964; Мокшанцев и др., 1968). По своему структурно-тектоническому положению и степени участия в разграничении крупных блоков земной коры разломы южной части Восточной Сибири, в соответствии с представлениями А. В. Пейве (1956, 1960), В. Е. Хайна (1963, 1964), С. М. Замараева (1967) и др., могут быть подразделены на три основных типа: 1) глубинные разломы, приуроченные к границе складчатой области и платформы (краевые швы); 2) глубинные разломы складчатых областей; 3) глубинные разломы платформ — внутриплатформенные или срединноплатформенные. Выделенные системы разломов четко группируются в зоны, протягивающиеся на сотни и первые тысячи километров, и определяют деление платформы и складчатого пояса на блоки, различающиеся строением и развитием (рис. 17).

КРАЕВЫЕ ШВЫ

Система глубинных разломов, пограничных между Сибирской платформой и складчатой зоной, относящаяся к категории краевых швов, характеризуется различной степенью выраженности в современном денудационном срезе. В одних случаях она непосредственно картируется на

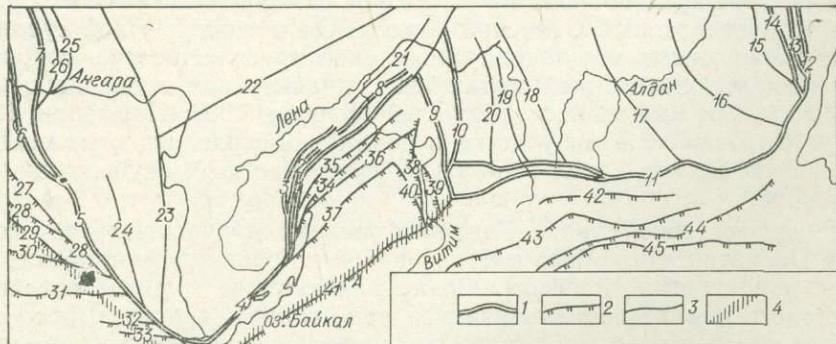


Рис. 17. Основные разломы юга Восточной Сибири.

1 — зона краевого шва; 2 — складчатый пояс; 3 — кратон; 4 — зона скальвания. Цифрами на схеме обозначены глубинные разломы зоны краевого шва: 1 — Левоминский, 2 — Окунайский, 3 — Передовий, 4 — Приморский, 5 — Бирюсинский, 6 — Главный Присаянский, 7 — Татарский, 8 — Тонодский, 9 — Журинский, 10 — Чарский, 11 — Столовой, 12 — Билячано-Майский, 13 — Юдомский, 14 — Бурхалинский; глубинные разломы внутриплатформенные: 15 — Нелькано-Кыллахский, 16 — Улканский, 17 — Тыркайдинский, 18 — Амгинский, 19 — Олекминский, 20 — Токинский, 21 — Пилькинский, 22 — Ангаро-Вилюйский, 23 — Окино-Вихоревский, 24 — Точерский, 25 — Ишимбинский, 26 — Елкиновский; глубинные разломы внутригеосинклинальные: 27 — Канско-Агульский, 28 — Главный Саянский, 29 — Восточно-Саянский, 30 — Кандатский, 31 — Жомбодокский, 32 — Китойский, 33 — Тункинский, 34 — Байкало-Мамский, 35 — Абчадский, 36 — Байкало-Конкудерский, 37 — Намаминский, 38 — Парамский, 39 — Сюльбанский, 40 — Килиянский, 41 — Туркино-Бамбуйский, 42 — Лаприйский, 43 — Джелтулакский, 44 — Усть-Гилойский, 45 — Южно-Тукурингский. Зоны скальвания: А — Селенгино-Витимская, Б — Джидино-Хамсаринская.

поверхности и представлена серией глубинных разломов, в других — на их месте возникли краевые и пришовные прогибы.

Главнейшие разломы в Енисейском кряже проявлены в виде зон протяженностью в несколько сотен километров. В качестве краевого шва выступает Приенисейская зона разломов, расположенная вдоль западной окраины кряжа. Для нее типично интенсивное проявление разновозрастного и разнофациального эффузивного и интрузивного магматизма, фациальные изменения осадочных серий рифа, что подчеркивается линейными интенсивными положительными магнитными аномалиями. Другой крупной зоной разломов является Татарская, отходящая от Ангаро-Канской зоны на юге. Она протягивается в субмеридиональном направлении через Татарский и Понимбинский антиклиниории и, отклоняясь к востоку, сливается с Приенисейской зоной. Татарская зона представлена серией кулисных разрывов, переходящих иногда во флексуры, и сопровождается гранитными интрузиями посильнинского и татарско-аяхтинского комплексов (абсолютный возраст 850 ± 60 и 620 ± 50 млн. лет). Восточнее, но параллельно ей располагается Ишимбинская зона разломов, имеющая сходное строение, но слабо выраженная. Движения по зоне разломов устанавливаются для позднего докембра (Вотах, 1968). Вдоль восточного края Енисейского кряжа проходит Анкиновская зона разломов, по возрасту наиболее молодая из описанных. По ней следует современная граница распространения кембрийских отложений. Эта зона к югу, по-видимому, переходит в Ангаро-Тасеевскую зону разломов, обрамляющую Канско-Тасеевскую впадину. К поперечным относится Нижне-Ангарская зона разломов, погребенная под мезокайнозойскими отложениями Приангарской впадины. Она протягивается через южную часть Ангаро-Питского синклиниория, Иркинеевскую антиклиналь и по некоторым признакам может быть продолжена до Чадобецкого поднятия. Возраст этой зоны разломов, судя по сопутствующим ей ультраосновным породам, обнаженным в Чадобецком поднятии, — докембрейский (Вотах, 1968).

Краевой шов, отделяющий Сибирскую платформу от саянской ветви складчатого пояса, контролируется крупнейшими глубинными разломами древнего заложения, сопровождаемыми многофазным магматизмом, метаморфизмом, а также комплексом складчатых и разрывных дислокаций. Зоне краевого шва на отрезке от оз. Байкал до бассейна р. Оки соответствует Главный Саянский разлом. Он проявлен зоной субпараллельных разрывных нарушений различной протяженности, сопровождающейся милонитизацией, катаклизом, диафторезом и рассланцеванием. По данным многих исследователей (Берзин, 1967; Парфенов, 1967), зона сместителя на этом участке в целом наклонена на юго-запад под складчатую область ($60-70^\circ$), а участками имеет субвертикальное заложение.

К юго-восточной части Главного разлома приурочены разновозрастные магматические образования: архейско-раннепротерозойские граниты, гранодиориты, плагиограниты, аляскитовые граниты китайского и онотского комплексов, линзовидные тела габбро, диоритов, ортоамфиболитов урда-окинского и агульского раннепротерозойского комплексов и крупные массивы субвулканических и субщелочных гранитов палеозойского огнитского комплекса. В то же время, как отмечает В. В. Перфильев, представление о Главном Саянском разломе как крупнейшей магмоконтролирующей структуре верно лишь для отдельных его участков. В частности, в междуречье Иркут — Б. Белая интрузивные породы протерозойского цикла (арбанский, саянский, ангаульский, чернозиминский комплексы) скорее «избегают» зоны разлома, чем приурочены к ней. Характер магмоконтролирующего разлом имеет к северо-западу от р. Белой. Здесь к разлому (особенно там, где последний проявлен в виде парного) приурочены выходы ортоамфиболитов и гипербазитов

урда-окинского (нижний протерозой), а также гранитоидов саянского (средний протерозой) комплексов. Показательно, что эти интрузии, строго приурочиваясь к разлому, локализованы только северо-восточнее его основного шва. Интрузивные породы палеозойских циклов (таннуольский и огнитский интрузивные комплексы) от р. Урда-Оки до р. Ии прурочены к юго-западному крылу разлома, а к северо-западу от р. Ии — вновь к его северо-восточному крылу.

Сведения о метаморфизме в этой части зоны Главного Саянского разлома ограничены. Л. М. Парфенов (1967) указывает, что со стороны Шарыжалгайского блока шовной зоне сопутствуют эклогитовые породы; на юго-восточной части шва прослеживается полоса высокотемпературных образований амфиболитовой и отчасти гранулитовой фаций в районе Бельско-Китайской глыбы и южной оконечности оз. Байкал (Смирнов, 1963; Шафеев, 1965).

Генетический тип Главного Саянского разлома к настоящему времени окончательно не установлен. Более или менее уверенно определяется вертикальная составляющая движений, которая оценивается от 2,5—3 км на юго-востоке до 7—9 км на северо-западе (Берзин, 1967). Большинство исследователей придает огромное значение сдвиговым движениям в зоне Главного Саянского разлома, основываясь на анализе структурного рисунка, ориентировке складок с крутыми или вертикальными шарнирами, штриховке зеркал скольжения и т. п. Однако направление движений и величина смещений определяются различно. Предполагаются правосторонние сдвиги или разнонаправленные сдвиговые движения (Мусатов, 1964). Наибольшее число исследователей доказывает наличие левых сдвигов (Берзин, 1967; Парфенов, 1967) и определяет амплитуду смещения до 8—9 км. Н. А. Берзин отмечает, что юго-восточному отрезку Главного разлома характерно надвигание южных блоков на северные. На северо-запад от бассейна р. Оки на протяжении около 400 км в пределах центральной части Восточного Саяна краевому шву соответствует Бирюсинский разлом. Он представлен серией ветвящихся и часто сливающихся друг с другом разрывных нарушений различной протяженности и ориентировки. Зона в целом и входящие в ее состав поверхности отдельных разрывов наклонены на юго-запад под углами 60—80°, а участками субвертикальны. Л. М. Парфенов (1967) указывает, что ширина зоны рассланцевания в Бирюсинском разломе изменяется от 1—2 до 5—6 км. Рассланцевание выражено превращением протерозойских кристаллических пород в полевошпатово-кварц-хлоритовые сланцы. Вдоль Бирюсинского разлома проявлен основной магматизм в виде даек, штоков и пластовых тел диабазов нерсинского комплекса. В значительной степени усложняют свое строение складки Присаянского прогиба вблизи зоны краевого шва. Более или менее четко устанавливается вертикальная амплитуда смещений по Бирюсинскому разлому. По мнению Л. М. Парфенова (1967), она составляет не менее 10 км. Складки, заложенные в верхнеархейской Бирюсинской глыбе, вблизи описываемого разлома изменяют свое простирание с субмеридионального на северо-западное, образуя острый угол с направлением зоны разлома. Сходная картина наблюдается и с северо-восточной стороны Бирюсинского разлома, где складки, заложенные в карагасско-оселочном чехле, косо ориентированы к зоне краевого шва. В целом на основании анализа плана распределения складчатых и разрывных дислокаций можно полагать наличие левосторонних сдвиговых движений по Бирюсинскому разлому.

В междуречье Иркут—Даялык краевой шов разделяет Шарыжалгайский выступ платформы, сложенный глубокометаморфизованными отложениями шарыжалгайской серии от Китайско-Окинского блока, сложенного породами слюдянской серии. Далее на северо-запад (междуречье Даялык — Б. Белая) по разлому приведены в соприкосновение

породы слюдянской серии и средне-верхнепротерозойские отложения Урикско-Ийского грабена. На левобережье р. Б. Белой (в бассейне р. Буйрагты) единая мощная зона милонитов расщепляется на две субпараллельные ветви, которые прослеживаются до р. Хойто-Оки. 80—90% территории между зонами милонитов сложено амфиболитами условно нижнепротерозойского возраста, с которыми тесно ассоциируют довольно многочисленные дайки гипербазитов. Здесь разлом разделяет поля развития матгатгольской свиты и слюдянской серии. Далее до р. Ии наблюдается разворот структуры в субширотном направлении (азимут простирации приблизительно 280°). На этом отрезке с юго-запада к разлому причленяются в основном интрузивные палеозойские породы.

В междуречье Иркут—Белая в зоне шва, по данным В. В. Перфильева, развиты бластомилониты и бластокатаклазиты эпидот-амфиболитовой и альмандин-амфиболитовой фации, ультрамилониты, очковые гнейсы, милониты зеленосланцевой фации, брекчи и псевдоконгломераты. Среди милонитов весьма часто наблюдаются достаточно крупные (до 2—3 км) блоки сравнительно слабо милонитизированных пород. Бластомилониты эпидот-амфиболитовой и альбит-серicitовой фаций развиты очень широко на всем протяжении разлома. На отдельных участках (бассейн рек Урда-Ока, Кунтэя и др.) они слагают полосы шириной до 1—1,5 км. Это серые, плотные, тонкозернистые породы, часто смятые в складки. Их состав: кварц, плагиоклаз (альбит — олигоклаз), биотит, серцит или эпидот (циозит), плагиоклаз (олигоклаз), низкотемпературная роговая обманка, хлорит. Под микроскопом они имеют бластопорфированную структуру. Ультрамилониты распространены гораздо меньше. В пределах бластомилонитовых полос они слагают зоны шириной до 2—3 м. Внешне это плотные темно-серые и черные породы со следами течения, весьма напоминающими флюидальность в эфузивах. Состоят они, как правило, из тонкозернистой, часто неиндивидуализированной массы кварца, полевого шпата, биотита, а образовались, по-видимому, в зонах наибольших сжатий при частичном плавлении и течении вещества.

Милониты зеленосланцевой фации слагают обычно внутренние зоны шва. Ширина зон зеленых сланцев непостоянная и колеблется от 200 м до 1 км. Внешне это серые или зеленовато-серые (в зависимости от состава пород, подвергшихся милонитизации) породы сильно трещиноватые, листоватые, с многочисленными зеркалами и бороздами скольжения. Характер минеральных парагенезисов милонитов полностью определяется составом пород, подвергшихся милонитизации.

Тектонические брекчи для разлома не характерны. Встречаются они относительно редко, в виде линзообразных тел небольшой мощности. Совместно с ними отмечаются весьма своеобразные конгломерато-видные породы, которые неоднократно принимались за древние.

Сведения о взаимоотношениях между всеми типами милонитов весьма отрывочны и неполны. Имеются факты постепенных переходов одних типов в другие; в то же время часто наблюдается образование бластомилонитов по очковым гнейсам, зеленых сланцев по бластомилонитам и очковым гнейсам, брекций по зеленым сланцам.

От байкальской ветви складчатого пояса, создающей в целом входящий в плане угол, Сибирская платформа отделена Байкало-Чарским краевым швом. На границе со Становой складчатой зоной выделяется система глубинных разломов, объединяемых обычно под названием Южно-Якутского или Станового краевого шва. На востоке платформа ограничена Юдомо-Охотским краевым швом от Верхне-Майского геоантклинального поднятия, сложенного позднеархейскими образованиями, и наложенной на него Ульинской впадины.

Байкало-Чарский краевой шов является составной частью крупней-

шей по протяженности системы глубинных разломов, очерчивающих край Сибирской платформы. Прослеживается он от истоков Ангары до истоков р. Чары, образуя крупную выгнутую к северо-востоку дугу. Протяженность его достигает 1500 км. Отдельные составные части единого Байкало-Чарского краевого шва в современном эрозионном срезе трассируются вполне отчетливо и представлены мощными зонами бластомилонитов, бластокатаклизитов и разнообразных диафторитов, а также зонами повышенного метаморфизма и интенсивного метасоматического изменения пород. Наиболее отчетливо шов проявлен в пределах прибайкальской и жуинской его ветвей, где они концентрируются в зоны глубинных разломов — Приморского, Левоминьского, Окунайского, Жуинского. Глубинные же разломы в пределах Патомской дуги проявлены значительно в меньшей степени и трассируются в основном по данным геофизики.

Яркое представление о положении рассматриваемого краевого шва дает анализ магнитного поля. Для него характерна резкая смена субмеридиональных полосовидных аномалий, свойственных древнеархейскому фундаменту Сибирской платформы, на простирание, присущее Байкальскому складчатому поясу, что с полным основанием дает возможность говорить о наличии здесь разломов, по которым происходит это соединение. Особенно четко это видно на его субширотных отрезках — Прибайкальском и Патомском (Замараев, 1967; Егоров, 1970).

Заложение Байкало-Чарского краевого шва относится к верхнему архею и связано с заложением первичной Байкало-Становой геосинклинальной области. С тех пор до кайнозоя включительно этот краевой шов определил положение складчатой области, проявляясь высокими градиентами мощностей осадков, а на отдельных этапах — интенсивным вулканизмом, наиболее ярко выявившемся в период байкальского мегацикла. В начальные этапы развития Байкальской геосинклинальной системы в Западном и Северо-Западном Прибайкалье в зоне краевого шва сформировалась мощная толща вулканогенно-осадочных образований акитканской серии (Салоп, 1964; Замараев, 1967). В последующем краевой шов проявился в резком различии фаций и мощностей верхнерифейских отложений при переходе от платформы к геосинклинали. В заключительный раннекаледонский этап развития Байкальской горной области он в значительной мере предопределял заложение Ангаро-Ленского краевого прогиба. В последующем Байкало-Чарский краевой шов отделял Сибирскую платформу от Байкальской горной области, испытавшей постоянную тенденцию к вздыманию, особенно интенсивно проявившуюся в мезокайнозойское время в связи с формированием Байкальского сводового поднятия.

Анализ рисунка тектонических структур отдельных глубинных разломов (Левоминьского, Приморского), особенностей пространственного расположения малых интрузивных тел, а также непосредственное изучение макро- и микроструктур в различных участках зоны краевого шва свидетельствует о проявлении в характере его движений не только вертикальных, но и горизонтальных, соответствующих левостороннему смещению (Мазукабзов, 1970). При этом вполне отчетливо устанавливается некоторая закономерность в увеличении величины горизонтальных движений от вершины патомского входящего угла к югу. Следовательно, кинематическая особенность системы байкало-чарской ветви краевого шва в историческом аспекте соответствует левосторонним перемещениям, сочетающимся, как будет показано ниже, с вертикальными и латеральными перемещениями.

Становой, или Южно-Якутский, краевой шов прослеживается от р. Витим почти до Охотского моря и имеет в целом субширотное простирание. Он известен по работам Д. С. Коржинского (1939), Ю. К. Дзевановского (1964), Н. С. Судовикова (1965), Ю. Б. Казмина (1962)

и др. Строение его характеризуется сложной блоковой структурой, обусловленной системой субпараллельных и дугообразных в плане разломов, осложненных многочисленными оперяющими разрывами. Ширина системы разломов колеблется в пределах первых десятков километров, а протяженность достигает 1000 км. Как правило, зоны этих разломов сопровождаются разнообразными диафторитами — от высокотемпературных до зеленосланцевых, возникших за счет высокотемпературных гнейсов алданской и становой серий в условиях больших температур и давлений. Эта система глубинных разломов возникла еще в позднем архее, когда она разграничивала образования алданской серии фундамента платформы от Становой геосинклинали. Об этом свидетельствуют возраст ультраосновных интрузий, приуроченных к зоне разломов, а также наличие раннеархейских структур в блоках, не переработанных Становой складчатостью (Кориковский, 1964б).

В раннем протерозое вдоль Становой зоны краевого шва на его отдельных участках формировались пришовные прогибы незначительной протяженности (Чульманский, Нуямо-Тыркандинский), выполненные вулканогенно-осадочными образованиями. В зоне же торцового сочленения Байкало-Чарской и Становой ветвей краевого шва в это время возник довольно широкий Кодаро-Удоканский прогиб.

Значительная тектоническая активизация краевого шва произошла в начальные этапы байкальского мегацикла, что выразилось в интенсивном диафторезе пород в полосе его влияния. Кроме того, тектоническая активизация Станового краевого шва произошла в мезозое (Казмин, 1962; Судовиков, 1965) и продолжается в настоящее время.

Закономерность расположения линейности в разнообразных бластомилонитах и диафторитах, выполняющих разломы, выраженная в ориентировке кристаллов амфибола, осьми мелких складок плоек, бороздами скольжения указывает на неравномерное перемещение вещества в период тектонических движений с юго-запада на северо-восток (Судовиков, 1965). Аналогичный характер движения в зоне Станового краевого шва в мезозое отмечается Е. П. Гуровым (1967). Следовательно, особенности тектонических движений в зоне Становой ветви краевого шва говорят о сочетании вертикальных и левосторонних горизонтальных смещений на протяжении длительного отрезка времени.

Юдомо-Охотский краевой шов ограничивает восточный край Сибирской платформы от окаймляющих складчатых сооружений и представляет собой сочетание глубинных разломов, ориентированных субпараллельно друг другу — Юдомского, Билякчано-Майского, Бурхалинского, Кетандинского (Мокшанцев и др., 1968). Возникновение его следует относить к ранним этапам позднеархейского времени, когда он отграничивал восточный край протоплатформы от Становой геосинклинали. В последующее время он активно влиял на формирование осадочно-вулканогенных формаций Юдомо-Майского пришовного прогиба. Мощный этап активизации был им испытан в мезозойское время в период развития Верхояно-Чукотской геосинклинали. Глубинные разломы Юдомо-Охотского краевого шва трассируются мощными зонами в различной степени милопитизированных и рассланцованных пород (Мокшанцев и др., 1968). Согласно данным этих исследователей, в глубинных разломах краевого шва довольно четко (кроме вертикальных смещений) отмечаются левобоковые подвижки. Этим данным не противоречат и особенности расположения складчатых структур, ориентированных, как правило, под углами 15—20° к генеральному простианию краевого шва.

Характерно то, что краевой шов являлся граничной структурой на протяжении всей истории своего развития; от момента заложения он предопределял положение краевых структур Сибирской платформы, ориентировку складчатого пояса. Показательно, что кратон постоянно

испытывал тенденцию смещения по шву с востока на запад, т. е. был подвержен левосторонним сдвигам. Показателен метаморфизм в зоне краевого шва. В породах фундамента платформы он был обычно регрессивным, а в ее осадочном чехле и геосинклинальных комплексах — прогрессивным. Широко известны диафториты южного фаса Алданского щита, южной и северо-западной частей Шарыжалгайского выступа и в некоторых других местах. Здесь мы опишем некоторые новые примеры этого грандиозного процесса.

Проявления динамометаморфизма в пределах глубинных разломов краевого шва изучены на примере зоны прибайкальской ветви краевого шва (Мануйлова, 1960, 1964; Лобанова, 1966; Педяш, 1970), на отрезке от широты мыса Котельниковского до р. Чая. В связи с тем, что большинство образований в пределах рассматриваемой части краевого шва представлено довольно близкими по своему составу и структурно-текстурным особенностям породами, удается установить и проследить интенсивность изменения пород в пределах краевого шва по мере приближения непосредственно к зонам разломов и в самих разломах. Как правило, неизмененные массивные и неметаморфизованные фельзитовые порфиры, распространенные вдоль западных отрогов Акитканского и Байкальского хребтов, по направлению на восток приобретают сланцеватую текстуру, которая выражается в линейном расположении новообразований хлорита, серицита и, реже, биотита. Возникновение сланцеватости в породах связано с влиянием Окунайского глубинного разлома. Здесь породы по-прежнему имеют отчетливую порфировую структуру, участками милонитовую и бластомилонитовую. В центральной части Окунайского глубинного разлома породы превращены в порфироиды, в полевых условиях определяемые как очковые гнейсы, гранито-гнейсы или милонитизированные гранит-порфиры. Ширина выхода измененных пород колеблется от 1,5 до 3—4 км.

Аналогичные изменения в зоне Окунайского глубинного разлома происходят и с образованиями первой фазы ирельского комплекса (р. Кунерма). В них биотит и роговая обманка постепенно приобретают вначале неопределенные расплывчато-удлиненные очертания, затем пластинчатую форму и располагаются своей длинной осью параллельно сланцеватости. Все эти изменения в породах, попавших в зону влияния Окунайского глубинного разлома, сопровождаются незначительной метаморфической дифференциацией и возникновением очково-полосчатых и полосчатых текстур. Кроме того, динамометаморфизованные породы подвержены процессам кварц-щелочного метасоматоза и имеют, как правило, постепенные переходы в разгнейсованные и перекристаллизованные образования. В свою очередь метасоматиты, распространенные в пределах разлома, подвержены рассланцеванию и милонитизации.

По мере удаления от зоны Окунайского глубинного разлома на восток и приближения к Левоминьскому глубинному разлому процессы рассланцевания в породах несколько затухают, а затем вновь возрастают и проявляются наиболее интенсивно. В целом зона рассланцованных и метаморфизованных пород, представляющих собой бластомилониты и ортогнейсы, достигает ширины 5—10 км. Процессы переработки субстрата проявились здесь в большей степени, нежели в пределах Окунайского глубинного разлома. Вследствие интенсивно протекавших в зоне процессов дифференциации и перекристаллизации вкрапленники порфировидных пород раздавлены, растянуты и приобрели линзовидную форму. Они как бы текли в направлении сланцеватости с образованием полосчатой текстуры. В конечном итоге за счет динамометаморфизма вулканогенных пород среднего протерозоя возникли гнейсы, своим внешним обликом, структурой и составом не отличимые от гнейсов укучиктинской толщи, образовавшихся в условиях ультраметаморфизма (Мануйлова, 1960).

В зоне Левоминьского глубинного разлома динамометаморфизму подверглись и гранитоиды ирельского интрузивного комплекса, по которым возникли линзокатастические и тонкополосчатые бластомилониты, а также ультрабластомилониты. В общем поле динамометаморфизованных пород отмечается некоторая неравномерность степени их изменения, проявляющаяся в том, что в полосе сильно измененных пород встречаются участки слабоизмененных (слабометаморфизованных). Как правило, эти участки сложены гранитоидами ирельского комплекса, которые, вероятно, представляют собой реликты некогда больших массивов, являясь своеобразными макробудинами. В структурном отношении длинные оси последних составляют некоторый острый угол с направлением простирания сланцеватости. Особенность строения подобных тел заключается в том, что центральные части их имеют хорошо сохранившиеся реликты исходных пород и более или менее массивную текстуру. К периферии тел метаморфизм возрастает, а вместе с этим исчезают первичные структуры, и породы приобретают очково-полосчатую текстуру. В тех случаях, когда порода становится тонкополосчатой и в ней совершенно исчезают реликты субстрата, эти породы по своим структурно-текстурным особенностям соответствуют гранитогнейсам. Последние составляют основную массу пород в геологическом строении восточной части Левоминьского глубинного разлома.

Процессы динамометаморфизма, протекавшие в условиях, соответствовавших эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации метаморфизма, сопровождались явлением кварц-щелочного и кварцевого метасоматоза (Лобанов, 1966; Педяш, 1970; Мануйлова, 1964), выразившегося в микроклинизации, альбитизации и окварцевании. При этих процессах происходит своеобразная переработка пород, иногда до полного метасоматического преобразования отдельных разностей. В качестве конечных продуктов сложного метасоматического процесса возникли кварц-микроклиновые, кварц-микроклин-альбитовые и кварцевые метасоматиты, отличающиеся от исходных пород пегматоидным обликом. Кроме высокотемпературных разновидностей бластомилонитов в пределах разлома развиты зеленосланцевые диафториты, трассирующие зоны более мелких молодых разрывных нарушений и залегающие согласно со сланцеватостью вмещающих их пород. Зеленосланцевые диафториты представлены серицит-хлоритовыми, кварц-сериицит-хлоритовыми эпигранулитами, возникшими за счет переработки бластомилонитов, гранитогнейсов и разнообразных метасоматитов. Они, как правило, наполнены кварцевыми прожилками и смяты в мелкие складки волочения вплоть до плойчатости. Наиболее характерным структурным отличием диафторитов от других тектонитов служат тонкая сланцеватость, хорошо проявленный бластез и отсутствие неперекристаллизованных перетертых разностей (милонитов). Эти особенности свидетельствуют о достаточной глубинности процесса. В распределении зеленосланцевых диафторитов отмечается одна особенность, заключающаяся в том, что основная масса их концентрируется в пределах осевой части Левоминьского глубинного разлома, где их количество достигает 6 зон с интервалом между ними в 250—500 м (водораздел рек Левой и Малой Мини, верховье Килькты).

Наиболее поздними тектонитами в пределах Левоминьского глубинного разлома являются листоватые милониты, ультрамилониты, а также зоны повышенной трециноватости, катаклаза и брекчирования. Сравнительно хорошо изучена одна из таких крупных зон — Кунерминский надвиг, где мощность катаклазитов достигает первых сотен метров. Плоскость падения зоны нарушения в целом совпадает с направлением гнейсовидности в породах. Из вышесказанного видно, что в пределах зон глубинных разломов прибайкальской ветви краевого шва по

степени переработки вещества выделяются три разновозрастных типа тектонитов, отличающихся друг от друга температурными условиями образования: бластомилониты эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма и разнообразные тектониты с почти полным отсутствием процессов перекристаллизации (милониты, катахлазиты). Структурно-текстурные особенности перечисленных тектонитов свидетельствуют о том, что они формировались в условиях интенсивного бокового сжатия.

Широко проявлялся регressiveный метаморфизм в Прибайкалье на контакте ольхонской серии раннего докембрия и приморского комплекса протерозойских гранитов. Особенно обширны поля диафторитов, развитых по приморским гранитам. Они образуют полосу, протягивающуюся более чем на 150 км от устья р. Бугульдейки на юго-западе до рч. Замы на северо-востоке. Ширина полосы непостоянна и изменяется от первых сотен метров до 5—8 км, являясь наиболее широкой в долинах рек Анги и Сармы. Другая, кулисообразно расположенная к этой полосе диафторитов проходит с юга-запада на северо-восток в районе деревень Онгурены и Малые Кочерики. Ее ширина 10, длина около 50 км.

Среди диафторитов приморского комплекса наибольшим развитием пользуются бластокатахлазиты по порфировидным гранитоидам (порфириоиды), слюдистые бластомилониты, среди которых нередки слюдистые сланцы с гранатом. Широко распространены также кварциты и, в меньшей мере, амфиболиты и амфиболовые сланцы, развитые под дайковым породам основного состава. Во многих местах диафториты пронизаны прожилками кварца. Как показали исследования А. С. Ескина (1969) в порфириоидах, бластез не скрывает общих черт катахлазической структуры, для них община бластокластическая структура, лишь участками переходящая в бластомилонитовую.

Бластокатахлазитам в целом присущи очковые текстуры, которые переходят в грубоочковую в тех местах, где порфириоиды замещаются гранитами приморского комплекса, и в сланцевую — при переходе их в бластомилониты. Такие переходы довольно редки и осуществляются на расстоянии нескольких сотен метров. Показательно изменение формы кристаллов полевых шпатов, наблюдаемых обычно в поперечных к контакту гранитов и бластокатахлазитов сечениях. В гранитах, не подверженных катахлазу, они более идиоморфны и достигают в поперечнике 2—5 см. В направлении к участкам, подвергнутым катахлазу и бластезу, кристаллы становятся все более овальными и уплощенными, их грани исчезают. Отношение длины осей деформированных кристаллов полевых шпатов становится вначале равно 1 : 2, затем 1 : 3 и 1 : 4. При переходе бластокатахлазитов в бластомилониты текстура становится полосчатой, сланцеватой, имеющей только реликты очковой. Порфиробласти калиевого полевого шпата сильно уплощены в направлении, перпендикулярном сланцеватости, и имеют примерно одинаковую длину по падению и простиранию. Структура и текстура этих пород является в данном случае важным результатом метаморфизма.

Бластомилониты представляют собой результат наиболее глубокого метаморфизма порфировидных гранитоидов приморского комплекса. Они представлены зеленовато-серыми слюдистыми сланцами со сланцеватой текстурой. Первоначальная структура гранита в них, как правило, не наблюдается в силу интенсивной милонитизации. В этих породах интенсивно проявлен бластез (А. С. Ескин, 1969), благодаря чему наряду с бластомилонитовой структурой обнаруживается лепидогранобластовая структура. В слюдистых милонитах породообразующими минералами являются биотит и мусковит, которые ассоциируют с эпидотом, кварцем и плагиоклазом. Среди этих пород встречаются мусковитовые и двуслюдянные сланцы, содержащиеся в форме порфиробласт-

гранат. В их составе А. С. Ескиным отмечен мусковит, биотит, альмандиновый гранат, плагиоклаз, кварц, иногда дистен, хлоритоид, эпидот. Широким распространением пользуются среди бластомилонитов и бластокатаkläзитов кварциты, в том числе слюдистые. Обычно это белые и светло-серые породы. В них нередки реликты полевых шпатов. Наряду с кварцитами наблюдаются также и бластокатаkläзиты по гранитам с резко повышенным содержанием кварца. Между ними обычны постепенные переходы. В тех и других А. С. Ескиным фиксировалась интенсивная коррозия полевых шпатов и биотитов. По его мнению, большая часть кварца в этих породах — более позднее образование, чем минералы первичного гранитоида, но он всегда имеет черты перекристаллизации, одновременной с новообразованными минералами. Бластомилонитам присуща обычная сланцевая текстура, реже полосчатая, вторичным кварцитам — массивная, сланцеватая.

Породы основного состава, образующие многочисленные дайки в зоне краевого шва, также подвержены диафторезу. Они преобразованы в амфиболиты и амфиболитовые сланцы. Диафторитам этого типа присущи, как отмечает А. С. Ескин, бластокатаkläстические, бластомилонитовые, нематогранобластовые, нематобластовые структуры. Наряду с реликтовыми минералами — роговой обманкой, апатитом и другими в них различаются новообразованные минералы — актинолит, глаукофан, плагиоклаз, близкий к альбиту, или олигоклаз, биотит, мусковит, эпидот. Диафторез амфиболитовой фации проявился также в протерозойских гранитах в районе сел Онгурен и Кочериков. В целом он подобен наблюдаемому в более южных районах. Однако в отличие от последних здесь очень широко развиты дайки послеметаморфических диабазов.

А. С. Ескин (1969) установил, что наиболее характерными в этом районе являются минералы диафторитов, развитых по гранитам приморского комплекса: цоизит, биотит, мусковит, актинолит и глаукофан, альмандиновый гранат, дистен, хлоритоид, альбит и другие плагиоклазы, кварц, пирит. Исследователь резюмировал, что здесь имеют место три фации регионального метаморфизма: зеленосланцевая (зона биотита и менее метаморфизованная часть альмандиновой зоны), фация глаукофановых сланцев и низкие ступени фации альмандиновых амфиболитов (ставролит-кварцевая субфация). Он подчеркнул также, что на фоне названных минеральных парагенезов локально проявлены низкие ступени фации зеленых сланцев (зона хлорита).

При бластезе имели место метаморфическая дифференциация вещества и кремневый метасоматоз, благодаря чему возникли мощные пачки однородных пород, одни из которых обогащены кварцем (или же последний является породообразующим), другие глиноземом. Эти пачки, мощность которых исчисляется нередко десятками и первыми сотнями метров, ограничены, как правило, плоскостями, строго параллельными сланцеватости. Очевидно, можно сделать вывод о том, что пути перемещения вещества при метаморфической дифференциации предопределялись полем тектонических напряжений, в котором происходил этот метаморфизм высоких давлений.

Крутое выдержанное падение сланцеватости, наблюдаемое на всю глубину современного эрозионного вреза (500—700 м), свидетельствует в свою очередь о том, что имевшие здесь место давления были порождены в основном не геостатической нагрузкой, а тангенциальным по отношению к шву сжатием. Это вполне согласуется с представлениями В. С. Соболева (1960) о том, что метаморфизм, подобный наблюдаемому, в краевом шве Сибирской платформы обусловлен «не только весом вышележащих пород», но и другими причинами.

К юго-западу от Приольхонья по простиранию краевого шва степень метаморфизма убывает. Так, в долине р. Голоустной диафторез

приморских гранитов выразился в преобразовании их массивной текстуры в очковую, слабосланцевую. Новые минеральные образования представлены мусковитом, хлоритом, серицитом, клиноцизитом, эпидотом, особенно активно развивающихся по биотиту.

Ольхонская серия раннего докембрая, контактирующая с приморским комплексом гранитоидов по линии Приморского разлома, также подвержена дислокационному метаморфизму, обусловленному развитием краевого шва. Породы ольхонской серии метаморфизованы в общем в условиях высокотемпературной роговообманково-гранулитовой субфации, а в нижней части серии присутствуют породы гранулитовой фации (Павловский, Ескин, 1964). Вдоль краевого шва прослеживается полоса пород этой серии, подверженная ретроградному метаморфизму. Она простирается вдоль подножия Приморского хребта параллельно Приморскому разлому от устья р. Бугульдейки вплоть до Северо-Западного Приольхонья и образует непрерывную полосу шириной в 1—3 км, сужающуюся на юго-западе до первых сотен метров. Со структурой ольхонской серии линейная зона диафторитов образует в плане угловое несогласие. Диафторез пород ольхонской серии выразился в образовании бластомилонитов и милонитов. В минералогических ассоциациях диафторитов широко развиты биотит, эпидот, микроклин, альбит, кварц, мусковит. Структура диафторитов обычно бластомилонитовая, бластопорфировая, лепидогранобластовая, гранобластовая; текстура — полосчатая, сланцевая, очковая.

Продуктами высшей степени метаморфизма среди диафторитов Приморского хребта являются крупнокристаллические сланцы с гранатом и дистеном и сланцы с глаукофаном. Присутствие в бластомилонитах этих минералогических ассоциаций обуславливает некоторые суждения о физических условиях их образования. В прибайкальской ветви краевого шва видное место занимают гранитоиды, объединяемые в приморский комплекс. В естественных выходах они образуют узкую (от 1 до 15 км) полосу, протягивающуюся на 250 км вдоль Байкала почти от истоков р. Ангары до с. Кочерики. Северо-западный край этой интрузии перекрыт протерозойскими осадками. Но судя по картам аномального магнитного поля, ширина перекрытой полосы интрузии составляет лишь незначительную часть от обнажений. Возраст интрузии с некоторой долей условности принимается среднепротерозойским. Наиболее распространенными среди гранитоидов приморского комплекса являются граниты, характеризующиеся высоким содержанием кремнезема и щелочей, незначительным содержанием щелочных земель и некоторым преобладанием калия над натрием (Ескин, 1969). Развиты здесь и нормальные биотитовые граниты и гранодиориты. Пространственная и генетическая связь приморских гранитов с краевым швом представляется бесспорной (Замараев, 1967). Л. И. Салоп (1967) показал, что они возникли путем анатексиса древних пород. Помимо гранитоидов в Приморском хребте относительно широко развиты дайки, линзовидные и штокобразные тела основных пород. За пределами зон диафторитов, в границах полей неизмененных гранитов это обычно небольшие трещинные тела. Среди диафторитов обычны удлиненные линзовидные метаморфизованные тела, ориентированные согласно или почти согласно со сланцеватостью бластомилонитов и бластокатализитов, но довольно быстро выклинивающиеся как по падению, так и по простиранию сланцеватости (т. е. без корней). Все это, а также сам факт их тесной ассоциации с диафторитами наводит на мысль о том, что материал, их слагающий, мог выделиться из глубинных пород субстрата при его дифференциации в процессе метаморфизма подобно тому, как обособились мощные пачки пород, обогащенных кремнеземом (кварциты) или же глинизом (слюдистые сланцы).

ВНУТРИПЛАТФОРМЕННЫЕ РАЗЛОМЫ ГЛУБОКОГО ЗАЛОЖЕНИЯ

Наиболее важным объектом среди разрывных нарушений цоколя юга Сибирской платформы является зона Ангаро-Вилойского глубинного разлома. Она окаймляет Тунгусскую синеклизу с юго-востока. Дискуссионность постановки вопроса о выделении этой зоны обусловливается тем, что в осадочном чехле она, как считалось, проявляется по ряду второстепенных признаков. В настоящее время реальность ее существования становится очевидной. Прежде всего следует отметить, что вдоль Ангаро-Вилойского разлома очень интенсивно проявился трапповый магматизм, свидетельствующий о большой раздробленности цоколя. Именно эта зона разделяет такие различные по стилю тектонического развития структурные области как Ангаро-Ленский краевой прогиб и Тунгусская синеклиза. Здесь интенсивно проявился и трубочный вулканализм; наконец, она хорошо отражается в магнитном поле сменой линейных аномалий мозаичными.

К важным признакам существования разлома относится план складчатых структур северо-западной части Ангаро-Ленского краевого прогиба. Складки Непской зоны притыкаются под острыми углами к зоне разлома и образуют своеобразный рисунок, характерный для сдвигов и известный под наименованием «структуры конского хвоста». Характер сочленения и парагенез деформаций вблизи зоны разлома свойствен правосторонним сдвигам. Наличие флексурообразного изгиба от Ангаро-Ленского краевого прогиба к Тунгусской синеклизе предполагает проявление в зоне глубинного разлома и сбросовой составляющей.

Другим крупным нарушением цоколя южной части Сибирской платформы является Ангаро-Катангский глубинный разлом, ограничивающий с юго-запада Тунгусскую синеклизу. На юго-восточном отрезке он фиксируется Окино-Вихоревской флексурой, протягивающейся от восточного окончания Иркинеевского выступа через зону Ангарских складок вдоль р. Оки до района ст. Зима (Замараев и др., 1962). Помимо флексурного изгиба палеозойских пластов этот разлом фиксируется серией кулисных складок, цепочкой протягивающихся от Иркинеевского выступа до зоны верхнеангарских дислокаций. Судя по ориентировке сопутствующих складок, можно предполагать наличие правого сдвига вдоль юго-восточного отрезка Ангаро-Катангского разлома. Параллельно Ангаро-Вилойскому разлому (Ангаро-Непскому сдвигу) намечены еще две линии скола: Илимо-Тунгусский и Усть-Кутско-Киренский сдвиги.

Наиболее крупное разрывное нарушение на юге Иркутского амфитеатра — Иркутско-Непский разлом, протягивающийся в субмеридиональном направлении более чем на 800 км — от г. Иркутска до среднего течения р. Непы. Параллельно ему вдоль р. Ангary намечается Ангарский разлом (Ансимов, Замараев, 1960). На востоке Иркутского амфитеатра существует система разломов северо-западного простирания. Наиболее отчетливо выражен Седановский, прослеживающийся от р. Лены в районе д. Басово через среднее течение р. Иlima до д. Шестаково. К северо-востоку от него расположен ряд других параллельных разломов. Указанные разрывные нарушения цоколя выделены по геофизическим данным (Одинцов и др., 1962; Савинский, 1964).

Глубинные разломы внутриплатформенных участков по времени заложения в большей своей части, вероятно, соответствуют этапу формирования осадочного чехла. Эти разломы создали сложноблоковую структуру фундамента платформы и предопределили заложение структур типа авлакогенов. Подавляющая часть внутриплатформенных глубинных разломов имеет северо-западное или близкое к меридиональному простирание. Хорошо изучены глубинные разломы Алданской антиклизы, в пределах которой выделяются Токкинский, Амгинской, Тыр-

кандинский, Улканский, Нелькано-Кыллахский. Возникновение двух первых относится к позднему архею и сопряжено с блоковыми движениями фундамента в период заложения олекминской авлакогенной ветви Становой геосинклинали. Они отделяют древнейшие образования Алданского щита и Чарской глыбы от образований олекминской ветви, между которыми установлено несовпадение структурных планов складчатых систем (Судовиков и др., 1964). На поверхности разломы выражены многочисленными субмеридиональными разрывами, которые сопровождаются зонами милонитизации и кливажа. С ними связан также ряд сравнительно небольших шовных прогибов субмеридионального простираия, выполненных раннерифейскими вулканогенно-осадочными образованиями субганской серии (Лазько, 1956). Система разломов активна и в настоящее время, что подтверждается приуроченностью к ним эпицентров землетрясений (Кочетков, 1965). В магнитном поле данным разломам соответствует зона положительных аномалий.

Анализ расположения мелких разломов и ориентировки складчатых структур показывает четко проявленное правостороннее сдвиговое смещение по Амгинскому глубинному разлому. Аналогичные движения, вероятно, происходили и по Токкинскому, хотя фактических данных, подтверждающих это, не имеется.

В пределах восточной окраины Алданского щита выделяется система разломов субмеридионального простираия, состоящая из Улканского, а также Нелькано-Кыллахского. Они отделяют от древних архейских образований Алданского щита батомгский метаморфический комплекс позднего архея (Мокшанцев и др., 1968; Дзевановский, 1970), который, вероятно, выполняет структуры типа авлакогенов. Эти разломы влияли на формирование раннебайкальских приразломных прогибов, выполненных осадочно-вулканогенными образованиями уянской серии маймаканского комплекса. Особенности морфологии глубинных разломов Тыркандинской, Улканской, Нелькано-Кыллахской зон подробно описаны К. Б. Мокшанцевым (1968).

На границе Шарыжалгайского выступа с Урикско-Ийским грабеном развита полоса многочисленных сопряженных разломов северо-западного простираия, составляющих в целом Точерский (Хусан-Жалгинский) разлом. Зона влияния последнего отражена продольными линейными блоками, имеет ширину в несколько километров. Она выражена полосой милонитизированных и катаклазированных пород, резкой сменой степени метаморфизма. А. П. Таскин отмечает, что милонитизации подверглись породы обоих крыльев разрыва. Более значительные изменения претерпели гнейсы Шарыжалгайского выступа. Ширина зоны измененных пород составляет от 200—300 до 800—1000 м. Плоскость сместителя на юго-восточном отрезке разлома падает на юго-запад под углами 60—85°, к северо-западу до 80—90°.

Хульцайский разлом отделяет среднепротерозойские отложения Урикско-Ийского грабена от нижнепротерозойских образований Хульцайского блока, насыщенного интрузиями гранитоидов саянского комплекса. Он прослеживается от р. Белой к р. Оке и далее на северо-запад. По своей величине и структурному проявлению значительно уступает вышеописанным. Разлом предоставлен зоной дробления и милонитизации шириной от 50—100 до 500 м. По типу смещения определяется как взбросо-сдвиг. Его поверхность падает на юго-запад под углами 70—90°.

Урикско-Бельский разлом, ограничивающий Китайско-Окинский блок с юго-запада, повсеместно фиксируется по зоне милонитов и катаклазитов мощностью от 200 до 500—600 м. Линия разрыва в плане довольно извилиста. В бассейне р. Урик она ориентирована по азимуту 270—290°, а плоскость разлома круто (65 — 75 °) наклонена к югу, юго-западу. Далее на северо-запад, в бассейне р. Б. Белой, разлом имеет

азимут простирания $330-340^\circ$, а его плоскость наклонена на северо-восток под углами $60-80^\circ$. Наконец, в своей крайней северо-западной части он прослеживается по серии взбросов и надвигов с падением плоскостей сместителей на северо-восток.

ОСНОВНЫЕ РАЗЛОМЫ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В пределах полициклической Байкало-Становой складчатой системы выделяются крупные глубинные внутригеосинклинальные разломы. Как правило, они имеют субпараллельную ориентировку относительно зоны краевого шва, часто являясь его ответвлениями. В пределах Байкальской горной области выделяются следующие глубинные разломы, в целом составляющие дуги, выпуклые на северо-восток: Абчадский, Байкало-Конкудерский, Номаминский, Сюльбацкий, Парамский, Кильянский, Туркино-Бумбуйский. В пределах Джугджуро-Становой складчатой области — две зоны глубинных разломов, ограничивающих разновозрастные структурные зоны: Джелтулакский и Южно-Тукурингский. Выделяемый здесь Лаприйский глубинный разлом (Судовиков, 1965) составляет исключение, поскольку он не разграничивает разновозрастные структурные зоны, а развит исключительно в образованиях становой серии.

Система глубинных разломов Байкальской горной области наиболее полно описана Л. И. Салопом (1964, 1967). Эти разломы, четко фиксируемые по комплексу геолого-геофизических данных, оказывали существенное влияние на протяжении раннего протерозоя, а также рифейского и палеозойского циклов развития на распределение структурно-фаунистических зон, а также на размещение магматических и метаморфических комплексов (Салоп, 1967). Но в отличие от структурно-формационных зон глубинные разломы функционировали на протяжении нескольких тектоно-магматических циклов. Наши данные по Северо-Байкальскому нагорью, а также анализ литературных источников по остальной части Байкальской горной области позволили выявить интересные особенности, свидетельствующие о наличии сдвиговой составляющей не только по глубинным, но и по оперяющим разломам (Мазуказов, 1969; Мануйлова, 1964).

С востока к байкальской ветви Байкало-Чарского краевого шва примыкают глубинные разломы, имеющие северо-восточное простижение. Они представляют собой мощные зоны рассланцевания, милонитизации шириной 10—15, протяженностью более 300 км. Как правило, они вмещают различные магматические тела. Так, в зоне Абчадского разлома отмечаются образования ирельского, дovskyренского и конкудеро-мамаканского интрузивных комплексов. В зоне Байкало-Конкудерского разлома, ограничивающего с востока Тыйский рифейский прогиб, залегают тела раннепротерозойских и рифейских базитов муйского и дovskyренского комплексов. К ней же приурочены нижнепалеозойские прогибы. В Баргузинской горной стране выделяется зона Баргузинского разлома, отделяющая Котерский синклиниорий рифейского времени от более древних образований Байкальской горной области. Разлом контролирует размещение тел рифейских (икатский) и нижнепалеозойских (бирамынский) базитов, к нему же приурочен нижнепалеозойский Бирямынский грабен.

В Средне-Витимской горной стране на восточном фланге Байкальской складчатой области глубинные разломы характеризуются северо-западным или субмеридиональным простиранием. На своем юго-восточном окончании они испытывают дугообразное изгибание и под острым углом соединяются с Туркино-Бамбуйской зоной глубинных разломов. Выделяются три крупные зоны глубинных разломов — Кильянская, Парамская и Сюльбанская (Салоп, 1967) — протяженностью до 250—

300 км при ширине в 25 км. Зоны эти ограничивают Южно- и Северо-Муйскую глыбы. В соответствии с ними располагаются и нижнепалеозойские грабен-синклинали.

Структуры Байкальской горной области отделены от структур Восточного и Западного Забайкалья Туркино-Бамбуйским (Селенгино-Витимским) структурным швом, протягивающимся в северо-восточном направлении от р. Селенги через бассейны рек Турки, Витимкан, Бамбуйки. В верховьях р. Калар он сливается с зоной Южно-Алданского краевого шва. В качестве самостоятельной структурной единицы, разделяющей области байкальской и каледонской складчатости, разлом был выделен И. Е. Кузьминым в 1960—1962 гг. под названием Туркино-Бамбуйского. В мезозое он проявил себя, как северная граница Западно-Забайкальского вулкано-плутонического пояса, а в кайнозое ограничивает с юго-востока Байкальскую рифтовую зону. Туркино-Бамбуйская зона отчетливо фиксируется по характеру магнитных и гравитационных полей. Историей своего заложения она скорее всего уходит ко времени образования Становой геосикильальной области. В целом зона характеризуется интенсивными процессами рассланцевания и милонитизации пород, обильным насыщением телами базитов и гипербазитов палеозойского и мезозойского возраста, а также формированием узких приразломных грабенов, выполненных раннепалеозойскими и мезозойскими осадками.

В Центрально-Саянском секторе Саяно-Байкальского складчатого пояса в роли основных, оказывающих непосредственное влияние на складчатые деформации пород, выделяются следующие разломы: Главный (его центральная часть), Удинский и Восточно-Саянский. Каждый из них представляет границу раздела складчатых зон различного возраста и рассматривается как глубинный.

Центральный отрезок Главного разлома Восточного Саяна имеет протяженность около 350 км от бассейна р. Оки до р. Мал. Агул. Это сложно построенная, активная и долгоживущая область сочленения Бирюсинской верхнеархейской глыбы с дербинской нижнепротерозойской складчатой зоной. Главный разлом, по данным В. П. Руднева и А. И. Сесько, представляется в виде мощнейшей зоны бластомилонитов, милонитов и диафторитов по архейским, нижне- и среднепротерозойским образованиям, на которые наложена сложная система верхнепротерозойских, вендско-раннепалеозойских, силуро-девонских и средне-верхнедевонских грабенов и прогибов. Отличием центрального отрезка Главного разлома от его юго-восточной части служит то, что в историческом аспекте, начиная от верхнего архея до верхнего девона, он являл собой самостоятельную структурную зону длительного, активного, седиментационного и широко проявленного магматического развития. Ширина этой зоны в бассейне р. Уды составляет около 20 км; в междуречье Хайлам — Ия зона сужается и выражена серией сближенных разломов.

Из раннедокембрийских наиболее отчетливо устанавливается среднепротерозойский этап развития зоны Главного разлома; он определил главные особенности современного ее облика. С ним связаны процессы складчатости, магматизма и метаморфизма, интенсивно проявленные в приразломном среднепротерозойском Инжигейском прогибе. Складчатый комплекс среднего протерозоя, наложившись на область сочленения Бирюсинской глыбы и Дербинской зоны, как бы спаял ее, превратил в менее подвижную зону, в пределах которой вновь образующиеся грабены и прогибы с течением времени все более и более сокращались в размерах. Этот складчатый комплекс представлен плитчатыми известняками с прослоями кварцитов сарлыкской свиты; филлитовидными кварц-серicitовыми сланцами, андезитовыми и диабазовыми порfirитами, туфами, известняками инжигейской толщи; габ-

бро, диабазами, габбро-диоритами монкресовского и гранитоидами саянского комплексов.

Метаморфизм зоны Главного разлома в его центральном отрезке характеризуется разнообразием генетических типов, многоэтапностью своих проявлений, различной интенсивностью каждого этапа. В среднем протерозое процессы метаморфизма были проявлены наиболее интенсивно и широко. А. И. Сезько для данного района выделяет две фации регионального метаморфизма в зоне Главного разлома Восточного Саяна: зеленосланцевую и альмандин-амфиболитовую. Показательно резко неоднородное распределение фации метаморфизма на местности по простиранию, особенно вкрест простирации зоны. Для осадочных серий среднего протерозоя этот метаморфизм явился основным и прогрессивным; для магматических нижне- и среднепротерозойских комплексов, метаморфических комплексов нижнего протерозоя и архея он был регressiveным. Помимо развития фации регионального метаморфизма в зоне разлома мощное развитие в бассейне р. Джуглым получили процессы кварц-щелочного метасоматоза.

Зеленосланцевая фация метаморфизма больше тяготеет к северо-западной части центрального отрезка Главного разлома, к бассейнам рек Большой Агул, Малый Тагул, Гутары, Большой Бирюсы, Альмандиново-амфиболитовая фация установлена в юго-восточной части центрального отрезка Главного разлома, в бассейне рек Уды и Хайламы; пользуется она резко неравномерным распространением; в этой же части отрезка вкрест простирации зоны отмечаются блоки зеленосланцевой фации.

В областях развития зеленосланцевой фации минеральные парагенезисы прогрессивно метаморфизованных пород сарлыкской свиты и инжигейской толщи отвечают кварц-альбит-мусковит-хлоритовый и кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфациям. Широко распространены диафториты по гранитоидам саянского комплекса и габброидам монкресовского. Последние внешне выглядят как зеленые сланцы, сильно перемятые, развалцованные, с бесчисленными зеркалами скольжения, плоскости которых ориентированы во всевозможных направлениях.

В устье р. Джуглым В. П. Рудневым и А. И. Сезько был установлен постепенный переход зеленых сланцев в милонитизированные габброиды, сохранившие местами габбровую структуру. В слабометаморфизованных разновидностях габброидов развиты серicitизация или полная соссюритизация плагиоклаза, эпидотизация, хлоритизация и карбонатизация всей породы, амфиболитизация пироксенов. В зонах интенсивной милонитизации первичные габбровые структуры не сохраняются, породы перекристаллизовываются и приобретают облик зеленых сланцев. В бассейнах рек Джуглым и Джуктыр диафториты, слагающие узкий тектонический блок, представлены зелеными сланцами кварц-эпидот-хлоритового состава; в этом же блоке сохранились слабо метаморфизованные основные породы. Под микроскопом на фоне первичных минералов (роговой обманки, основного плагиоклаза и др.) чаще всего устанавливаются хлорит, эпидот, альбит, актинолит, биотит, отвечающие низко- и среднетемпературным субфациям зеленых сланцев.

Саянские розовые граниты в зоне разлома имеют лепидогранобластовую и порfirогранобластовую структуру. Первичные минералы в них представлены калишпатом, плагиоклазом, кварцем, биотитом. Метаморфическими являются мусковит, хлорит, эпидот, клиноцизит, «давленный» кварц, «расташенный» биотит.

Сланцевость в милонитах и бластомилонитах по габброидам и гранитам северо-западного простирания с падением на юго-запад под углами 70—90°.

Участки развития пород амфиболитовой фации ретроградного метаморфизма по габброидам наблюдаются в бассейне р. Хайламы и южной части Монкесовского массива, примыкающей к зоне Главного разлома. Широким распространением здесь пользуются ортоамфиболиты и метагаббро. Метаморфизованные габбро обладают нематогранобластовой структурой с реликтами габбровой. Состоят они из роговой обманки (60—75%), плагиоклаза, реже биотита, кварца. Роговая обманка чаще всего вторичная. Диафториты высокой степени метаморфизма (амфиболитовая фация) наблюдались по р. Уде, выше устья р. Джуглым, где они представлены гранатовыми ортоамфиболитами.

Магмоконтролирующая роль центрального отрезка Главного разлома видна отчетливо. В пределах зоны разлома широко развиты тектонические клинья, заполненные габброидами монкесовского и гранитоидами саянского комплексов. Причем эти интрузии не выходят за пределы зоны разлома, их нет в примыкающем Дербинско-Алыгджерском антиклиниории.

Удинский глубинный разлом, выделенный А. И. Сезько (1965) при решении проблемы о возрастных и территориальных границах между дербинским и кувайским осадочно-метаморфическими комплексами, отделяет Дербинскую нижнепротерозойскую складчатую зону от Байкальской (средне-верхнепротерозойской). Ранее этому разлому не придавалось большого структурного значения, он рассматривался как один из многих частных разрывов, рассекающих внутреннее поле дербинской серии. Протяженность его в пределах только центральной части Саян более 300 км; от бассейна р. Ии он вначале прослеживается в широтном направлении на расстоянии около 150 км, затем делает плавный изгиб и в верховьях р. Казыр простирается в северо-западных азимутах. Ширина зоны достигает 1 км и более; выполнена она милонитами, брекчиями, катаклазитами; часто сопровождается мощнейшими зонами окварцевания и сульфидной минерализацией (пирит, халькопирит). В зоне влияния Удинского разлома развиты процессы низко- и высокотемпературного диафтореза по породам дербинской серии, сопровождающиеся формированием мигматитов, что свидетельствует о принадлежности его к категории зон высокой проницаемости.

Время заложения Удинского разлома, по-видимому, следует относить к нижнему протерозою, поскольку складчатые структуры дербинской серии согласуются с его изгибами по простирианию. Он является северной границей полосы распространения интрузивных массивов ханского и кадырского комплексов, имеющих среднепротерозойский, по данным А. И. Сезько, возраст. Зона этого разлома определяется многочисленными разломами второго порядка. Плоскости смещителей чаще падают на юг; углы падения составляют 60—90°. В целом Удинский разлом можно характеризовать как мощную тектоническую зону взбросо-надвига, сочетающуюся со сдвигом.

Восточно-Саянский разлом (Зоненшайн, 1959) ограничивает с юга байкальскую складчатую зону в пределах центральной части Восточного Саяна и отделяет ее от каледонид Алтая — Саянской области. Начиная от бассейна р. Ии, где отщепляется от Главного разлома, он простирается в широтном направлении на 150 км, затем плавно поворачивает на северо-запад и идет до р. Енисей, имея общую протяженность около 500 км. Зона Восточно-Саянского разлома под углами 60—90° наклонена обычно к северу или северо-востоку и, вероятно, может быть охарактеризована как взброс.

Восточно-Саянский разлом, разделяя байкальские и каледонские интрузии, является магмоконтролирующей структурой; последние в ряде мест затрагивали краевые части байкалид, внедряясь по зоне разлома. Таким образом, байкальская зона складчатости в Центральных Саянах располагается между Удинским и Восточно-Саянским раз-

ломами, которые контролировали все основные процессы ее тектонического развития: седиментацию, складчатость, метаморфизм и магматизм. Заложение его, вероятно, относится к началу нижнего протерозоя. В среднем палеозое зона Восточно-Саянского разлома была активизирована, что нашло свое отражение в мощном проявлении субщелочного магматизма.

Важная особенность процесса деформации земной коры Восточной Сибири — возникновение обширных сколовых зон. По ним смежные блоки испытывали взаимные горизонтальные перемещения. Наиболее часты такие сколы в сфере влияния краевого шва, где они расекают как края кратона, так и складчатую область. На Прибайкальском крае кратона, перемещавшемся относительно байкальской складчатой области по правилу левого сдвига, такие сколы концентрировались в Непском, Иркутском и в некоторых других районах. Они охватывали большие глубины Земли. По ним в ряде случаев происходили заметные сдвиговые смещения, приведшие к возникновению линейных складок или даже их групп в осадочном чехле платформы.

Положение сколов относительно краевого шва и направление горизонтальных движений по ним вполне закономерны. В восточной части внутреннего поля Иркутского амфитеатра по всем разломам, имеющим сдвиговую составляющую, — Непскому, Дубровскому, Жигаловскому, Верхоленскому — происходило правостороннее смещение. В целом восточная часть Сибирского кратона, располагающаяся у подножья Байкальской горной области, смещалась по правилу левого сдвига — прибайкальская ветвь краевого шва выступала при этом в роли левого сдвига первого порядка. Сдвиги внутреннего поля амфитеатра будут при этом сколами третьего порядка. Сдвиги второго порядка откалывали от края кратона довольно крупные блоки. Например, блок, расположенный между Жигаловскими сколами и прибайкальской ветвью краевого шва, имеет ширину 200, а протяженность более 300 км. Он разбит, в свою очередь, другими — вернеленскими сколами. Не менее обширен и блок, заключенный между непскими сколами и краевым швом. Все сколы косо ориентированы к краевому шву и образуют с ним угол, открытый на юго-запад. Между собой они более или менее параллельны и затухают в направлении с северо-востока на юго-запад.

Сколы третьего порядка возникновением обязаны левостороннему смещению кратона относительно Байкальской складчатой системы. В результате происходило раскальвание земной коры на краях кратона и складчатой системы. Благодаря этому на краю кратона выкальвались громадных размеров глыбы, подверженные заметным горизонтальным смещениям. Эти сдвиги развивались по сколам третьего порядка. Отрезки Прибайкальской ветви краевого шва, имеющие северо-восточное простирание, есть, вероятно, сколы первого порядка. Таковой же является и Становая ветвь краевого шва Сибирской платформы. Субмеридиональные отрезки краевого шва выступают, возможно, в роли сколов второго порядка, по которым также развивались левосторонние сдвиговые смещения. К числу их может быть отнесен отрезок краевого шва, расположенный между верховьями р. Киренги и долиной р. Кутимы, а также субмеридиональный отрезок, разграничитывающий Чарскую глыбу и Витимо-Патомскую складчатую дугу.

Субмеридиональные сколы второго порядка могли развиваться не только как сдвиги, но и как раздвинги. Возможно поэтому подобные разломы и контролируют распространение мощных толщ эфузивов — аkitканской серии Прибайкалья, сублукской серии Восточного Саяна, уянской серии Учуро-Майского района. Вероятно, сколами второго порядка являются и субмеридиональные разломы фундамента южной части Сибирской платформы, выделяемые (Анисимов, Замара-

ев, 1962; Савинский, 1964) при анализе магнитных и гравитационных полей.

Крупная зона скальвания возникла в земной коре Восточного Саяна во время слюдянской деформации на месте юго-западного фаса Бирюсинской глыбы. Деформация бирюсинской серии осадков произошла в результате косого поддвигания Сибирского кратона под Восточно-Саянскую геосинклиналь. Складчатые структуры бирюсинской серии поэтому будут структурами продольного смятия. Их сигмоидальные изгибы возникли вследствие косого по отношению к простиранию геосинклинали приложения максимальных нормальных сжимающих напряжений.

Плановый рисунок Бирюсинской складчатой структуры свидетельствует о том, что она имеет ограничения, близкие к первичным как по северо-восточному, так и по юго-западному фасам глыбы. Северо-западное ограничение — конседиментационное и совпадает с краевым швом Сибирской платформы. Юго-западный фас глыбы не первичен; судя по фациям осадков геосинклиналь простиралась далеко на юго-запад. Обрушение имело место здесь в преддербинское время, о чём свидетельствуют фации дербинской серии и факт некоторого срезания складок Бирюсинской глыбы Главным Саянским разломом. Тем не менее это не затушевывает приспособляемости бирюсинских складок к названному разлому.

В целом структура Бирюсинской глыбы представляется сформированной в левосторонней сдвиговой системе под воздействием пары сил. Одна из них действует под влиянием перемещения кратона относительно складчатой системы. Для объяснения другой необходимо допущение образования сколовой зоны на месте Главного Саянского разлома, на том его отрезке, где он разделяет Бирюсинскую и Дербинскую глыбы. Сам факт существования разлома в этом месте очевиден. Нужны лишь доказательства того, что он заложен во время слюдянской складчатости. Они имеются и достаточны для однозначного суждения. В частности, вполне определенно указывает на это плановый рисунок складок бирюсинской серии и метаморфическая зональность. На отдельных участках Бирюсинской глыбы отмечено убывание степени метаморфизма в направлении от центральных частей складок к их периклиналям, т. е. одновременно при приближении к краевому шву и Главному Саянскому разлому.

Другой крупной зоной скальвания, возникшей также во время слюдянского диастрофизма, является Абчадский разлом. Весьма внушительны размеры Селенгинско-Витимской зоны скальвания, развивавшейся в течение длительного времени.

Становление подобных сколов стало, вероятно, возможным лишь благодаря горизонтальным движениям. Характернейшая их особенность заключается в весьма глубоком проникновении. Как следствие этого, они существенно влияют на стиль и морфологию складчатости продольного смятия, на зональность метаморфизма высоких давлений, а также на пространственное положение изверженных пород. Если рассматривать прибайкальскую и присаянскую ветви краевого шва в качестве сколов первого порядка, то сколы внутри складчатого пояса выступают уже в роли разломов второго порядка.

Региональные сколы образовывались на разных стадиях геосинклинального процесса. В процессе общих деформаций, в частности в слюдянское и дербинское время, нарушения возникали в пластической среде и активно влияли на процесс складчатости, предопределяя целостность структурного рисунка складчатых зон. При заложении новых бассейнов по этим зонам скальвания происходило обрушение, опускание участков земной коры, осуществлявшееся уже в относительно крупной среде. Подобным образом развивались, в частности, Главный

Саянский разлом по южному фасу Бирюсинской глыбы, Абчадский разлом и другие.

В тектонической структуре хребта Хамар-Дабан выделяются мощные протяженные зоны динамометаморфических диафторитов. Наиболее крупные из них — Утуликская и Снежнинско-Оронгудойская — выявлены В. Г. Беличенко (1969) и А. А. Шафеевым (1970). Две другие Зун-Муринская и Уругудеевская — установлены исследованиями И. В. Сумина и Л. П. Никитиной (Никитина, 1959). Протяженность отдельных зон достигает 130, ширина — до 7 км. Они простираются параллельно складчатым структурам и приурочены, как правило, к приосевым частям крупных синклиниорных структур. Группа сближенных зон — Снежнинско-Оронгудойской, Зун-Муринской и Уругудеевской — обнаруживает стремление к кулисообразному расположению и пространственно тяготеет к Джидино-Тиссинской линии. В петрографическом отношении зоны представлены весьма однообразными филлитоподобными мелкоочковыми сланцами (филлонитами). Минеральные преобразования в пределах зон повсеместно имеют ретроградный характер, выражющийся в замещении более высокотемпературных субфаций кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфацией (Шафеев, 1970).

К рассматриваемым зонам приурочены массивы и дайки разновозрастных пород различного состава. В западных частях Утуликской и Снежнинско-Оронгудойской зон располагаются тела раннепалеозойских гипербазитов цакирского комплекса. В Утуликской зоне развит комплекс разнообразных по составу дайковых пород мезо- и кайнозойского возраста. К Уругудеевской и Снежнинско-Оронгудойской зонам приурочены массивы мезозойских амазонитизированных гранитов.

По р. Шубутуй выявлены некоторые особенности строения и характер дислокаций Утуликской зоны рассланцевания. На этом участке ширина зоны достигает 6 км. Ее границы фиксируются довольно четко по появлению порфиробласт альбита и переходу сланцев в милониты. По характеру и степени дислокации зона имеет асимметричное строение, выражющееся в наибольшей степени милонитизации вдоль ее северной границы в полосе шириной 500 м. Здесь породы интенсивно разваликованы, имеют ясную очковую свилеватую текстуру. Хотя милонитизация проявлена по всей ширине зоны, ее интенсивность меняется от места к месту. Можно встретить участки, где она проявлена незначительно, и в таком случае видна первично-слоистая текстура сланцев. По простирианию и падению как вся зона в целом, так и сланцеватость милонитов внутри ее параллельны направлению сланцеватости (кливажа) вмещающих черных углистых биотит-хлорит-серийтовых микросланцев (простириание широтное, падение на юг под углом 65—35°, с колебаниями до 90—125, угол 15—55°. Во всех случаях движение мерами элементов залегания, и последующая обработка на круговых диаграммах показали, что эти формы легко группируются по типу и ориентировке. Плоскости сланцеватости милонитов, по существу, служат зеркалами скольжения с ясными бороздами и штрихами. Направление погружения последних в среднем по азимуту 108°, угол 35°, с колебаниями до 90—125, угол 15—55°. Во всех случаях движение определяется как левый сбросо-сдвиг.

Мелкие складки типа волочения встречаются довольно редко на участках, менее затронутых милонитизацией. Размах крыльев исчисляется сантиметрами и дециметрами. Все без исключения складки имеют четкий асимметричный левосторонний рисунок. Шарниры их параллельны плоскостям сланцеватости милонитов, с крутым залеганием. На диаграмме они образуют пояс вдоль граммапроекции сланцеватости, ограниченный по азимуту переделами юго-восток 130° — юго-запад 255°, а по углу — 45—87°; максимум сгущения точек замеров отвечает залеганию юго-запад 190°, угол 70°. Ориентировка и рисунок складок волю-

чения указывают, что движения в момент их образования имели характер левого сдвига, иногда со сбросовой или взбросовой составляющей.

Микроплойчатость, по-существу, — это складчатость с размахом крыльев от долей до первых миллиметров. Она встречается повсеместно и придает поверхностям сланцеватости милонитов характерное тонкоребристое строение. Микроплойки в поперечном сечении асимметричны и имеют вид складок волочения. Выявлено два направления шарниров этих складок: крутое юго-западное (микроплойчатость I) и пологое широтное (микроплойчатость II). Шарниры микроплойчатости I на диаграмме концентрируются вокруг точки, отвечающей направлению юго-запад 255° , угол 40° . По наклону осевых поверхностей микроплоек устанавливается, что они образованы дифференциальными движениями, происходившими по типу левых сбросо-сдвигов. На такое же движение указывают и вышеописанные борозды и штрихи скольжения, которые образуют прямой угол с шарнирами микроплойчатости I. Те и другие являются, таким образом, сопряженными. Шарниры микроплойчатости II имеют среднестатистическую ориентировку запад-юго-запад 268° , угол 10° . Осевые поверхности плоек повсеместно наклонены в сторону падения сланцеватости милонитов, что позволяет рассматривать их как результат дифференциальных движений типа сбросов.

Линейность минералов, в основном хлорита и серицита, реже кварца, распространена в милонитах весьма широко. Ее ориентировка согласуется с направлением тех или иных из вышеописанных структурных форм. На диаграмме поля сгущения замеров линейности совпадают с таковыми шарниров складок волочения и борозд скольжения. Значительно реже наблюдалась линейность, совпадающая с шарнирами микроплойчатости I, и не встречено параллельной микроплойчатости II. Очевидно, что линейность, следующая штрихам и бороздам скольжения, относится к типу а-линейности, а параллельная шарнирам складок и плоек — типу в-линейности.

По взаимоотношениям различных структурных форм устанавливается следующая последовательность их образования: 1) складки волочения и линейность, параллельная им ширинами; 2) штрихи, борозды скольжения, микроплойчатость I и сопутствующая им линейность; 3) микроплойчатость II. Намечается, таким образом, три этапа тектонической «жизни» Утуликской зоны. Эволюция движений от этапа к этапу проходила по схеме: левый сдвиг — левый сбросо-сдвиг — сброс.

Многоэтапность дислокаций и многофазность магматизма в Утуликской зоне свидетельствуют, что она сохраняла активность весьма длительный период. О времени ее заложения можно заключить из следующего. Выше указывалось, что складки волочения приурочены к участкам, наименее подверженным милонитизации. В таких участках нередко видна первичная слоистость, которая и образует рассматриваемые складки. Интенсивно развит кливаж течения, совпадающий с осевыми поверхностями складок и, в целом, непараллельной сланцеватости милонитов прилежащих участков. Породы, смятые в складки, по составу и облику почти ничем не отличаются от пород фации зеленых сланцев, а сами складки весьма близки синметаморфической складчатости вмещающих толщ, отличаясь от нее лишь крутым погружением шарниров. Изложенное заставляет нас считать, что наиболее древнее фиксируемое движение по зоне совпадает с периодом регионального метаморфизма пород хангурульской серии, т. е. относится к байкальскому этапу тектогенеза. Последующие — милонитизация, диафторез и альбитизация — происходили уже на фоне проявившейся метаморфической зональности. Они сопутствовали второму, сбросо-сдвиговому, этапу движений по зоне, связанному, по-видимому, с формированием каледонид. Наиболее поздние сбросовые перемещения, вероятно, отвечают времени образования Байкальского свода.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Тесно связаны с развитием краевых или пограничных структур краевые вулканические и вулкано-плутонические пояса. Они, как правило, тяготеют к структурным ограничениям Сибирской платформы и складчатого пояса, иногда вторгаются в последний, располагаясь по границе разновозрастных складчатых зон, а местами и в теле платформы. Своим появлением вулканические и вулкано-плутонические пояса отображают определенные динамические процессы и, как правило, приурочиваются к начальным периодам крупных этапов тектонического развития коры, знаменуя стадии ее расширения. Кроме того, отмечаются вулканические пояса несколько меньших размеров в периферических частях платформы и зонах ранней завершенной складчатости. Все они без исключения контролируются зонами глубинных разломов.

Вулканические пояса с некоторыми перерывами в дистальном направлении довольно отчетливо очерчивают восточную и юго-восточную, юго-западную и западную границы Сибирской платформы (Замараев, 1967). В настоящее время наиболее детально изучен Прибайкальский краевой вулканический пояс, прослеживающийся в виде непрерывной полосы шириной до 60 км на протяжении более 900 км. Восточная граница его почти повсеместно проходит по тектоническому контакту с суперкустальными образованиями архея и нижнего протерозоя. С запада пояс обрамлен терригенными отложениями верхнего протерозоя, которые имеют как тектонические, так и трансгрессивные контакты с образованиями вулканического пояса. Если восточная граница достаточно четко показывает пределы распространения осадочно-вулканогенных толщ в сторону внутренней части Северо-Байкальского нагорья, то западная граница развития этих образований неясна. С учетом данных геофизических исследований, осадочно-вулканогенные толщи акитканской серии распространены к западу от современного выхода сравнительно нешироко: в пределах 20—30 км (Замараев, 1967). В строении вулканического пояса принимают участие осадочно-вулканогенные образования, объединяемые в акитканскую серию, плутонические и субвулканические интрузии гранитоидов ирельского и приморского комплексов.

Анализ пространственного размещения различных образований свидетельствует о том, что единый вулканический краевой участок пояса по своему строению распадается на три различно построенных отрезка: краевые его ветви (юго-западная и северо-восточная) сложены гранитами, а центральные — эфузивами. На геологической карте ясно отражается тесная связь гранитоидных массивов и вулканических полей. Анализ геофизических исследований показывает, что центральная часть вулканического пояса состоит из ряда впадин, имеющих специфический характер, выражющийся в создании структур с преобладанием эфузивов и структур, где площади гранитоидных массивов резко превосходят связанные с ними эфузивы. Фундаментом служат образования, параллелизуемые с образованиями муйского комплекса нижнего протерозоя.

Прибайкальский краевой вулканический пояс (Хренов и др., 1966; Бухаров, 1966) сложен интрузивными, эфузивными и пирокластическими образованиями. По положению эфузивов в стратиграфическом разрезе, по преобладанию лав того или иного состава внутри пояса выделяются две различные эфузивные формации (Бухаров, 1966; Мац и др., 1967). Наиболее древняя, андезито-дацитовая, выделена в домугдинскую свиту Акитканского хребта, а вторая — трахиалипаратовая, слагает более верхние части стратиграфического разреза и объединяет хибеленскую свиту Байкальского хребта и чайскую — Акитканского. Весь комплекс пород входит в состав акитканской серии. Возраст

вулканитов серии определяется цифрами абсолютного возраста в 1560—1710 млн. лет (Мануйлова, 1964). Вулкано-осадочные и вулканогенные породы Прибайкальского вулканического пояса формировались в узком троогообразном прогибе, возникшем в начале байкальского мегациклла в зоне краевого шва. Положение вулканического пояса было предопределено зонами глубинных разломов, поэтому он является частным выражением зоны краевого шва. В центральных частях пояса шло образование ирельского комплекса гранитоидов, генетически связанного с эфузивами. Для этого были особые геологические условия становления магмы, приведшие к возникновению массивов изверженных пород переходного типа от собственно интрузивных к эфузивным. В составе ирельского комплекса выделяют три фазы: к первой относятся порфировидные диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, ко второй — порфировидные граниты, граносиениты, граносиенит-порфиры, к третьей — аляскитоидные граниты, граносиениты.

Рассмотрение закономерностей структурного и пространственного расположения эфузивов двух вышеназванных формаций приводит к выводу о несколько отличных условиях их формирования. Отчетливое линейное расположение эфузивов андезито-дацитовой формации, почти полное отсутствие в их разрезах туфов и грубого вулканокластического материала, весьма значительная протяженность (десятки километров) и их объем, а также тесная связь эфузивных пород с гипабиссальными интрузиями ирельского комплекса, образующими прерывистую цепь линейно-вытянутых тел,— весь этот комплекс данных свидетельствует о преобладании трещинных излияний в начальный период становления вулканического пояса.

Для более молодой трахилипаратовой формации, с которой связано формирование больших масс пирокластов и лав липаритового состава, установлены довольно хорошо сохранившиеся палеовулканические постройки (Бухаров, 1966). Как показал в своих работах А. А. Бухаров, в вулканической деятельности этого этапа отчетливо проявляются два периода: начальный — эксплозионный и поздний — существенно-эфузивный.

В целом для Прибайкальского вулканического пояса отмечаются особенности, характерные для большинства древних и молодых вулкано-плутонических зон Земли. Эволюция магматического очага шла в направлении от более основных и средних пород в начальные периоды формирования вулканогенного пояса к кислым магматическим образованиям на заключительных этапах развития. Кроме того, эволюция вулканических аппаратов развивалась по схеме трещинные излияния — кальдеры опускания — стратовулканы — экструзии (Бухаров, 1966).

Все магматические образования, развитые в пределах вулканического пояса, составляют единую комагматическую серию и связаны общностью магматического очага, что подчеркивает также анализ эволюции химического состава эфузивных и интрузивных пород. Формирование вулканического пояса началось с излияния лав в северо-восточной его части, где они представлены преимущественно субщелочными разностями от трахитов до ортофиров. С эфузивами северной части пояса тесно связаны породы первой фазы ирельского комплекса, представленные диоритами, гранодиоритами, сиенитами; петрохимически они имеют много общего.

Вулкано-плутоническая формация Прибайкалья, несомненно, связана с кислой палингеннной магмой внутриструкового происхождения и представлена сериями андезит-липаратового и габбро-гранодиоритового состава. Доминируют в этом типе формаций умеренно кислые со щелочным уклоном породы, хотя дифференциация приводит к появлению как основных, так и кислых разновидностей. Одним из признаков развития подобных формаций служит появление прогибов, наложенных на глав-

ные складчатые структуры и поднятия. Прибайкальский пояс развивается как пограничная структура одновременно и на древнем цоколе Сибирской платформы, и на складчатой верхнеархейской зоне.

На крайнем юго-востоке Сибирской платформы выделяются осадочно-вулканогенные образования, слагающие раннерифейский вулканический пояс протяженностью около 600 км. По своему пространственному положению единый вулканический пояс четко обособляется на две ветви субмеридионального простирания — Улканскую и Билекчанскую, сходящиеся в районе Придужгурской впадины мезокайнозойского возраста. Улканская ветвь вулканического пояса, тяготеющая к зоне Улканского глубинного разлома, представляет собой приразломный прогиб шириной до 100 км и протяженностью 350—400 км. Выполняют его слабо дислоцированные терригенно-вулканогенные отложения уянской серии нижнего рифея мощностью 2000—2300 м. Их разрез начинается кварцевыми и кварцитовидными песчаниками топориканской свиты, а выше залегают основные эфузивы и грубокластические терригенные породы. Затем следует элгетейская свита, представленная кварцевыми порфирами с линзами игнимбритов, чередующихся с разнообразными песчаниками. При изучении распространения свит по латерали видно, что в начальную стадию развития прогиб был сравнительно узким, а впоследствии постепенно расширялся.

Образование вулканогенных пород сопровождалось комагматическими интрузиями габбро-гранофировой формации, представленной главным образом гранофирами и рапакивиподобными гранитами Южно-Учурского массива. Время проявления мощной вулканической деятельности в пределах улканской ветви вулканического пояса соответствует времени формирования элгетейской свиты и Южно-Учурского массива и составляет 1800—1930 млн. лет (Гамалея, 1968). Заключительный этап магматической деятельности связан с периодом трехфазного становления Улканского массива, охватывающим 1600—1700 млн. лет.

Билекчанская ветвь вулканического пояса обнажена в Билекчанской зоне смятия Майско-Охотского краевого шва. С востока она ограничена образованиями Ульинского прогиба Охотско-Чукотского вулканического пояса, а с северо-востока — мезозойскими отложениями Южно-Верхоянского синклиниория. Западная ее часть погребена под позднерифейскими образованиями Юдомо-Майского (Восточно-Верхоянского) прогиба. Ввиду отсутствия данных можно лишь предполагать, что вулканогенно-терригенные образования, аналогичные образованиям Билекчанской зоны, имеют значительную распространенность в пределах Юдомо-Майского прогиба. Мощность пород в Билекчанской зоне смятия, близких по составу осадочно-вулканогенным образованиям элгетейской свиты уянской серии Улканского прогиба, оценивается приблизительно в 2000 м.

При анализе положения выделенных ветвей вулканического пояса юго-востока Сибири относительно краевого шва видно, что они занимают крайне различные позиции. Улканский вулканогенно-осадочный приразломный прогиб ориентирован под некоторым углом к зоне краевого шва и по своему местонахождению в пространстве соответствует внутриплатформенным прогибам типа авлакогенов. Билекчанская ветвь вулканического пояса лежит в пределах зоны краевого шва и контролируется глубинными разломами (например, Билекчанским).

В современном денудационном срезе западной части Алданского щита, в полосе распространения верхнеархейских пород олекминского комплекса, охватывающей бассейны рек Яргу и Чучи, выделяются три небольших изолированных грабенообразных прогиба, выполненных осадочно-вулканогенными образованиями субганского комплекса с видимой мощностью 1100—1200 м (Лазъко, 1956). Последние по ряду особенностей своего состава и стратиграфического положения сопостави-

мы с раннерифейскими толщами обрамления Сибирской платформы. Пространственно они тяготеют к крутопадающим дизъюнктивам северо-западного простирания ($340-350^\circ$), объединяемые в две системы глубинных разломов — Амгинскую (Олекминскую) и Токкинскую. По своему положению они соответствуют внутриплатформенным вулканическим поясам или авлакогенам с вулканогенно-осадочным выполнением и имеют торцовое сочленение с зоной краевого шва. Субганский комплекс прорывается небольшими массивами комагматических габбро-диоритов, согласных с простиранием грабенообразных прогибов и, как правило, тяготеющих к зонам региональных разломов. Кроме того, вблизи зон региональных разломов образования субганского комплекса характеризуются сложной и интенсивной складчатостью, постепенно затухающей по мере удаления от разломов.

Во внутреннем поле Иркутского амфитеатра на отдельных локальных участках зафиксированы эфузивы кислого состава, коррелируемые с нижним комплексом рифея (Замараев, 1967). Судя по отрывочным данным, к ним относятся кварцевые порфиры, обнаженные в борту долины р. Иркут близ с. Мосты, а также кварцевые порфиры района д. Новая Уда, вскрытые глубокой скважиной. Вполне вероятно, что эти образования, так же как и образования субганского комплекса западной части Алданского щита, формировались в пределах приразломных прогибов, составляющих единый вулканический пояс внутриплатформенного типа.

ГЛАВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

КРАЕВЫЕ СИСТЕМЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Мнение о том, что древние геосинклинальные процессы слабо воздействовали на окраины платформ, бытовавшее одно время в отечественной геологической литературе, в последние годы было коренным образом поколеблено. С. М. Замараеву (1961, 1967) на примере Сибирской и ряда других платформ удалось показать, что окраинные опускания развивалось на них не только в связи с герцинской и более молодыми складчатостями, но и в более ранние эпохи. Тогда же было подчеркнуто, что такой вывод не только не противоречит теории стадийности развития Земли, на основании которой предполагалось, что додгерцинские структуры разграничения платформ и геосинклиналей могут быть представлены лишь краевыми швами, но и дополняет ее. Был сделан вывод о том, что тектоническая сущность взаимоотношения платформ и геосинклиналей была сходной в течение всего неогея, а направленность и стадийность развития земной коры находила выражение только в предопределении типа краевых опусканий платформ и стиля их развития. Было также высказано мнение о том, что разновозрастные краевые опускания образуют исторический ряд. Дальнейшее изучение характера соотношения платформ, предпринятое нами, и разработка этой проблемы другими исследователями (Зоненшайн и др., 1966; Пущаровский, 1969) позволяют расширить представления в этом направлении. В частности, в несколько ином свете предстают в настоящее время принципы тектонического районирования платформ, по-иному датируется возникновение краевых систем, расширилось понимание сущности самих краевых систем.

С. М. Замараев (1961, 1967), изучая краевые структуры южной части Сибирской платформы, пришел к выводу о необходимости выделения сложнопостроенных краевых систем, которые располагаются на платформенном основании и представляют собой вертикальный ряд ярусно наложенных один на другой разновозрастных прогибов, одинаково тяготеющих к краям платформы. По формационным признакам они квалифицировались как миogeосинклинали, краевые и предгорные прогибы. Для обозначения всего комплекса использовался термин *краевая система*, которому придавалось собирательное значение (Замараев, 1967). Л. П. Зоненшайн, В. П. Поникаров и А. К. Уфлянд (1966) также понимают под краевыми системами удлиненные асимметричные депрессии, располагающиеся на краях платформ и протягивающиеся вдоль границ последних с геосинклинальными областями. Системы являются, как заключают эти исследователи, связующими элементами между платформами и геосинклиналями, но возникают лишь на платформенном основании.

К обсуждению этого вопроса обращался Ю. М. Пущаровский (1969). Он, в отличие от своих прежних работ, вслед за другими исследователями признавал за древними платформами, как и за молодыми, возможность образования глубоких краевых опусканий и называл их перикратонными, являющимися, по его мнению, как и краевые прогибы, резонансно-тектоническими структурами. Нетрудно убедиться, что Ю. М. Пу-

щаровский стоит на позициях отнесения к платформам всех областей континентальной земной коры, не занятых геосинклиналями.

Мы считаем, что далеко не все области завершенной складчатости могут быть причислены к категории платформ. Платформы и складчатые пояса и, как временные категории, геосинклинали — вот основные элементы структуры континентальной земной коры. В этой связи (подчеркнем удачность термина р е з о н а с н о - т е к т о н и ч е с к и е с т р у к т у р ы) мы вынуждены различать среди них ряд структур, расположенных на краях кратонов и ряд таковых, тяготеющих к пригеосинклинальным краям поясов и зон завершенной складчатости. В данном случае нас интересуют структуры первого порядка. Это пришовные прогибы нижнего протерозоя, подобные же прогибы среднего и верхнего протерозоя и, наконец, предгорные прогибы верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Их объединяет то, что все они размещены на краю кратона. Эти структуры в исторической последовательности ярусно накладывались одна на другую, и глубинная природа их одинаковая: они являются компенсационными по отношению к смежным с ними зонами завершенной складчатости. Кроме этого, такие опускания образуют исторический ряд, отражающий направленное и циклическое развитие структуры земной коры Восточной Сибири.

Исходя из вышеизложенного вполне естественно обозначить этот комплекс разновозрастных, генетически родственных структур одним объединяющим их термином — краевая система. Близким является и предложенный Е. В. Павловским термин перикратонное опускание (тектонотипом подобных структур Е. В. Павловский считал не только нижнепалеозойский Ангаро-Ленский прогиб, но и наложенные на него юрские и кайнозойские предгорные прогибы, т. е. термину было придано собирательное значение).

Система краевых структур Сибирского кратона представлена не только прогибами. Сюда же должны быть причислены валообразные поднятия и разломы, нередко отделяющие указанные прогибы от плиты, а также краевые авлакогены. Пользуясь формационным признаком, здесь не всегда удается получить однозначный вывод о том, к какому ряду — платформенному или геосинклинальному — относятся отдельные краевые структуры, входящие в состав краевых систем. Более универсален в данном случае учет того, на каком субстрате и по какую сторону от краевого шва развивался прогиб. С этих позиций все прогибы краевых систем оказываются лежащими на кратоне. В то же время эти структуры выступали в роли пограничных между плитой и складчатым поясом. Через краевой шов они были сопряжены с краевыми геантклинальными поднятиями геосинклинальной системы. И если краевые системы располагались на кратоне, то краевые геантклинальные поднятия являлись составными частями складчатого пояса. В свою очередь эти пограничные структуры разделялись краевым швом и сопутствующими ему краевыми вулканическими поясами. Краевые опускания — структуры платформенные, а краевые геантклинальные поднятия находятся в геосинклинальном их ряду. Однако краевой шов не может быть причислен ни к тем, ни к другим. Этот глубинный разлом пограничный в полном смысле слова и стоит в одном ряду с платформой и геосинклиналью по своей значимости в структуре земной коры.

На Сибирской платформе выделяются три краевые системы — Присаяно-Енисейская, Прибайкальская и Приверхоянская. Будучи заложенными еще в докембрии, они, подчиняясь тектонической периодичности, формировались вплоть до кайнозоя. Присаяно-Енисейская система состоит из среднепротерозойского и рифейского пришовных прогибов, нижнепалеозойского краевого прогиба, позднепалеозойских и мезокайнозойских предгорных прогибов, а также Тунгусской краевой синеклизы. Сходный набор структур составляет и Прибайкальскую краевую

систему. В нее входит Илектинско-Окунайский, Мало-Чуйский, Тонодский и Удоканский добайкальские пришовные прогибы, рифейский пришовный и Ангаро-Ленский краевой прогибы, предгорные мезо-кайнозойские прогибы. Более полон вертикальный ряд структур в Приверхоянской краевой системе. В отличие от Прибайкальской в него помимо древних краевых структур включаются Вилуйская краевая синеклиза и Предверхоянский краевой прогиб.

Интересной представляется эволюция парагенезисов формаций, выполняющих разновозрастные прогибы краевых систем Сибирской платформы. Формации нижнепротерозойских пришовных прогибов несут в себе черты, присущие эвгеосинклиналям, среднепротерозойских — мио- и эвгеосинклиналям, а верхнепротерозойские парагенезы могут рассматриваться в качестве миогеосинклинальных. Формации же нижнепалеозойских краевых прогибов Сибирской платформы являются уже характерными для этой категории структур и близкими к платформенным, т. е. здесь имела место ярко выраженная тенденция замены «геосинклинальной» седimentации «платформенной».

На примере Сибирского кратона видно также, что в краевых опусканиях одновременно с эволюцией характера седиментации имело место убывание интенсивности магматизма и метаморфизма во времени от одного тектонического цикла к другому. Еще одна особенность краевых систем — разрастание площади, охватываемой опусканиями. Так, нижне- и среднепротерозойские опускания были немного уже, чем рифейские, а каледонские превосходили своими размерами последние. Весьма обширны более молодые краевые синеклизы — Тунгусская и Вилуйская. Несколько особняком стоят предгорные прогибы, развивавшиеся на юге Сибири с верхнего палеозоя, они всегда оставались относительно узкими.

Краевые системы платформ стали формироваться со времени становления первых консолидированных зон складчатого пояса и выступают в качестве структур весьма длительного развития, охватывающего весь неогей. Они развиты, по существу, на всех платформах Земли и везде как пограничные между платформами и складчатыми системами.

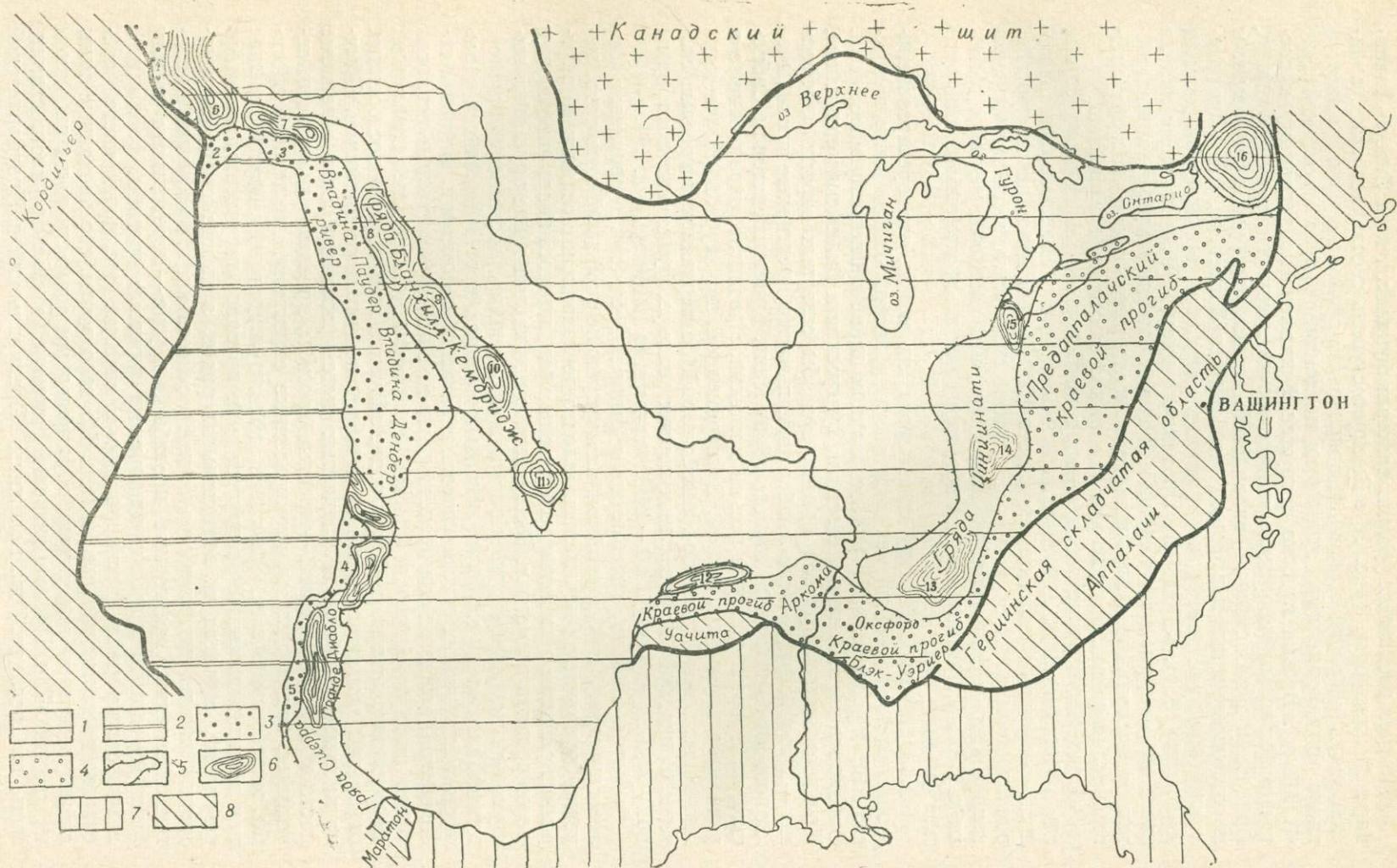
На Русской платформе можно увидеть три ступени глубины залегания фундамента. Первую из них составляют плиты и массивы — Балтийский, Украинский и Воронежский, на которых фундамент обнажен на земной поверхности. Вторую ступень, занимающую большую часть платформы, составляет плита, на которой обособляются антеклизы, синеклизы и авлакогены. На антеклизах фундамент погружен до глубины 2000 м (Татарский и Токмокский своды), в синеклизах мощность осадочных образований достигает 3000—4000 м и только в авлакогенах типа Пачелмского фундамент погружен до глубины 5000 м. Третью ступень рельефа поверхности фундамента Русской платформы представляют ее окраинные части. Восточный край платформы опущен у подножья Тимана на глубину 6000 м, в Верхнекамском прогибе — на 6000—8000, в Бельском — на 10 000, а в Прикаспийской впадине на глубину 15 000—17 000 м. Значительны глубины залегания фундамента и южного края платформы: в Терско-Каспийском прогибе — 8000, в Индоло-Кубанском — 12 000 м. На 2000—3000 м глубже, чем во внутренних районах платформы, погружен фундамент по западному краю Русской платформы (Польско-Датский прогиб, Северо-Германская впадина). Суммарные мощности осадочного чехла восточного, южного и западного краев Русской платформы намного больше, чем в ее внутренних районах. Формирование их было прерывистым и охватило широкий диапазон времени. Отличаются осадки окраинных частей и вещественным составом. В частности, именно здесь развиты галогенные формации (Предуральский прогиб, Прикаспийская синеклиза, Предкарпатский прогиб, Северо-Германская впадина и др.).

На трех различных уровнях залегает фундамент и на Северо-Американской платформе (рис. 18). Высшую ступень составляет там Канадский щит, лишенный осадочного покрова. На средней ступени находится плита (платформенные отложения на докембрийском фундаменте по Ф. Кингу). Весьма глубоко погружен фундамент по западному и восточному краям платформы, в миогеосинклинальных системах Кордильер, Аппалачей и в Восточно-Гренландской. Глубоко погружен фундамент и по северному краю платформы — в Иннутской системе. На Предкордильерском крае платформы мощность отложений достигает, по данным А. Ирдли (1954), 10 000 м, на Предаппалацком 7000, в то время как на плите она не превышает в среднем 3000. Отложения этих окраинных систем рассматриваются американскими исследователями в качестве миогеосинклинальных, но залегают они на платформенном основании.

Подобная картина наблюдается и на Северо-Китайской платформе, где в области плиты, простирающейся на многие сотни километров, мощность осадочного чехла не превышает 1000 м, а в Яньшанском прогибе, расположенному на северном крае платформы, мощность одних позднедокембрийских и нижнекембрийских отложений составляет 8000 м; близка к 3000 в Сянцзиньском прогибе, занимающем противоположный край платформы.

На примере Сибирской платформы мы видим, что протерозойско-нижнепалеозойская краевая система, охарактеризованная выше, во многих местах развивалась в унаследованном плане и в последующее время. Окraинное положение здесь заняли Тунгусская и Вилюйская синеклизы, Предверхоянский краевой прогиб, прогибы северных окраин платформы — Катангский и Лено-Анабарский, а также предгорные прогибы ее южного и юго-западного горного обрамления. Краевым системам Сибирской платформы присуще весьма длительное развитие, охватывавшее в ряде мест почти весь неогей. В современной структуре наиболее ярко вырисовываются Присаяно-Енисейская и Предверхоянская краевые системы. В них, судя по известным картам рельефа, фундамент платформы погружен на глубину 7000—9000, местами до 10 000 м (рис. 19).

Таким образом, краевые зоны были подвержены несравненно более глубокому опусканию, чем их внутренние районы. Более того, нередко опускание их начиналось задолго до накопления осадков во внутренних районах и во многих случаях не прекращалось после завершения формирования последних. В силу своего положения такие опускания выступают в качестве структур разграничения платформ и геосинклиналей, представляя собой глубокие линейные впадины, протягивающиеся вдоль фронта складчатых систем нередко на тысячи километров. По своей генетической сущности они представляют собой компенсационные оседания краев платформы перед фронтом складчатых систем, испытывающих тенденцию к поднятию. Структурное значение этих сложно построенных опусканий длительное время не привлекало должного внимания. Обычно на стыке платформ и складчатых систем различали лишь отдельные части краевых опусканий — краевые прогибы, краевые или узловые синеклизы, батисинеклизы, перикратонные опускания, предгорные прогибы, миогеосинклинали. Отнесение этих структур к ряду платформенных или геосинклинальных базируется, как правило, на учете парагенезов формаций, строения их вертикальных рядов, а иногда стиля складчатости. Одни из этих структур принято считать платформенными (краевые синеклизы, предгорные прогибы), другие — переходными между платформенными и геосинклинальными (краевые прогибы, форланды), а миогеосинклинали воспринимают в качестве составных частей собственно геосинклинальных систем. Но дело в том, что названные типы структур связаны генетически обусловленным совместным нахождением на кратоне. Так, Предаппалацкий форланд наложен на миогеосинклиналь, на последней же наложены Предуральский и Предкарпатский



прогибы. Сложная обстановка наблюдается, например, в Присаянье, где на позднедокембрийские опускания наложен нижнепалеозойский краевой прогиб, на котором, в свою очередь, в девоне, юре и в кайнозое развивались предгорные прогибы. Поэтому необходимость выделения краевых систем как генетически единых, сложно построенных структур вполне очевидна. Термин *краевая система* в ряду тектонических структур стоит рангом выше терминов *краевой прогиб*, *предгорный прогиб* и является собирательным.

ТИПЫ ОСНОВНЫХ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР

Выше уже подчеркивалось, что отдельные составные части краевых систем, в частности слагающие их нижние ярусы и, следовательно, более ранние по возрасту, принято считать составными частями геосинклиналей; другие же, например, краевые прогибы, воспринимаются в качестве структур, переходных между платформенными и геосинклинальными; третьи, образующие чаще верхние структурные ярусы краевых систем — краевые синеклизы, предгорные прогибы, воспринимаются как обычные платформенные. Структуры, входящие в состав краевых систем, формировались в определенной исторической последовательности и располагаются по ярусам вполне упорядоченно, но крайне разнотипны по своим формационным признакам. Однако наряду с последним эти структуры генетически родственны и располагаются на краях платформ. Кроме того, подобные краевые системы нередко отделены от складчатых областей краевыми швами, а от геосинклинальных систем прошлого — орогенными зонами. Все это и заставляет рассматривать краевые системы в качестве структур платформенных. В этой связи следует еще раз подчеркнуть, что основная тектоническая особенность платформ заключается не в двуярусном строении — наличии фундамента и осадочного чехла, а в тектонической гомогенности, изотропности фундамента, породившей эту ярусность. В этом же и состоит коренное отличие платформ от геосинклиналей и складчатых зон. Следовательно, не только и не столько парагенезы формаций должны определять принадлежность структур разграничения платформ и геосинклиналей к первым или к последним. Беря за основу главный признак платформы — тектоническую гомогенность цоколя, мы также неизбежно приходим к выводу о при надлежности краевых систем к числу структур платформенных.

Как известно, в теле платформ различают щиты и плиты, т. е. участки, покрытые осадочным чехлом и лишенные его. Одновременно со щитами выделяют иногда массивы. На плитах, помимо авлакогенов, различают синеклизы и антеклизы, которые подразделяются в свою очередь на более мелкие структуры. Особняком ставят обычно краевые прогибы, а края платформы, покрытые осадками многосинклинального типа, относят к складчатым системам. В стиле, соответствующем таким представлениям, на изданных картах проведено тектоническое районирование Сибирской, Русской и других платформ. Зарубежные тектонисты районируют платформы в несколько ином плане, называя ими плиты в нашем понимании и противопоставляя первые щитам. Щиты и пли-

Рис. 18. Соотношение сопряженных структур на Северо-Американской платформе (по тектонической схеме платформенной части США, составленной В. Д. Наливкиным, К. К. Гостищевым, В. А. Гросгейном, 1969).

1 — древняя (эпипротерозойская) Северо-Американская плита; 2 — ороген Скалистых гор; отдельные элементы структуры древней плиты; 3 — предгорные прогибы и впадины, связанные с орогеном Скалистых гор; 4 — краевые прогибы; 5 — поднятия на плите, сопряженные с краевыми и предгорными прогибами; 6 — купола; 7 — молодая (эпигерцинская) плита; 8 — складчатые области. Цифрами на схеме обозначены: 1 — краевая прогиб Альберта; 2 — предгорный прогиб Крези; 3 — прогиб Маунт-Були Маунт; 4 — прогиб Рэтон; 5 — прогиб Тулероза; 6 — мегавал Сунтграсс; 7 — группа валов западного окончания тряда Бланхилл-Кембридж; 8 — свод Бланхилл; 9 — свод Чадрок; 10 — свод Кембридж; 11 — свод Центральный Канзас; 12 — мегавал Бостон; 13 — свод Нетви; 14 — свод Джесамин; 15 — полусвод Финдлей; 16 — свод Адирондак.

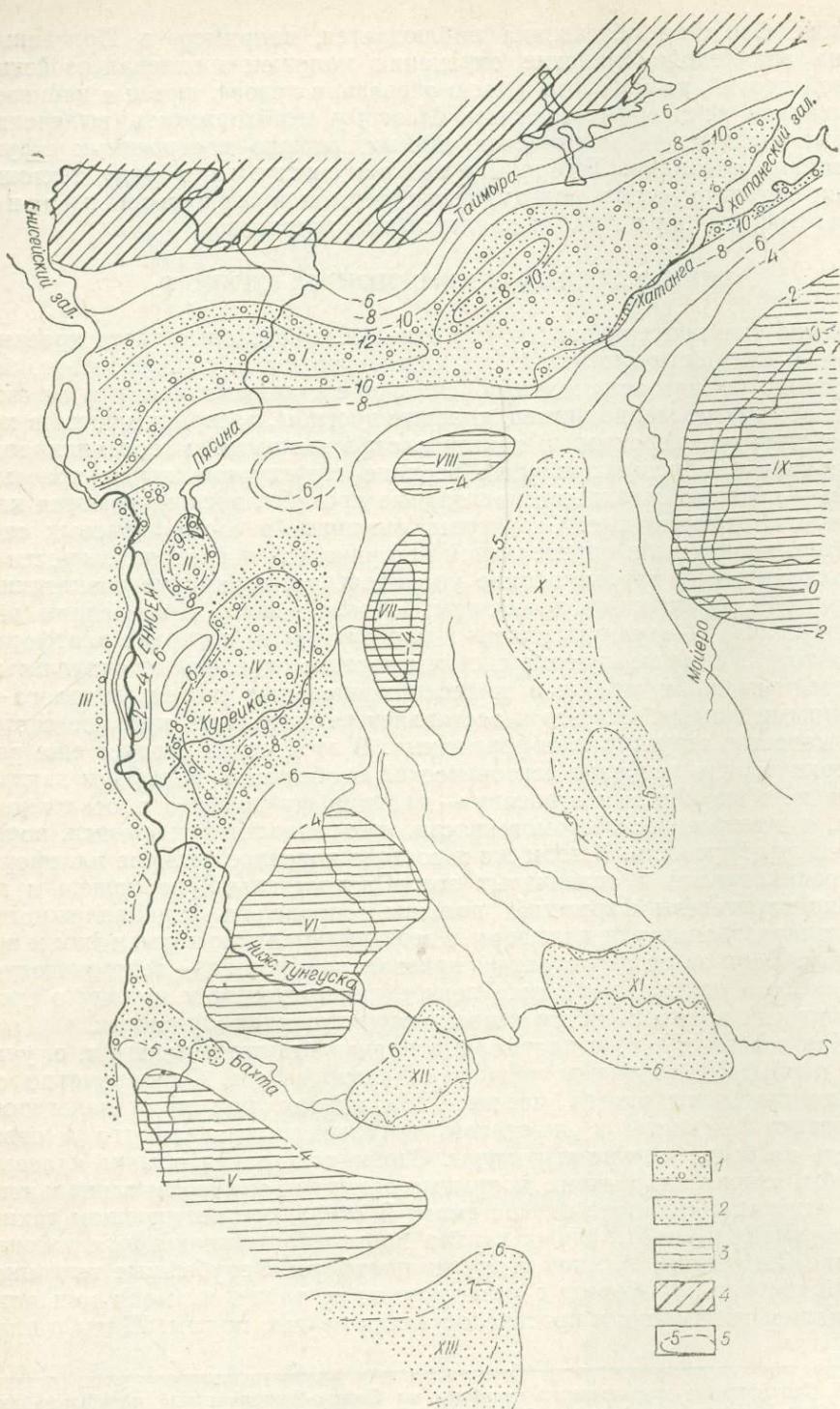


Рис. 19. Расположение сопряженных структур в западной части Сибирской платформы (по структурной карте Сибирской платформы, составленной в 1968 г. под редакцией А. А. Трофимука).

1 — ядра впадин Приенисейской краевой системы; 2 — ядра внутренних впадин; 3 — поднятия, сопряженные с краевыми опусканиями; 4 — складчатая область Таймыра; 5 — изогипсы поверхности фундамента (в км). I — Хатангский прогиб; II — Норильско-Хараэлахская впадина; III — Приенисейская впадина; IV — Ханты-Тунгусская впадина; V — Бахтинское поднятие; VI — Сурингдаконское поднятие; VII — Аянское поднятие; VIII — Ледяное поднятие; IX — Анабарский массив; X — Маймечинская впадина; XI — Туринская впадина; XII — Терская впадина; XIII — Вельминская впадина.

ты в совокупности составляют кратоны или хедрократоны. Такие принципы используются большинством исследователей, что, как показала практика, является рациональным и полезным, но в настоящее время представляется нам недостаточными для правильного тектонического районирования.

Ряд исследователей в той или иной форме выказывал свое неудовлетворение к сложившимся традициям районирования платформ. В частности, В. Е. Хайн (1964) отмечал, что склоны платформы, обращенные к смежным геосинклиналям, образуют как бы третью (после щитов и плит) ступень фундамента платформы. В качестве окраинных платформенных структур первого порядка Е. В. Павловский выделял перикратонные опускания. Ю. А. Косыгин относил к числу платформенных рифейских краевых опусканий. Необходимость выделения систем древних краевых структур, разграничающих платформы и геосинклинали, подчеркивалась нами (Замараев, 1967). К признанию необходимости различать краевые платформенные системы пришли Л. П. Зоненшайн, В. П. Поникаров и А. К. Уфлянд (1966). Изложенное свидетельствует о том, что в настоящее время можно и нужно без боязни брать на вооружение априорные выводы, выделить на платформах краевые системы. По всей значимости в структуре платформ и генетической сущности они занимают равноценное положение со щитами и плитами, т. е. являются структурами высшего порядка.

Краевые системы стали развиваться на Сибирском кратоне только с нижнего протерозоя. Их не было в то время, когда к кратону непосредственно примыкали геосинклинальные бассейны. И лишь после того, как кратон опоясался орогенным зонами завершенной складчатости, представленными ныне бирюсинской, слюянской, ольхонской и укутикинской сериями, стали развиваться и краевые опускания. По времени возникновения краевые системы намного древнее возраста осадочного чехла плит, занимающих внутренние районы платформы. Их тенденция к опусканию сохранялась также более долгое время, чем у плит, во всяком случае на Сибирской платформе. Здесь плита была сформирована окончательно в силуре, после чего вовлечена в поднятие, в то время как отдельные краевые системы испытывают опускание вплоть до настоящего времени.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ РЕГИОНА В ДОКЕМБРИИ И НИЖНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Латеральный ряд платформенных структур в направлении от центральной части кратона к его краю здесь был представлен в следующем виде: щит → плита → краевой вал → краевое опускание → краевой шов. Для Саяно-Байкальской области в направлении от ее внутренних районов к окраинам платформы был характерен следующий ряд структур: геосинклинальный бассейн → орогенное поднятие (зона завершенной складчатости) с наложенным прогибами → краевой шов. Латеральные ряды платформенных геосинклинальных структур разграничивались, как правило, краевым швом платформы (рис. 20).

В развитии тектонической структуры Байкало-Патомского нагорья и сопредельных с ней районов Сибирской платформы, прослеживающейся от цикла к циклу, устанавливается ее постоянное усложнение. Эволюционировал и характер соотношения Сибирского кратона со смежной геосинкли-

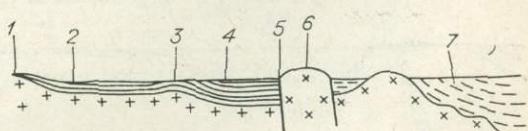


Рис. 20. Сопряжение основных структур земной коры Восточной Сибири в сечении, поперечном к краевому шву Сибирской платформы.
1 — щит; 2 — плита; 3 — вал; 4 — краевое опускание; 5 — краевой шов; 6 — краевое геосинклинальное поднятие с наложенным прогибом; 7 — геосинклиналь.

нальной областью. Наиболее ярко эта закономерность устанавливается по меридиану Анабарский щит — Байкало-Патомское нагорье.

В ранние этапы развития, соответствующие верхнеархейскому (слюдянскому) циклу, строение обособившегося Сибирского кратона и протогеосинклинального бассейна Байкало-Патомского нагорья было наиболее простым; разграничивались они повсеместно зоной краевого шва. В раннепротерозойский (дербинский) этап структурное соотношение геосинклинальной области и Сибирского кратона ознаменовалось заложением вдоль линии краевого шва узких трогообразных пришовных прогибов — Мало-Чуйского и Окунайского-Иликтинского. Формирование их связано с возникновением краевого поднятия, по отношению к которому они являются компенсационными. Пришовные прогибы возникли на опущенном по глубинным разломам краю Сибирского кратона.

Раннепротерозойская геосинклинальная область Байкало-Патомского нагорья от структур кратона отделялась краевым геоантеклинальным поднятием, представляющим собой зону верхнеархейской завершенной складчатости. Таким образом, устанавливается следующий латеральный ряд тектонических структур для раннепротерозойского этапа развития: щит → пришовные прогибы → краевое геоантеклинальное поднятие → геосинклинальный бассейн. В байкальский этап развития региона выше отмеченная последовательность структур усложняется еще в большей степени: щит → плита → пришовный прогиб → гетерогенное краевое геоантеклинальное поднятие с наложенными впадинами — геосинклинальная область. Рассматривая же пришовные прогибы байкальского мегацикла с точки зрения их эволюции во времени, видно, что они существенно меняют свой формационный облик и свои размеры. Так, в раннебайкальский цикл пришовный прогиб, именуемый Акитканским, был вместе с тем вулкано-плутонической формации, представлял собой краевой вулканический пояс. В средне-, позднебайкальские этапы здесь уже сформировались терригенно-карбонатные формации байкальской и патомской серий верхнего протерозоя, слагая единый Байкало-Патомский пришовный прогиб, размеры которого по своим параметрам значительно превосходили пришовные прогибы раннебайкальского цикла.

Краевое геоантеклинальное поднятие, именуемое Байкало-Витимским, в байкальский мегацикл представляло собой гетерогенное соору-

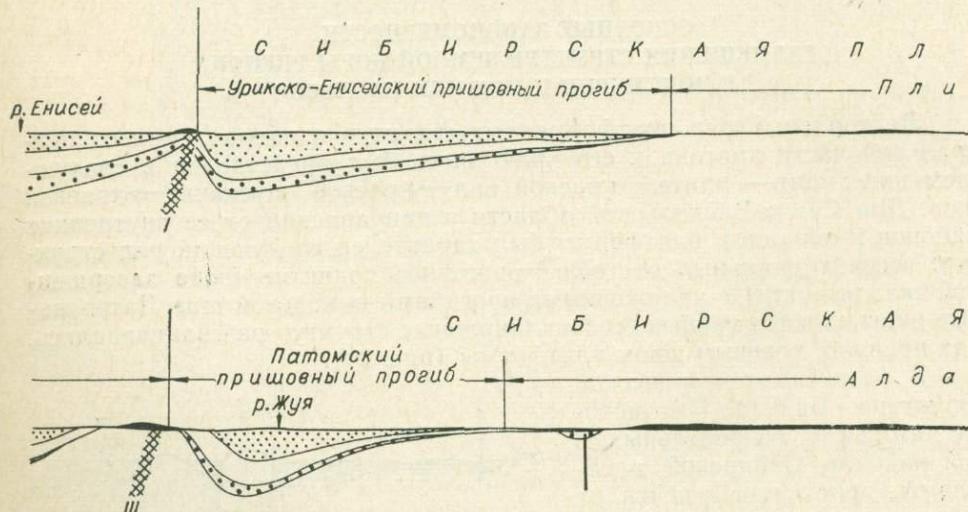
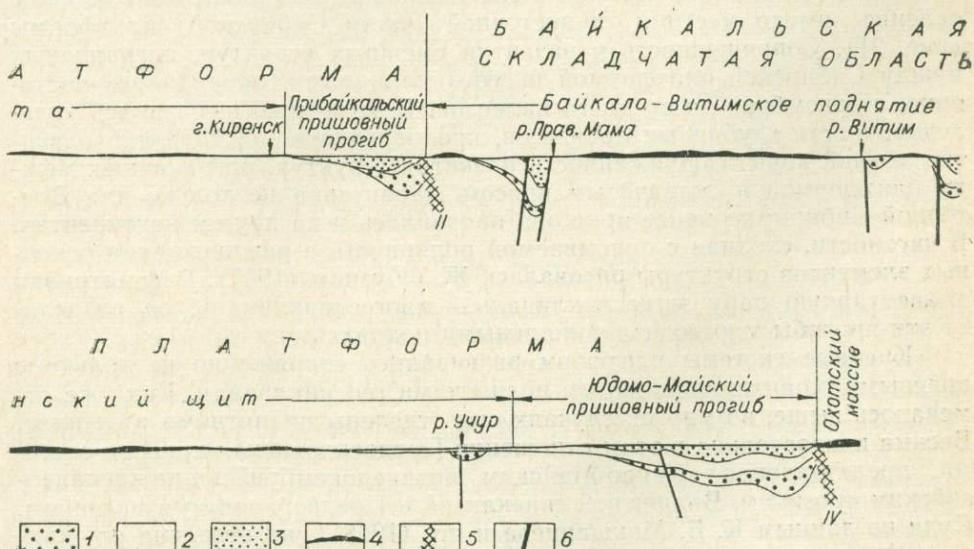


Рис. 21. Реконструированный геологический разрез южной части Восточной Сибири на I — формации раннебайкальского цикла; 2 — формации среднебайкальского цикла; 3 — формации глубинные разломы. Глубинные разломы: I — Приненисейский;

жение, состоящее из верхнеархейских и раннепротерозойских образований. Рост поднятия сопровождался заложением в его пределах наложенных прогибов — Мамско-Бодайбинского и Тыя-Мамского. В раннекаледонский этап схема латерального распространения тектонических элементов напоминает расположение их в байкальский период тектогенеза. Отличие заключается в том, что в пределах Сибирской платформы размеры плиты значительно увеличиваются за счет сокращения площади щитов. В это же время на краю кратона начинает формироваться широкий Ангаро-Ленский краевой прогиб, а в пределах Байкальской горной области расширяется Байкало-Витимское геоантиклинальное поднятие в результате ликвидации байкальского геосинклинального бассейна с присоединением к краевому поднятию. Одновременно образуются Холдинская, Верхне-Ангарская и другие более мелкие впадины кембрийского возраста, седиментационные бассейны которых в ленское время достигали наибольших размеров.

При рассмотрении пространственного положения краевых структур во времени видно, что они образуют единый эволюционный ряд краевой системы от краевого шва через пришовные прогибы с набором формаций, сходных с эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными зонами, к типичным краевым прогибам. Кроме того, пространственное положение отдельных разновозрастных элементов краевой структуры, судя по размещению их осевых частей, довольно четко указывает на их миграцию в сторону кратона от линии краевого шва. Анализируя движение оси краевого геоантиклинального поднятия во времени от цикла к циклу, замечаем, что она также мигрировала внутрь складчатой системы, постоянно удаляясь от зоны краевого шва. При учете площадных параметров сопряженных структур — краевой системы и краевого геоантиклинального поднятия видно, что их размеры заметно изменились от одного тектонического цикла к другому. Наименьшие размеры этих структурных единиц были в раннепротерозойский (карельский) этап, наибольшие — в раннекаледонский, где ширина их в поперечнике достигала 150—200 км. Такие соотношения тектонических структур свидетельствуют о том, что они являются сопряженными.

В Саянской области после верхнеархейского диастрофизма различался следующий ряд структур: кратон → краевой шов → бирюсинско-



шире г. Киренска для байкальского мегацикла.

позднебайкальского цикла; 4 — поднятия; 5 — зоны глубинных разломов краевого шва; 6 — прочие
I — Прибайкальский; II — Жунинский; III — Юдомо-Майский.

слюдянская складчатая зона. В последующий цикл происходит заложение дербинской геосинклинали. В это же время на кратоне формируется структура типа авлакогена (грабен Соснового Байца). Таким образом, по латерали зональность структур имеет уже более сложный вид: кратон → краевой шов с пришовным прогибом (Сосновый Байц) → Бирюсинская зона беломорид → Дербинская зона карелид.

С начала байкальского цикла тектоническая картина значительно усложнилась. В Центральных Саянах байкальский цикл разделяется на два этапа: ранне- и позднебайкальский. В ходе байкальского цикла происходит наложение Туманшетского прогиба на Бирюсинскую зону беломорид, Чатыгойского прогиба — на зону Главного разлома, разделяющего Бирюсинскую и Дербинскую складчатые зоны, и развитие Тагульского эвгеосинклинального бассейна. На краю кратона в это время развивается Урикско-Енисейский пришовный прогиб.

Латеральная зональность в эпоху развития раннебайкальской геосинклинали выглядит следующим образом: щит → система краевых опусканий → краевой шов → краевое геоантеклинальное Тагульское поднятие → наложенный Туманшетский прогиб → Бирюсинская Дербинская области завершенной складчатости с наложенным между ними Чатыгойским прогибом → Тагульский эвгеосинклинальный прогиб. В течение каледонского этапа латеральная зональность распределения структур несколько упрощается: стабильная область платформы → краевые прогибы → краевой шов → Бирюсинско-Дербинско-Тагульская область завершенной складчатости с наложенными раннекаледонским Киченским и позднекаледонским Агульским прогибами → Алтае-Саянская каледонская геосинклиналь.

Анализ латеральных рядов позволяет заметить, что в развитии крупнейших структур Восточной Сибири имела место кинематическая сопряженность. Наиболее ярко она сказалась в развитии краевых структур платформы, образующих в целом, как отмечалось выше, краевую систему, и краевых геоантеклинальных поднятий геосинклинальной области. В Присаянье, например, в среднем и верхнем протерозое пришовный прогиб кратона был сопряжен с Бирюсинским краевым поднятием. На каледонском этапе Присаянский краевой прогиб развивался сопряженно с поднятием еще более крупного блока, представленного спаявшимися Бирюсинской и Дербинской складчатыми зонами. Подобное явление имело место и в восточной части Сибирской платформы (рис. 21). Сопряженность в развитии смежных структур, пограничных между Сибирской платформой и геосинклиналями, проявлялась постоянно, с докембрия до среднего палеозоя. В этом ярко выразилась унаследованность глубинных процессов, предопределявших характер развития земной коры. Сопряженность развития структур, пограничных между платформой и складчатым поясом, характерна не только для Восточной Сибири; не менее ярко она проявилась и на других континентах. В частности, сходная с описываемой полярность в расположении основных элементов структуры рисовалась Ж. Обуэном (1967). Рассматривая элементарную пару эвгеосинклиналь — миогеосинклиналь, он разделяет эти прогибы миогеоантеклинальными поднятиями.

Краевые системы платформ развивались сопряженно не только с краевыми геоантеклинальными поднятиями геосинклинали. Как уже отмечалось выше, во многих случаях они отделены поднятиями и от плит. Весьма показательна в этом отношении Предверхоянская краевая система, представленная Учуро-Майским позднедокембрийско-нижнепалеозийским прогибом, Вилуйской синеклизой и Предверхоянским прогибом. Судя по данным К. Б. Мокшанцева и др. (1968), она отделена от плиты и Алданского щита обширными (до 250 км по длиной оси) поднятиями, цепочкой обрамляющими ее с запада и юга: Оленекским, Мунским, Средне-Тюнгским, Сунтарским, Намаминским, Верхнесинским.

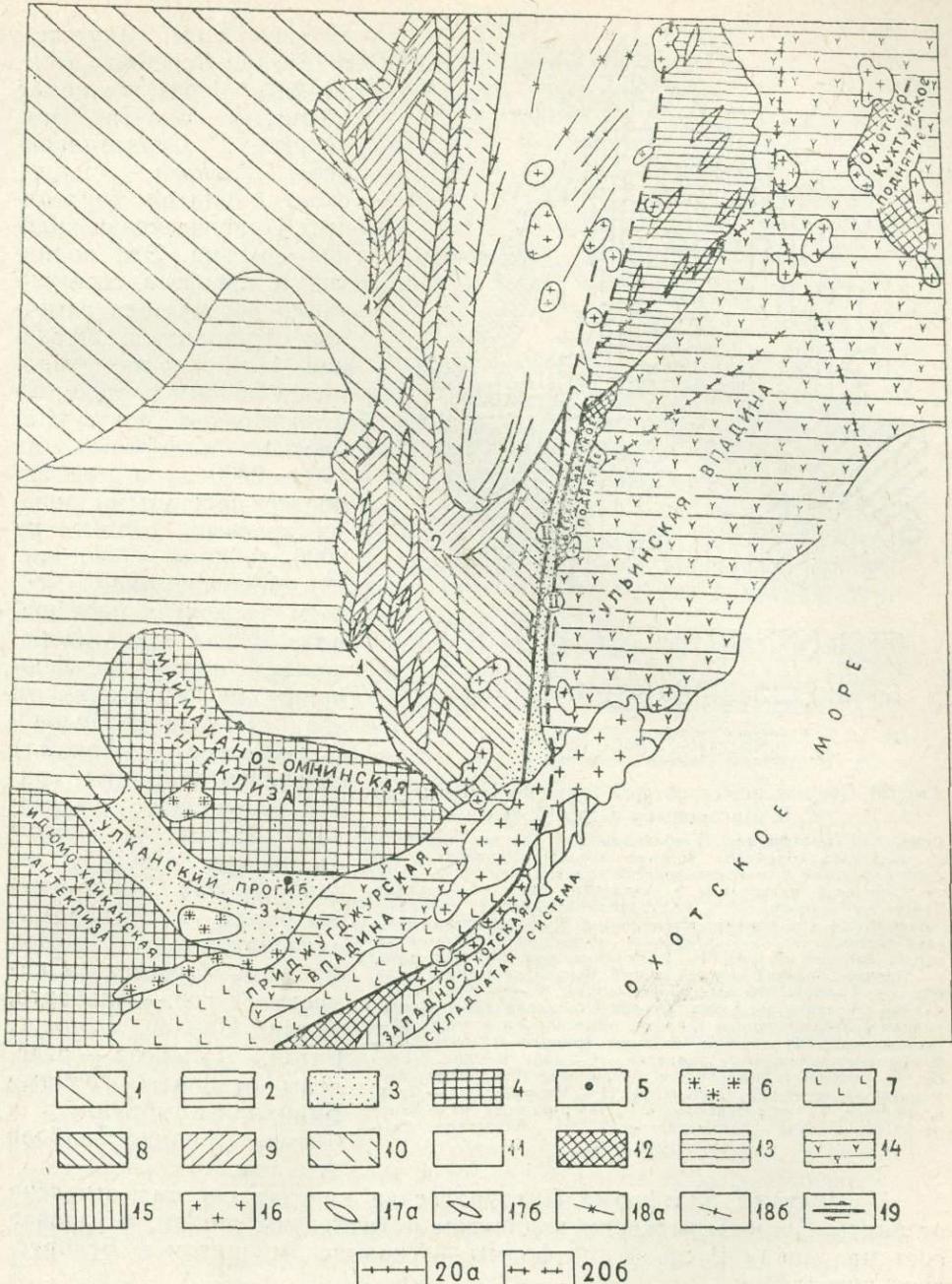


Рис. 22. Тектоническая схема Восточного Верхоянья. Составлена по данным А. К. Башарина (1967), Г. С. Гусева (1968), В. Н. Терентьева (1964).

Сибирская платформа. Структурные ярусы: 1 — триас — кайнозой, 2 — верхний протерозой — средний кембрий, 3 — средний протерозой пришовозных прогибов; 4 — выступы кристаллического основания (архей); магматические комплексы: 5 — позднепротерозойская формация интрузий щелочно-ультраосновных пород; 6 — среднепротерозойская формация субвулканических щелочных гранитов (Ульянский комплекс); 7 — габбро-анортозитовая формация позднего архея. **Восточно-Верхоянская краевая система.** Юдомо-Майский прогиб. Структурные ярусы: 8 — верхний протерозой; 9 — венд — средний кембрий; 10 — верхний кембрий — девон; 11 — нижний карбон — средняя юра. **Охотский массив.** Структурные ярусы: 12 — выступы кристаллического основания (архей охотского комплекса); 13 — карбон — средняя юра; 14 — эфузивы верхней юры — палеогена Охотско-Чукотского вулканического пояса. **Западно-Охотская складчатая система.** 15 — верхний протерозой — нижний палеозой (структурный ярус); 16 — гранодиоритовая формация верхнеокского — верхнемелового возраста (магматический комплекс). Структурные элементы: 17 — оси брахиосинклиналей (a); оси брахиянтисинклиналей (b); 18 — оси линейных синклиналей (a); оси линейных антиклиналей (b); 19 — зоны глубинных разломов краевого шва и направление горизонтальных смещений по ним; 20 — внутриплатформенная зона глубинных разломов (a); внутригеосинклинальная зона глубинных разломов (b). Цифрами на схеме обозначены: римскими — отрезки зоны краевого шва (I — Становой, II — Юдомо-Охотский); арабскими — внутриплатформенные глубинные разломы (1 — Нелькано-Кыллахский, 2 — Бурхалинский, 3 — Улканский).

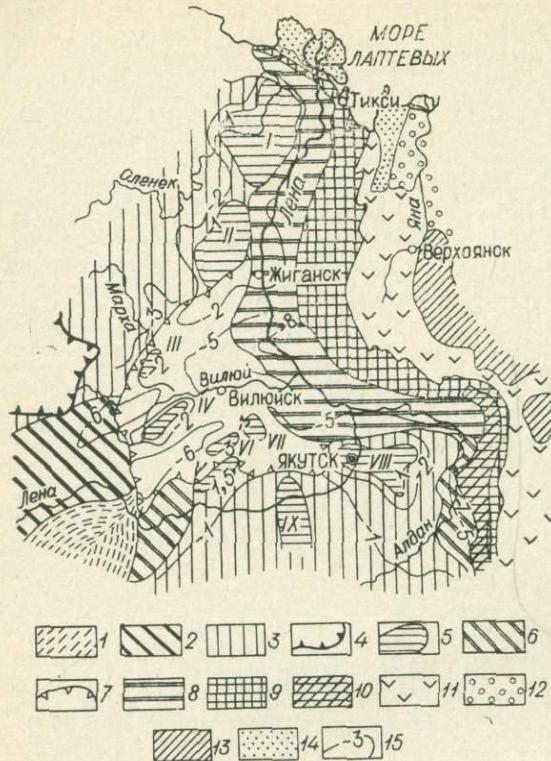


Рис. 23. Сопряжение структур в бассейне р. Лены (по К. Б. Мокшанцеву и др., 1968).

Сибирская платформа. Прибайкальская краевая система: 1 — позднедокембрийское краевое опускание кратона, 2 — Ангара-Ленский нижнепалеозойский краевой прогиб, 3 — плио-Сибирской платформы и Алданский щит, 4 — граница Тунгусской синеклизы, 5 — внутриплатформенные поднятия, сопряженные с краевыми опусканиями; Приверхоянская краевая система: 6 — Учуро-Майский позднедокембрийско-нижнепалеозойский прогиб, 7 — Вилайская краевая синеклиза, 8 — Предверхоянский краевой прогиб; Верхоянская складчатая область: 9 — зона краевых синклиниориев, 10 — выступ складчатого основания мезозонд, 11 — синклинарная зона, выполненная преимущественно триасом, реже юрой и первым, 12 — синклиниории, выполненные верхним триасом и юрой, 13 — внутригеосинклинальные поднятия, 14 — кайнозойские прогибы, 15 — изоглизы поверхности фундамента. Внутриплатформенные поднятия: I — Оленекское, II — Мунское, III — Средне-Тюгское, IV — Сунтарское, V — Наманинское, VI — Верхне-Синское, VII — Башлагайское, VIII — Якутское, IX — Алдано-Ленское.

На Русской платформе Предуральская краевая система отделена от плиты Коми-Пермяцким поднятием и Татарским сводом, а краевая система запада Русской платформы — Украинским щитом и Белорусской антеклизой.

Пример трех платформ — Русской, Сибирской и Северо-Американской — позволяет считать, что подмеченная особенность сопряжения краевых систем кратонов не только с геоантеклинальными поднятиями складчатых областей, но и с внутриплатформенными, располагающимися на границе плит и краевых систем, является вполне закономерной. Внутриплатформенные поднятия имеют меньшие размеры, чем орогены. Гипсометрическое положение их более низкое. Представляется, что формирование краевых систем кратонов и сопряженных с ними краевых геоантеклинальных поднятий складчатых областей, равно как и указанных внутриплатформенных поднятий, которые также следует называть краевыми, обусловлено одними и теми же глубинными энергетическими источниками, предопределившими различные темп и знак движений трех линейных параллельно ориентированных зон земной коры.

Боблагайским, Якутским и Ангаро-Ленским (рис. 22, 23). Через такие же обширные поднятия (Бахтинское, Сурингдаконское, Аянское, Ледянское) с плитой сочленяется Приенисейская краевая система. Эти поднятия в процессе седиментации испытывали заметное отставание в опускании. Поверхность фундамента на них приподнята относительно плиты Сибирской платформы на 1000—2000 м, а над наиболее прогнутыми зонами краевых систем на 3000—5000 м (см. рис. 19). Явление имеет место и на других платформах. На Северо-Американской платформе форланды ее юго-восточного края (Предапалацкий, Блэк-Уэрнер, Аркома) отделены от плиты грядой Цинциннати, мегаваллом Бостон и сводом Адирондак. Прогибы западного края Северо-Американской платформы, расположенные перед фронтом орогена Скалистых гор,— Альберто, Крези, Паулер, Генберг, Ратон, Тулероза — отделены от плиты грядами Бланхилл-Кембридж и Сиerra - Гранде-Диаболо (см. рис. 18).

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Для понимания истории становления структуры земной коры Восточной Сибири важное значение имеет выяснение характера движений отдельных ее частей относительно других. Такой анализ удобнее провести в историческом плане, выявляя кинематические особенности каждого из имевших здесь место тектонических циклов.

Роль вертикальных движений в развитии структуры земной коры региона в целом выясняется в предыдущих разделах монографии. Поэтому главное внимание здесь уделено оценке роли горизонтальных движений основных участков земной коры, как одного из факторов, определяющих развитие тектонической структуры.

Горизонтальные движения влияли на развитие структуры земной коры юга Восточной Сибири уже с шарыжалгайского времени. Наиболее ранний достоверный этап деформации пород шарыжалгайской серии, слагающей краевой выступ кратона, относится к нижнему архею, а именно, к рубежу 2900—2600 млн. лет (см. рис. 5). Это время наибольшего погружения шарыжалгайского комплекса, регионального метаморфизма пород в условиях гранулитовой фации, широкого развития процессов чарнокитизации. Учитывая специфику теплового режима Земли в архее и некоторые морфологические особенности внутренней структуры блока, можно предполагать течение всех указанных процессов на глубине порядка 4—6 км. Основными структурными формами рассматриваемого этапа являются куполовидные антиклинали диаметром в первые десятки километров. В плане они слегка вытянуты к север-северо-западу и в разрезе наклонены к восток-северо-востоку. Главные оси эллипса деформации были бы в то время ориентированы следующим образом: ось А — юго-запад — северо-восток; ось В — северо-запад — юго-восток; ось С — субвертикально — в том случае, если бы мы рассматривали классический пример формирования изометрических поднятий и сводов. С другой стороны, одинаковая, повторяющаяся во всех куполах асимметрия с наклоном осевых плоскостей к восток-северо-востоку, а также общая тенденция к удлинению в северо-западном направлении заставляют предполагать одновременное воздействие на вздымающиеся пластические массы пород активных горизонтальных усилий, направленных с запад-юго-запада на восток-северо-восток. Судя по морфологии куполов, по абсолютной величине горизонтальные усилия были меньшими, чем вертикальные. Полевые же наблюдения показывают, что перемещение вещества на данном этапе происходило не в вертикальном направлении, а вдоль наклонной линии, отклоняющейся от вертикали на 20—25° к востоку, т. е. круто наклоненной к запад-юго-западу. Это дает основание наметить следующую ориентировку главных осей эллипса суммарной деформации: ось А (вдоль линии наибольшей кривизны куполов) — запад-юго-запад — восток-северо-восток с погружением на восток-северо-восток под углом порядка 20—30°; ось В (вдоль длинной оси куполовидных форм) — север-северо-запад — юго-юго-восток; ось С — вдоль крутой линии, падающей по азимуту 240—270° под углом порядка 65—70°.

Наблюдения над мелкими структурными формами говорят о высокой пластичности толщи на рассматриваемом этапе. О том же свидетельствуют внушительные размеры формировавшихся куполов. В такой обстановке сопоставление осей эллипсоида деформации с осями главных напряжений возможно лишь с большой долей условности. По-видимому, главная ось алгебраически максимальных напряжений ($-\delta_{\max}$) ориентирована здесь с запад-юго-запада на восток-северо-восток; главная ось алгебраически минимальных напряжений ($+\delta_{\min}$) — субвертикально (круто наклонно к западу); ось, соответствующая средним напряжениям — с север-северо-запада на юг-юго-восток.

Следующий этап деформации следует отнести к верхнему архею. В этот период Шарыжалгайский блок испытывал общее воздымание и был выведен в зону амфиболитовой фации метаморфизма. Регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации и гранитизации захватили в основном западную половину Шарыжалгайского блока, постепенно ослабевая восточнее ст. Маритуй. На рассматриваемом этапе на структурные формы, возникшие ранее, наложились мелкие (0,5—1,5 км шириной) куполовидные поднятия, слегка удлиненные субмеридионально, осевые плоскости которых падают на запад-юго-запад под углом 60—70°. Они образовались почти исключительно на сводах и крыльях пологих крупных куполов предыдущего этапа и почти не встречены в межкупольных прогибах с крутым залеганием пластов. Учитывая морфологические особенности мелких куполов, можно наметить следующую ориентировку осей эллипсоида деформации: ось A — запад — восток с наклоном на восток под углом 20—25°, ось B (на основе замеров ориентировки шарниров мелких складок, линейности) — север — юг; ось C — субвертикально, с отклонением от вертикали на 20—25° к востоку. Поскольку в обстановке дифференцированной, часто высокой пластичности пород оси главных напряжений могли значительно отклоняться от осей эллипсоида деформации, восстановление ориентировки главных напряжений возможно лишь в общем виде и весьма предположительно. Главная ось алгебраически максимальных напряжений ($-\delta_{\max}$), возможно, была ориентирована субширотно, главная ось алгебраически минимальных напряжений ($+\delta_{\min}$) — субвертикально; ось, соответствующая средним напряжениям, — в субмеридиональном направлении.

Описанный этап является последним этапом деформации с господством пластичных сред, и в дальнейшем Шарыжалгайский блок развивался по типу «жесткой» глыбы. Однако крупные купола сохранили свою индивидуальность и продолжали медленно расти в жестком состоянии, опережая в своем воздымании архейские синклинали.

Поскольку рост гранито-gneйсовых куполов в «пластическую» стадию и рост унаследованно развивавшихся в «жесткой» среде поднятий происходил под влиянием вертикальных напряжений, следует предположить, что формирование сопряженных с ними систем разрывов вызвано поперечным изгибом.

Изучение архейской структуры дает основание предположить, что горизонтальное сжатие Шарыжалгайского блока имело место и на самых древних этапах его формирования. В связи с этим становится более понятной обстановка, существовавшая в архее в период роста пластичных гранито-gneйсовых куполов. Установлено, что крупные и мелкие купола асимметричны, они опрокинуты или наклонены к востоку. По-видимому, диапирическое внедрение гранитизированных масс происходило не строго вертикально, а отклонялось от вертикального движения под влиянием дополнительного горизонтального сжатия, направленного, судя по морфологии куполов, с запада или северо-запада (270—290°) на восток или юго-восток (90—110°). Позже, по завершению складчатости, исходя из размещения сопряженных с куполами разрывов, рост их в «жесткой» среде продолжался под напряжением,

в обстановке сохранившегося бокового давления. Поскольку поднятия послеархейского времени развиваются на архейских куполах унаследованно и, по-видимому, ориентировка главных напряжений сохраняетя неизменной, можно предположить, что и послеархейские горизонтальные усилия были направлены примерно с запада на восток.

Из рассмотрения блок-диаграммы (см. рис. 2) следует, что не все трещины и разрывы увязываются с унаследованным ростом куполов в хрупкой среде. Часть нарушений, в особенности приуроченных к ограничениям блоков, несомненно, связана с региональными полями напряжений.

Наблюдения в юго-восточной части Шарыжалгайского блока показали, что заложение постархейских разрывов контролируется в первую очередь древней складчатой структурой. При этом большую роль играют не только главные складки, но также формы второго и третьего порядков (рис. 24).

Гранитизированные ядра представляют собой наиболее жесткие консолидированные массы внутри также жесткого Шарыжалгайского блока начала протерозоя. С физико-механической точки зрения они сложены породами, наиболее устойчивыми против раздавливания (Справочник..., 1969). Гнейсовидные текстуры периферии ядер часто переходят к центрам ядер в массивные, не обнаруживающие, с точки зрения теории деформации, ослабленных направлений. Таким образом, в общем массиве Шарыжалгайского блока в моменты сжатия гранитизированные ядра представляют собой жесткие упоры. Межкупольные участки, напротив, в ходе постархейской жесткой деформации являются наиболее ослабленными. Здесь широко развиты и ярко выражены гнейсовидные и полосчатые текстуры, обусловливающие механическую неоднородность среды. Еще во время пластического роста куполов зоны между ними подвергались интенсивному сжатию. В последующее время, в связи с унаследованным поднятием жестких сводов, на месте древних куполов сжатие этих зон продолжалось. Здесь не только формировалась крутая сланцеватость, параллельная осевым плоскостям изоклинальных складок, но и — вследствие длительного мощного сжатия — целые массивы



Рис. 24. Характер соотношения складчатости и наложенных разрывов, выполненных жильными образованиями в шарыжалгайской серии в долине р. Оки.

шириной в сотни метров оказались раздавленными, нацело раздробленными и, по-существу, превращены в брекчии, едва сохранившие в обнаружении подобие упорядоченного крутого залегания.

Естественно, что и крупные разрывные нарушения, заложившиеся после архея в полях региональных субгоризонтальных тектонических напряжений, появились прежде всего в межкупольных зонах и частогибают (как в плане, так и в разрезе) жесткие гранитизированные ядра. Выявляются, таким образом, глубокие и тесные связи между древним — архейским и более молодым — позднеархейско-протерозойским структурными планами, между глубинной и поверхностью тектоникой.

В слюдянском цикле впервые в истории развития тектонической структуры Восточной Сибири имели место глобальные горизонтальные перемещения крупных блоков земной коры, хотя, как показано выше, в какой-то мере проявились они и в шарыжалгайское время. При этом кратон перемещался в сторону Саяно-Байкальской геосинклинальной области, а отдельные его блоки — один относительно другого. Прибайкальской ветвью краевого шва, вторгавшейся далеко на северо-восток в тело кратона, и Окино-Вихоревским разломом кратон был разделен на три крупных блока: Алданский, Ангарский и Присаянский. Первые два сместились на юго-запад, а Присаянский — на запад-юго-запад. Алданский блок при своем смещении пододвигался под Становую геосинклиналь, сжимая ее при этом в поперечном направлении. Поддвиг сопровождался левосторонним сдвиговым смещением. Южный фас двигающегося блока ограничивался Становым глубинным разломом. Вдоль фронта последнего под влиянием кинетической энергии движущегося блока развивались интенсивная складчатость и метаморфизм высоких давлений, охватившие как геосинклинальные отложения, так и породы края самого кратона. На юго-западе Алданский блок был ограничен Жуинским разломом, ортогонально соединяющим становую и прибайкальские ветви краевого шва. По нему блок также пододвигался под геосинклиналь, но уже с правосторонним сдвиговым смещением. Ангарский блок сместился в слюдянское время субмеридионально, несколько отклоняясь от меридiana к западу. На юго-востоке он ограничивался прибайкальской ветвью краевого шва, а на юго-западе — Окино-Вихоревским внутрикратонным разломом. Благодаря такому направлению блок пододвигался косо, с левым сдвигом под Байкальскую ветвь геосинклинали и почти прямо под геосинклиналь Хамар-Дабана. На юго-восточном и южном фасах блока развивались наложенные деформации и метаморфизм, а геосинклинальные комплексы, сдавливаемые им, деформировались своеобразно с полем напряжений, создаваемым движением, и метаморфизовались в гранулитовой и амфиболитовой фациях метаморфизма, несущих следы высоких давлений. Присаянский блок кратона, испытывавший давление со стороны превышающего его по размерам Ангарского блока, сместился в запад-юго-западном направлении. Он пододвигался под саянскую ветвь геосинклинали, но одновременно с этим его юго-западный фас испытывал значительное по масштабам левостороннее сдвиговое смещение. Юго-западный край блока претерпел в процессе движения значительные деформационные и метаморфические изменения, что хорошо видно на примере Мангатольского выступа фундамента платформы в Урикско-Ийском прогибе.

Линейные складчатые комплексы Саяно-Байкальской области, консолидированные слюдянской складчатостью, повсеместно обрамляют южный фас Сибирского кратона. В общем они субпараллельны ему, но везде образуют с ним некоторый острый угол, свидетельствующий о заметной роли продольного смещения кратона относительно геосинклинали. Ширина слюдянских складчатых зон не превышает 100 км. В то же время заметно, что более молодые складчатые зоны почти не срезают

слюдянскую структуру, а как бы приспосабливаются к ней. Это обстоятельство вполне объяснимо тем, что кинетическая энергия кратона не распространялась беспредельно вглубь геосинклинали и расходовалась на расстоянии не более 200 км. В силу этого геосинклинали распадались в процессе складчатости на две продольные зоны — внутренние и внешние. Внешние зоны, примыкавшие к кратону, деформировались интенсивно, охватывая этим процессом не только земную кору, а, видимо, всю тектоносферу; внутренние же зоны геосинклиналей — слабо, или не дислоцировались вообще. В этих условиях на границе названных зон проходило пластическое скальвание, проникавшее в глубокие недра Земли. На месте зон скальвания в начале дербинского цикла, когда превалирующая роль в тектогенезе снова перешла к вертикальным движениям, происходило обрушение, и возникшие таким образом разломы ограничивали приплатформенные и прискладчатые края дербинских геосинклиналей.

Сказанное выше о характере перемещения блоков Сибирского кратона и роли развивающей ими кинетической энергии на деформацию как геосинклинальных бассейнов, так и краев самих движущихся блоков вытекает из специально проведенного структурного анализа зон сочленения кратона и слюдянской (беломорской) складчатости. Показательна в этом отношении кинематика складчатости бирюсинской, слюдянской, ольхонской и укучиктинской толщ. Столь же красноречива кинематика деформаций, наложенных в эпоху слюдянской складчатости на Мангатгольский, Шарыжалгайский и Алданский краевые выступы фундамента Сибирского кратона.

При формировании тектонических структур Бирюсинской глыбы, помимо общих вертикальных движений земной коры, значительная роль принадлежала и сдвиговым перемещениям. Такая направленность впервые была рассмотрена С. М. Замараевым (1967) и Н. А. Берзиным (1967): они обратили внимание на то, что наиболее отчетливыми структурами при оценке роли горизонтальных движений по Главному и Бирюсинскому разломам являются развитые в теле Бирюсинской глыбы сигмоиды (см. рис. 4). Центральные части сигмоид ориентированы субмеридионально; северные их окончания при приближении к Бирюсинскому разлому разворачиваются на северо-запад, южные имеют тенденцию разворачиваться на юго-восток. Вполне логично предположение, что такой разворот осей складок указывает на существование левосторонних сдвиговых перемещений вдоль Бирюсинского и Главного разломов.

Для выяснения условий и времени проявления горизонтальных движений в докембрии региона большой интерес представляет вопрос о связи метаморфической зональности со структурами. При рассмотрении этой метаморфической зональности с элементами сигмоидальных изгибов крупных структур Бирюсинской глыбы выявляется, что зоны более высоких степеней метаморфизма располагаются в субмеридиональных отрезках сигмоид. С другими азимутальными направлениями, часто отвечающими краевым частям сигмоид, связаны зоны менее высоких степеней метаморфизма. Так, в центральной субмеридиональной части Нерчинской сигмоиды минеральные ассоциации отвечают дистен-мусковитовой субфации; последняя в северо-западном окончании сигмоиды сменяется ставролит-альмандиновой субфацией. Аналогичное увеличение степени метаморфизма в центральных частях сигмоидальных изгибов отмечается и в бассейне р. Ии. С субмеридиональными отрезками структур верхнего подъяруса связывается появление дистена и силлimanита, являющихся, согласно представлениям Н. Л. Добрецова и др. (1966), индикаторами фаций высоких давлений; в участках, где субмеридиональные структуры переходят в северо-западные или северо-восточные, дистен сменяется ставролитом. Это свидетельствует в пользу того, что размещение зон метаморфизма зависит от внутренней структуры складча-

той зоны и указывает на синхронность и тесную генетическую связь деформаций и метаморфизма.

Такая взаимосвязь нормальной прогрессивной метаморфической зональности со структурами свидетельствует о том, что различные азимутальные отрезки сигмоид возникли в один основной этап метаморфизма и складчатости. Если вначале формировались меридиональные структуры, а затем их сигмоидальные изгибы вблизи разломов, то в этом случае при значительных горизонтальных перемещениях крупных блоков в эпоху раннепротерозойской складчатости в местах этих изгибов должны фиксироваться зоны диафторитов. Но подобные зоны неизвестны в пределах сигмоид. Таким образом, синхронные сигмоидальные складки левостороннего перемещения происходили не после, а непосредственно в эпоху складчатости Бирюсинской глыбы.

Анализ общей структуры глыбы, основные особенности которой выражаются в линейности и сжатости крупных складчатых форм, дает основание предполагать, что главная роль в ее формировании принадлежит боковому тангенциальному сжатию. Последнее может быть обусловлено поддвигом Сибирского кратона под геосинклиналь, сопровождающуюся левым сдвигом.

Ценные сведения по кинематике развития земной коры получены при изучении тектонической структуры хр. Хамар-Дабан. Интенсивно проявлявшаяся здесь складчатость носит линейный характер. Осевые поверхности складок первого порядка — антиклиниориев и синклиниориев — наклонены на юг в направлении погружения зоны краевого шва (см. рис. 5). Интенсивность складчатости возрастает в направлении с юга на север и достигает максимума вблизи краевого шва. Показательно, что в такой же последовательности находится и зональность метаморфизма, которая возрастает от фации зеленых сланцев в центральной части хребта до гранулитовой у краевого шва платформы, а изограды метаморфизма, проведенные А. А. Шафеевым (1970) на геологической карте хр. Хамар-Дабан, субпараллельны краевому шву Сибирской платформы. В целом, изучая этот хребет, мы имели дело со складчатостью продольного смятия и метаморфизма высоких давлений. Нет сомнения в том, что эти два синхронно протекающих процесса — в значительной степени предопределялись стрессовыми давлениями, обусловленными взаимным перемещением блоков земной коры, в данном случае кратона и геосинклинали. Северо-западная ориентировка длинных осей складок и убывание интенсивности складчатости в южном направлении свидетельствуют о том, что складчатость развивалась здесь под воздействием тангенциальных сил сжатия, ориентированных в направлении юго-запад — северо-восток. На подобную ориентировку оси максимальных сжимающих напряжений в заключительной стадии складкообразования указывает и пространственное распределение трещин скальвания в слоистых толщах (Шерман, 1969).

Очевидно, нет оснований ставить под сомнение тот факт, что мощная толща осадков Хамар-Дабанского трога формировалась в условиях опускания земной коры, которое было бы невозможным без ведущей роли вертикальных движений. Эти опускания должны были сопровождаться растяжением земной коры, возможно являвшемся следствием как вертикальных, так и горизонтальных ее движений.

В итоге мы видим, что в протерозойской истории хр. Хамар-Дабан имелись два этапа, резко различных с точки зрения кинематики: растяжения и сжатия. Причем характерной особенностью второго явилось господство сил горизонтального сжатия.

Здесь, как и в других регионах Восточной Сибири, за эпохой горизонтального сдавливания началось поднятие региона. Деформация происходила уже в хрупкой среде. Ось главного сжимающего напряжения, восстановленная путем анализа пространственного размещения трещин,

была ориентирована при этом субвертикально (Шерман, 1969). Отсюда в развитии Хамар-Дабанской складчатой зоны различаются три последовательных этапа, обычных для многих геосинклинальных трогов, развивавшихся в течение одного тектонического цикла. На первом преобладают нисходящие вертикальные движения (растяжение земной коры), на втором — горизонтальные (сжатие), на третьем — вертикальные восходящие (растяжение).

В сходных кинематических условиях деформировался верхнеархейский геосинклинальный трог Центрального Прибайкалья, выполненный образованиями ольхонской серии. Складчатость здесь сформирована в два этапа: первый был синхронен этапу прогрессивного метаморфизма ольхонских осадков, второй — наложенный, он проявился преимущественно в приразломном приморском крыле Ольхонского блока синхронно с эпохой диафтореза приморского комплекса гранитов. Деформации ольхонского комплекса в последующее время свелись в основном к обновлению старых и возникновению новых разломов.

Ориентировка осей складок ольхонской серии, простирание сланцеватости и полосчатости в прогрессивно метаморфизованных породах свидетельствуют о том, что они возникли в результате приложения тангенциальных напряжений. Деформация протекала в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, т. е. в относительно пластической среде. Следовательно, можно допустить, что здесь ось максимальных сжимающих напряжений была ориентирована перпендикулярно осям складок — в направлении с юго-востока на северо-запад по азимуту 310—320° — и полого наклонена к горизонту.

Очевидно, что метаморфизм и дислокация осадков ольхонской серии происходили не только при значительном тангенциальном напряжении, но и при высоком геостатическом давлении. При этом наиболее крупные деформации должны были охватить не только осадочную толщу, но и земную кору в целом, а возможно, и более глубокие слои. В частности, такой структурой, имеющей глубокие корни, обладает антиклиниорий, ось которого простирается от устья р. Бугульдейки до устья р. Анги и уходит далее на северо-восток под воды оз. Байкал. Другим таким крупным изгибом является синклиниорий, проходящий через южную оконечность Малого моря. Длина волн этих изгибов, измеренная поперек гребня, определяется в 40—50 км.

Одновременно с деформацией ольхонской серии протекал и процесс метаморфизма ее пород, сопровождавшийся гранитизацией. Последняя была обусловлена не привносом вещества из глубоких недр, а селективным анатексисом пород ольхонской серии (Павловский, Ескин, 1964). Представляется, что так же была сформирована серия интрузий, приуроченных к ядру указанного антиклиниория (см. рис. 6). Анатексис мог быть здесь более значительным, так как в своде антиклиниория, представляющего собой изгиб земной коры, должно было иметь место снятие давлений, что могло привести к понижению температур плавления. Если же расплавы формировались и на значительных глубинах, то проникновение их в ольхонскую серию могло происходить по трещинам скальвания, простирающимся в общем согласно со складчатой структурой. Независимо от того, на каких глубинах образовались расплавы, распределение их в ольхонской серии должно быть подчинено тому полю напряжений, в котором деформировалась осадочная толща.

Дальнейшие деформации региона, имевшие место после возникновения крупных изгибов земной коры, привели к нарастанию величины продольного сжатия, благодаря чему были созданы многочисленные складки более высоких порядков. Деформировались при этом в какой-то мере и массивы изверженных пород. Они воздействовали механически на осадочную толщу как при своем становлении, так и после формирования. Очевидно, этим следует объяснить наличие пучка узких S-образно изог-

нутых складок ольхонской серии в бассейне р. Анги. Вблизи краевого шва в диафторитах ольхонской серии отмечаются складки волочения с шарнирами, погружающимися на юго-запад под углами 30—60° (долина р. Сармы). Кроме того, в диафторитах, распространенных в долине рч. Зундук, имеющих сланцеватость северо-восточного простирания и юго-восточного падения, довольно часты будины. Их плоскости ориентированы согласно со сланцеватостью, а длинные оси погружаются на юго-запад под пологими углами к горизонту. В сумме эти данные свидетельствуют о том, что вертикальные движения блоков сочетались здесь с левосторонними сдвиговыми смещениями.

Подобный описанному характер движений в эпоху слюдянского днастрофизма проявился и в Северо-Байкальском нагорье. Высокометаморфизованные породы укучиктинской толщи, условно относимые к верхнему архею, характеризуются узкими сжатыми линейными складками с постепенно изменяющимся простирианием от субмеридионального (бассейн р. Укучкы) до северо-восточного (бассейн р. Чай). При анализе элементов залегания гнейсовидности, которая в целом при пересечении с запада на восток укучиктинской толщи меняет азимуты падения от юго-восточных через вертикальные на северо-западные, можно сделать вывод о наличии в центральной части толщи крупнейшей структуры первого порядка — Укучиктинского антиклинария. Ось выделяемой структуры проходит примерно в центральной части поля развития укучиктинской толщи, имеет дугообразную в плане форму и полого погружается к северо-востоку. Антиклинарий осложнен структурами более высокого порядка с размахом крыльев от первых метров до 10 км. Они имеют различное направление, но наиболее четко и чаще всего проявлены складки северо-восточного направления. Пликативные дислокации субширотного и субмеридионального направлений отличаются малой протяженностью. Морфология складок довольно подробно рассмотрена М. М. Мануйловой (1964), которая считает их наложенными, возникшими в более поздние тектонические эпохи.

Анализ складчатости показал, что образования укучиктинской толщи претерпели как минимум три этапа деформаций, связанных с позднеархейским, раннепротерозойским и средне-позднепротерозойским (байкальским) тектономагматическими циклами. В основном здесь развиты складки двух генетических типов: складки изгиба и складки течения. Рассмотрение этих складчатых форм и их пространственного положения позволяет в общих чертах дать кинематическую схему ориентировки напряжений. Для позднеархейского этапа положение оси деформации *A* было близко к субвертикальному с закономерными отклонениями вблизи разломов. Ось *B* была субгоризонтальной с некоторой тенденцией к погружению в северо-восточном направлении. Ось *C* имела северо-западное направление, близкое к 330°. Кроме того, при рассмотрении планового рисунка складчатых деформаций в укучиктинской толще участков, прилегающих непосредственно к ограничивающим ее глубинным разломам, видно, что они образуют кулисообразные складки (Мануйлова, 1964). Последние свидетельствуют о том, что деформация толщи в позднеархейское время протекала в условиях тангенциального сжатия с некоторым левосторонним перекашиванием всей площади.

Следующий этап, для которого возможно определение ориентировки эллипса деформации и эллипса напряжений, в пределах Шарыжалгайского краевого выступа связан со временем внедрения пегматитовых жил (абсолютный возраст их определяется различными исследователями в интервале 1900—1650 млн. лет). Это, по-видимому, соответствует времени, близкому к событиям дербинского этапа. Тогда же в связи с продолжавшимся ростом крупных куполов происходило дальнейшее «раскрытие» трещин, что привело к внедрению пегматитов. Основная масса пегматитовых жил выполняет разрывы и трещины, группи-

рующиеся в две системы: первая — с северо-западным, вторая — с северо-восточным простиранием, причем первая резко преобладает. Этот факт хорошо согласуется с представлением о приуроченности основной части пегматитовых жил к трещинам отрыва, которые по полевым и экспериментальным данным должны максимально проявляться в направлении, перпендикулярном к оси А (Белоусов, Черткова, Эз, 1955), т. е. в данном случае в северо-западном направлении. Другая часть пегматитовых жил связана с системами трещин, на данном этапе развивавшимися как сколовые, что подтверждается их морфологией. Есть основания считать эти системы синхронными и сопряженными. В обнажениях неоднократно фиксировались сопряженные трещины скола, выполненные пегматитовыми прожилками и обладающие следующей ориентировкой: 1) азимут падения северо-запад $330-340^\circ$, угол $30-35^\circ$ и 2) азимут падения юго-запад $225-240^\circ$, угол $40-50^\circ$. Расположение этих систем трещин связано со следующей ориентировкой осей напряжения: $\delta_1 = 20$, угол 30° ; $\delta_2 = 115$, угол 30° ; $\delta_3 = 260$, угол 70° .

Деформация слюдянского этапа привела к перестройке структур краевой части кратона, что хорошо видно на примере Шарыжалгайского краевого выступа с ярко выраженным морфологическим изменениями нелинейных в плане складок вблизи крупных ветвей Главного Саянского разлома. Здесь можно выделить «зоны влияния» крупных разрывов, в каждой из которых складки «приспособливаются» к простирианию доминирующего нарушения. Если складки северо-западной части Китайского блока довольно вытянутые ($1:5$), то для юго-восточной части характерны брахиформы, лишь едва отличимые по форме и размерам от крупных пологих куполов побережья Байкала. Процесс преобразования нелинейных складок в линейные, как показали наблюдения, заключается в растягивании складок вдоль серий сдвиговых или взбросо-сдвиговых нарушений.

В западной части Китайского блока развита серия брахиформных складок длиной 12—14, шириной 5—6 км, оси которых при движении на запад, вкрест простириания серии, постепенно меняют направление от субмеридионального до северо-западного и даже широтного. Южные оконечности всех складок при приближении к Главному Саянскому разлому имеют тенденцию разворачиваться, «приспособливаясь» к его простирианию.

Складчатость, развитая в пределах Онотской зоны субмеридионального простириания, отделяющей Китайский блок от расположенного северо-западнее Булунского, не является, как это считалось ранее, линейной. Здесь развиты меньшие по размеру, чем в Китайском блоке, брахиформные складки длиной 6—8 и шириной 3—5 км, оси которых часто кулисообразно замещают друг друга в плане, а осевые плоскости запрокинуты на запад-юго-запад. Отдельные части многих складок, бывших первоначально брахиформными и куполовидными, сорваны и по системам сдвигов перемещены преимущественно к северу или северо-западу, вдоль зоны Онотских разломов. Формирование новой, наложенной складчатости происходит, таким образом, путем переориентировки, растягивания, измельчения и, наконец, почти полной перестройки древних нелинейных в плане складок. Складчатость толщ, развитых еще северо-западнее, в междуречье Онота и Оки (Булунский блок), обычно описывается как линейная (Прокофьев, 1966). Однако, по нашему мнению, она весьма своеобразна и представляет собой типичный пример перестройки нелинейной структуры в зонах сдвиговых нарушений. Так, на крайнем юго-востоке, в пределах «клина», образованного стыком Главного Саянского и Точерского разломов, наблюдаются две брахисинклинали, разделенные короткой широкой антиклиналью. Вблизи Главного Саянского разлома все три складки резко вытягиваются, меняют простириание, следуя параллельно зоне наруше-

ния. Далее, на водоразделе рек Онота и Урика сохранился реликт изометричной в плане синклинали, диаметр которой, по-видимому, изменился десятками километров. Ядро и крылья этой чашевидной складки осложнены несколькими небольшими брахиформными поднятиями шириной порядка 4 км. Крупное изометричное ядро этой синклинали является именно тем центром, вокруг которого совершается поворот всей складчатой структуры Булунского блока с изменением простираций от меридиональных до северо-западных. Другой реликт подобного изометрического в плане ядра крупной синклинали угадывается северо-западнее, на водоразделе рек Большой и Малой Белой, где горизонты таргайской свиты описывают широкий овал, оборванный с северо-востока крупными разрывами. Таким образом, складчатость рассмотренной части Булунского блока не может быть названа линейной.

Однако полоса, примыкающая к Точерскому разлому и сложенная породами ерминской свиты, по характеру складчатости значительно отличаются от других участков Булунского блока. Здесь развиты линейные складки. Узкая длинная антиклиналь с крутыми крыльями, слегка запрокинутая к юго-западу, протягивается на 60 км при ширине 5—7 км из бассейна р. Большая Белая в бассейн р. Оки. Как показало детальное изучение разреза по р. Оке, породы как на крыльях, так и в ядре этой складки сжаты, послойно магматизированы и окварцеваны. С простиранием складки совпадает большое количество крупных и мелких разрывов, по многим из которых непосредственно в обнаружениях нами наблюдались перемещения типа левого сдвига. Северо-западная система разрывов здесь доминирует и разбивает складку на большое количество узких и длинных пластин-блоков, смещенных относительно друг друга.

Степень линейности складчатой структуры Шарыжалгайского блока в целом возрастает к северо-западу. Одновременно усиливаются эффекты «растаскивания» изометричных складок по системам сдвигов, взбросо- и сбросо-сдвигов. В больших масштабах на больших территориях наблюдаются перестройки и переориентировка целых серий крупных нелинейных древних складок. Следовательно, различия в характере складчатости юго-восточной и северо-западной частей Шарыжалгайского блока обусловлены именно такой перестройкой, происходившей под действием долговременных, устойчивых в своей ориентировке сдвиговых перемещений в зоне Главного Саянского разлома. Анализируя общий рисунок складчатости в пределах центральной и северо-западной частей Шарыжалгайского блока, необходимо подчеркнуть наличие общего «подворота» структуры вблизи Главного Саянского разлома, создающего «сигмоиду», дополнительно свидетельствующую о перемещениях крыльев разлома по типу левого сдвига.

Анализ всей суммы данных об ориентировке складок и их соотношениях с разрывными нарушениями позволяет предположить, что во время верхнеархейского этапа деформации, в течение которого была, в основном, создана наложенная складчатость, генеральные активные тектонические усилия были распределены вдоль направления запад-юго-запад — восток-северо-восток ($250-270^\circ$).

На основе приведенных выше материалов можно судить о взаимных перемещениях кратона в позднем архее относительно южнее расположенной складчатой системы. Формирование наложенной складчатости связано с взаимоперемещениями типа левого сдвига, сочетающегося с надвигом или подвигом.

В конце дербинского цикла, как и в конце слюдянского, Сибирский кратон активно деформировал периферические части Саяно-Байкальской геосинклинали. При этом его глыбы — Алданская, Ангарская, и Присаянская — смешались в том же направлении, что и в слюдянское время. Однако характер горизонтального смещения мегаблоков не-

сколько усложнился в силу того, что кратон оброс к этому времени дополнительными зонами земной коры, консолидированными в слюдянское время. В силу этого блоки смещались как по краевому шву платформы, так и по вновь возникшим разломам, отделявшим зону завершенной складчатости от геосинклиналей. Особенно ярко проявился такой сложный процесс в Восточном Саяне, где активно функционировали во время складчатости дербинского времени краевой шов платформы и Главный Саянский разлом. По каждому из них происходило пододвигание блоков в направлении с северо-востока на юго-запад, сопровождавшееся левым сдвигом. Подобное явление имело место и в становой части Саяно-Байкальского складчатого пояса.

Весьма интересные события разыгрались в начале нижнего протерозоя в Восточном Саяне. Здесь в результате деформаций слюдянского времени возникла весьма протяженная зона скальвания, протянувшаяся с северо-запада на юго-восток вдоль юго-западного фаса Бирюсинской складчатой зоны до хр. Хамар-Дабан. Этой зоной скальвания и присаянской ветвию краевого шва платформы была ограничена весьма протяженная складчатая зона, простиравшаяся параллельно краю платформы. В конце слюдянского цикла, на заключительных стадиях горизонтального сдавливания бирюсино-слюдянского геосинклинального трога, где деформация верхних частей земной коры была хрупкой, в этой складчатой полосе возникли зоны отрыва субширотного простирания. В начале дербинского цикла, ознаменовавшегося господством вертикальных движений по этим зонам, происходили вертикальные подвижки блоков земной коры. На одних блоках развивались седиментационные бассейны, другие же испытывали преимущественно восходящие движения. Так были заложены в протерозое прогибы Главный Саянский, Окинский, Ильчирский, Утуликский и Снежинский, отделенные один от другого соответственно поднятиями Хужирским, Гарганским, Тункинским и Хамар-Дабанским. Подобная дискретность земной коры Восточного Саяна, установившаяся в раннем докембрии, была характерна и для всей последующей истории развития этого региона.

Характер движений, имевших место в Восточном Саяне в эпоху дербинского диастрофизма, полно отразился в структуре Восточно-Саянского антиклиниория, основная особенность иликативных дислокаций которой состоит в развитии линейных более или менее сжатых антиклиналей и синклиналей с большой протяженностью. Оси линейных структур первого порядка в восточной половине антиклиниория располагаются не в северо-западном направлении соответственно ограничивающим его разломам, а в субширотных азимутах, т. е. в ряде районов (верховья рек Казыр, Хайлома) находятся в несогласии с контурами ограничения антиклиниория (см. рис. 4). Необходимо отметить и веерообразность антиклиниория в поперечном разрезе, причем она устанавливается не во всех поперечных пересечениях антиклиниория. Осевые поверхности складок по простианию «пропеллерообразны» — в результате антиклиниорий оказывается опрокинутым на северо-восток. Опрокидывание структур первого порядка от центральной оси Восточно-Саянского антиклиниория, крутое положение вертикальных складок в его ядерной части, наличие линейных и сжатых структур свидетельствует о проявлении складчатости, связанной с боковым сжатием.

В соответствии с полученными А. И. Сезыко данными по внутренней структуре антиклиниория, существование сдвиговых перемещений в раннем протерозое подтверждается вполне определенно. Однако причины и условия возникновения сдвигов, так же как и дискорданность внутренних структур антиклиниория с его ограничениями, находят другое объяснение. Это касается, в первую очередь, главной структуры региона — Алыгджерской антиклинали, составляющей ядерную часть антиклиниория. Ранее считалось, что Алыгджерская структура в западном

своем окончании простирается в северо-западном направлении и соединяется с Сигачской синклиналью, совместно с которой формирует Агульскую сигмоиду. Детальное изучение морфологии этой крупнейшей (около 200 км в длину) структуры показало, что она в своем западном окончании не образует резко выраженный субмеридиональный изгиб (Агульскую сигмоиду), а, наоборот, разворачивается в субширотном направлении и прослеживается от ядерной части антиклиниория почти до его юго-западного крыла. Таким образом, с точки зрения кинематики выявляется важная особенность Восточно-Саянского антиклиниория: главная его ядерная структура — Алыгджерская антиклиналь, несмотря на общее северо-западное простирание складчатой зоны, на расстоянии около 20 км прослеживается почти в субширотном направлении (в среднем на запад-северо-запад 285°) и обнаруживает отчетливо диагональное расположение по отношению к ограничивающим складчатую зону разломам северо-западного простириания. Восточное окончание Алыгджерской антиклинали примыкает к Главному разлому, а западное — к Восточно-Саянскому. Такое резкое перекашивание структур Дербинской зоны указывает на то, что при образовании складчатых форм большую роль играли горизонтальные перемещения, и что ось максимальных сжимающих напряжений не была направлена строго перпендикулярно общему простирианию складчатой зоны.

Комплексный анализ азимутальных направлений складчатых структур обнаруживает их тесную взаимосвязь не только с северо-западными разломами, но и с субширотными Удинским и Казырским, которые в диагональном направлении пересекают генеральное северо-западное тектоническое простиранье Дербинской складчатой зоны и рассматриваются как разломы ее фундамента (Сезыко, 1965).

При характеристике условий формирования складчатости антиклиниория и определении направления горизонтальных смещений необходимо отметить одну из главных морфологических особенностей его структуры: несмотря на различные сигmoidальные, флексуообразные и другого типа изгибы складок, нигде не ограничивающие антиклиниорий разломы не срезают его структур; наоборот, при приближении к разломам структуры выпрямляются и приспособливаются к их направлению. Это свидетельствует об активной роли разломов в создании складчатой структуры и об их раннем (конец архея — начало протерозоя) заложении.

Вся складчатая структура восточной половины антиклиниория оказывается закономерно вписанной в тектонический блок, имеющий форму ромба. С севера его ограничивает Казырский разлом, с северо-востока — Главный Саянский, с юга широтный отрезок Восточно-Саянского и с юго-запада — северо-западный отрезок Восточно-Саянского разлома. Анализ структурного рисунка и вергентности складок дербинского комплекса выясняет, что последние при приближении к субширотным разломам изменяют свои простириания и образуют сигмоидальные изгибы, указывающие на существование сдвиговых перемещений по этим разломам. На этой основе мы приходим к выводу о связи наиболее отчетливо выраженных горизонтальных движений с субширотными разломами.

Таким образом, основные морфологические особенности складок второго порядка и их расположение по отношению к ограничивающим складчатую зону глубинным разломам свидетельствуют, что складчатость Восточно-Саянского антиклиниория является следствием бокового тангенциального сжатия по направлению юго-запад — северо-восток. При этом появились скальывающие напряжения, ориентированные диагонально по отношению к Дербинской складчатой зоне, что при наличии древних разломов в фундаменте привело к возникновению сдвигов и общему перекашиванию складчатой структуры. Возникновение же бо-

кового сжатия и скальвающих напряжений можно рассматривать как результат надвигания Дербинской складчатой зоны на Бирюсинскую глыбу (или пододвигания последней под Дербинскую зону).

Некоторые новые данные о характере тектонических движений в эпоху дербинского диастрофизма получены и для южной части Северо-Байкальского нагорья, в частности по укучкитинской толще. Здесь в раннем протерозое тектонические движения проявились сравнительно слабо. Это подтверждается тем, что складчатые структуры позднего архея, имеющие северо-восточное простирание, лишь в отдельных участках были деформированы с образованием горизонтальных флексурных складок. Наложенные складчатые структуры имели простирание, близкое к северо-восточному, и характеризовались простыми морфологическими чертами. Эти структуры отмечаются главным образом в узкой зоне, прилегающей к западной границе развития укучкитинской толщи, и, очевидно, являются отражением движений по Левоминьскому разлому в нижнепротерозойский этап тектонической активизации. В этом случае, можно полагать, наложенная складчатость возникла в условиях неравномерного напряжения, обусловленного проявлением деформации за счет простого левостороннего сдвига, при котором наименьшая ось эллипсоида деформации *C* была близка к горизонтальному положению и ориентирована по азимуту северо-запад 340° —юго-запад 160° , а положение средней оси *B* было субвертикальное.

Наложенные тектонические процессы более позднего байкальского этапа заметно влияли на структуру укучкитинской толщи, хотя и не вызвали существенной ее перестройки. Эти движения сопровождались высокотемпературным региональным метаморфизмом, соответствующим верхней части амфиболитовой фации (Мануйлова, 1964), что, вероятно, обеспечило повторную мобилизацию укучкитинской серии, способствовавшей возникновению складчатых деформаций. Тектонические движения этого времени привели к формированию наложенных складчатых структур северо-восточного (мамского) простирания и запад-северо-западного. Крупные складки северо-восточного простирания, усложняющие древние структуры, откартировать трудно, но наличие их несомненно, что хорошо подтверждается сложными формами складок течения в участках интенсивной наложенной мигматизации. Складки северо-западного направления характеризуются различной шириной: от первых метров до нескольких их сотен. Наблюдаемые непосредственно в обнажениях складки имеют в большинстве случаев довольно простое строение, соответствующее складкам концентрического изгиба с амплитудой до 2—3 м и углами падения крыльев 50° — 60° . Эта складчатость хорошо устанавливается не только по изменению элементов залегания гнейсовидности и линейности, но и непосредственными наблюдениями деформаций поздних пологозалегающих пегматитовых жил (верховье р. Укучкты).

Более крупная структура такого же плана, напоминающая собой сводообразный изгиб, устанавливается на водоразделе рек Иловерь и Укучкты, где породы укучкитинской серии резко меняют свое северо-восточное простирание на субширотное и приобретают пологое залегание, приближаясь к горизонтальному. Эта структура хорошо подчеркивается линейными текстурами, ориентировка которых дает рассеянное поле с углами наклона от 5° — 10° до 20° . Вероятно, аналогичными складчатыми формами, возникшими за счет наложения структур северо-западного простирания антиклинального профиля на структуры северо-восточного, являются Чарвинская и Когондинская. Имеющиеся отрывочные сведения о линейных элементах в описываемых структурах (Великославинский и др., 1963), подтверждают это положение.

В результате наблюдений за наложенными складчатыми структурами запад-северо-западного направления следует сделать вывод о том,

что ось *B* эллипсоида деформации располагалась здесь в дербинское время практически горизонтально и ориентирована по азимуту 260—280°, а ось *C* — также горизонтально, но ориентирована в субмеридиональном направлении.

Глобальные горизонтальные смещения, имевшие место в конце байкальского цикла, представляли в общем тот же характер, что и в дербинское время. Однако в связи с приращением к платформенному ядру новых, дербинских складчатых зон, они несколько усложнились, особенно в Восточном Саяне и в Северной Монголии. Здесь горизонтальные смещения происходили по краевому шву, Главному Саянскому разлому и широкой Джидино-Хамсаринской зоне скальвания, простирающейся вдоль северо-западного борта Джидинского синклиниория и далее на северо-запад, где она проходит по юго-западному фасу Восточно-Саянского антиклиниория. По этой зоне, имеющей ширину до 75 км, происходили левосторонние сдвиговые смещения. Между Джидино-Хамсаринской зоной скальвания, Главным Саянским разломом и юго-восточным отрезком присаянской ветви краевого шва развивались в байкальское время субширотные седиментационные бассейны, местоположение и простирание которых было предопределено направлением трещин отрыва, возникших в эпоху слюдянских и дербинских деформаций. При деформациях конца байкальского цикла эти субширотные структуры изменялись в условиях левосторонней сдвиговой системы, сочетавшейся с поддвигом под них дербинских складчатых зон и кратона. Благодаря этому они испытывали продольные взламывания. В байкальской ветви складчатого пояса в верхнем протерозое возникла Селенгино-Витимская зона скальвания, по которой происходили левосторонние сдвиговые смещения (см. рис. 17).

Несмотря на то, что при горизонтальном сжатии геосинклиналей кратоном и опоясавшими его складчательными зонами основной эффект горизонтального смещения имел место в геосинклинальных бассейнах, краевой шов и другие региональные разломы, расположенные уже внутри консолидированной земной коры, не утрачивали своей активности. Благодаря этому эфузивно-осадочные толщи в краевых системах платформы деформировались в условиях поддвига кратона под складчатую систему. Во всех трех краевых системах — Урикско-Енисейской, Байкало-Патомской и Юдомо-Майской — поддвиг сочетался с левосторонним сдвигом.

Для байкальского этапа развития структуры земной коры юга Восточной Сибири хорошо выявляется характер движений по краевому шву и ряду других глубинных разломов.

Приведенные выше сведения о морфологических и генетических типах складок и разрывных нарушений Урикско-Ийского грабена позволяют представить схему поля тектонических напряжений, развивавшихся на стыке платформы с саянской ветвью складчатого пояса под воздействием перемещений по краевому шву. Ранее было показано, что складки грабена созданы силами, направленными вдоль слоистости (складки продольного сжатия). Следовательно, можно считать, что ось максимальных нормальных сжимающих напряжений располагалась в грабене перпендикулярно простирианию складчатых структур. На юго-восточной части она занимает субширотное положение, а затем постепенно разворачивается в северо-восточном направлении. Труднее определить положение двух других осей максимальных нормальных напряжений. Анализ трещиноватости показал, что на различных этапах складкообразования оси промежуточных и минимальных нормальных напряжений (σ_2 , σ_1) меняются местами. После смятия вулканогенно-осадочной толщи в полную складчатость стал невозможен дальнейший пластический изгиб и гофрированная толща реагировала на сдавливание разрывами. Этот процесс охватил, очевидно, не весь Урикско-

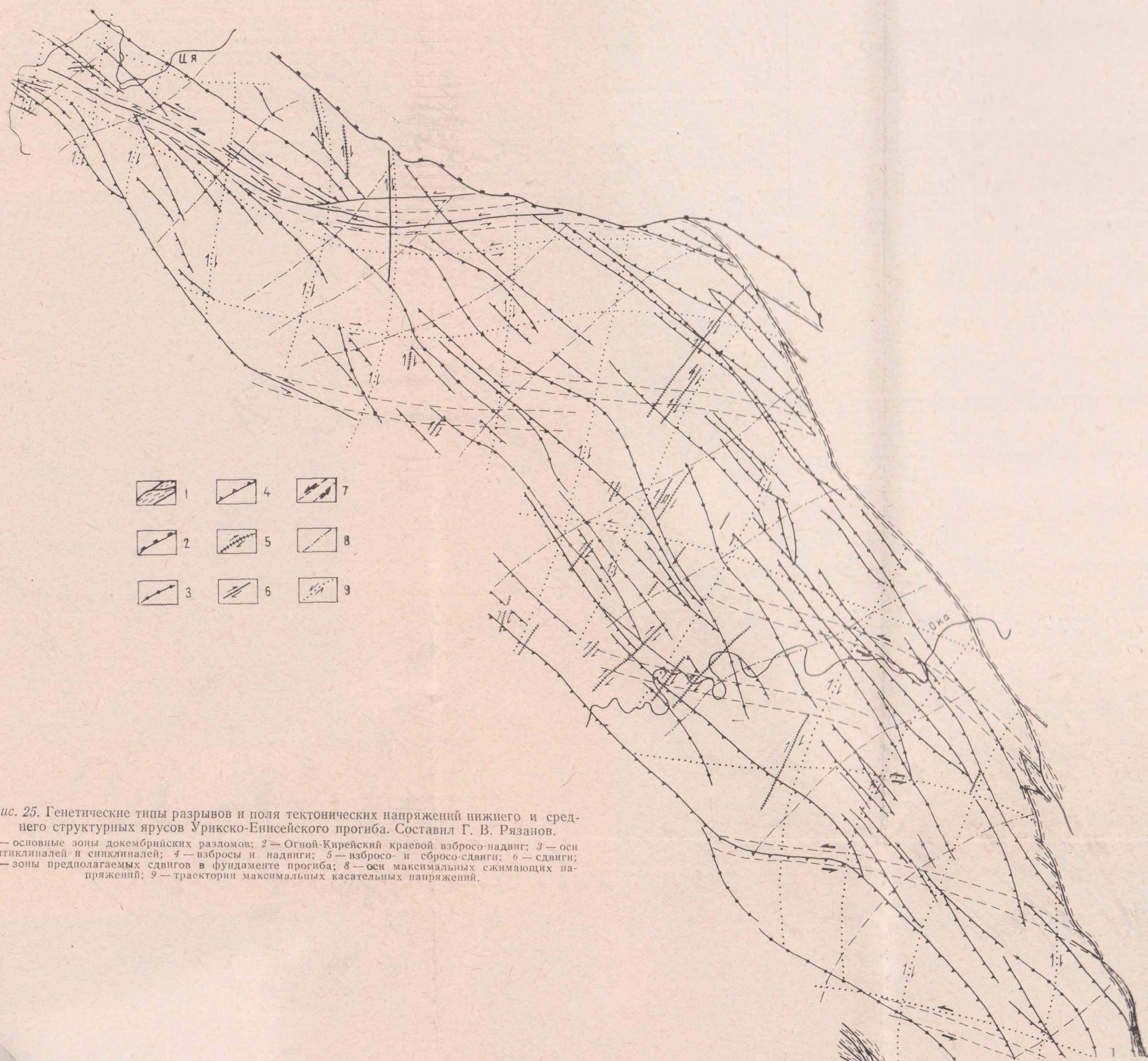
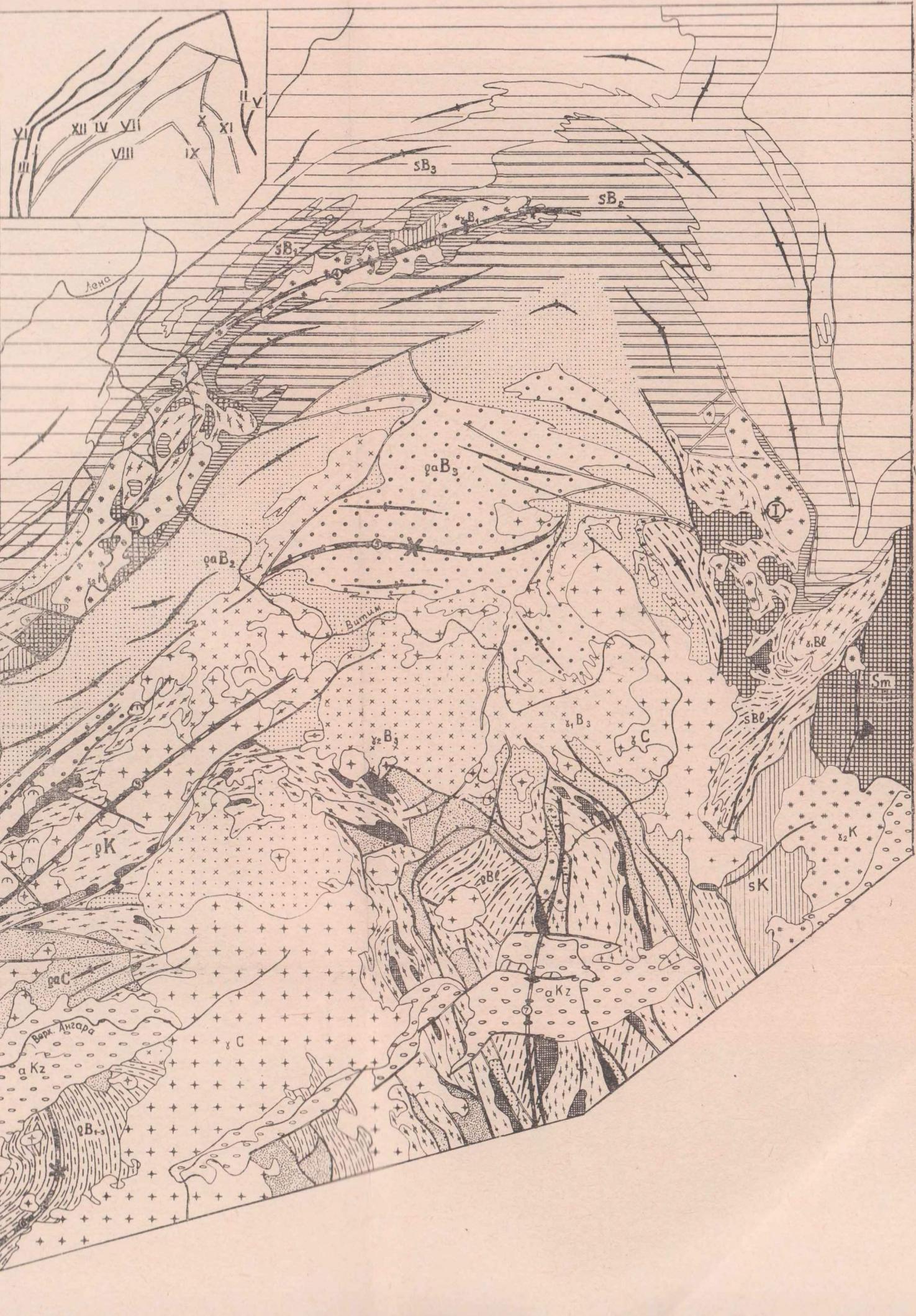
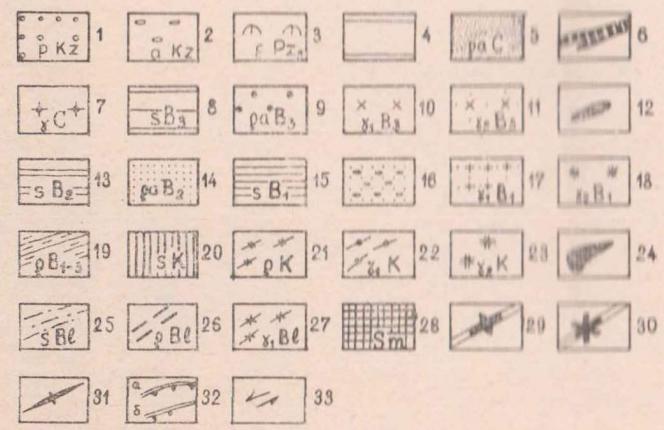


Рис. 25. Генетические типы разрывов и поля тектонических напряжений нижнего и среднего структурных ярусов Урикского-Енисейского прогиба. Составил Г. В. Рязанов.

1 — основные зоны докембрийских разломов; 2 — Огнёй-Кирейский краевой взбросо-надвиг; 3 — оси антиклиналей и синклиналей; 4 — взбросы и надвиги; 5 — взбросо- и сбросо-сдвиги; 6 — сдвиги; 7 — зоны предполагаемых сдвигов в фундаменте прогиба; 8 — оси максимальных скимающих напряжений; 9 — траектории максимальных касательных напряжений.



что ось *B* эллипсоида деформации располагалась здесь в дербинское время практически горизонтально и ориентирована по азимуту 260—280°, а ось *C* — также горизонтально, но ориентирована в субмеридиональном направлении.

Глобальные горизонтальные смещения, имевшие место в конце байкальского цикла, представляли в общем тот же характер, что и в дербинское время. Однако в связи с приращением к платформенному ядру новых, дербинских складчатых зон, они несколько усложнились, особенно в Восточном Саяне и в Северной Монголии. Здесь горизонтальные смещения происходили по краевому шву, Главному Саянскому разлому и широкой Джидино-Хамсаринской зоне скальвания, простирающейся вдоль северо-западного борта Джидинского синклиниория и далее на северо-запад, где она проходит по юго-западному фасу Восточно-Саянского антиклиниория. По этой зоне, имеющей ширину до 75 км, происходили левосторонние сдвиговые смещения. Между Джидино-Хамсаринской зоной скальвания, Главным Саянским разломом и юго-восточным отрезком присаянской ветви краевого шва развивались в байкальское время субширотные седиментационные бассейны, местоположение и простирание которых было предопределено направлением трещин отрыва, возникших в эпоху слюянских и дербинских деформаций. При деформациях конца байкальского цикла эти субширотные структуры изменились в условиях левосторонней сдвиговой системы, сочетавшейся с поддвигом под них дербинских складчатых зон и кратона. Благодаря этому они испытывали продольные взламывания. В байкальской ветви складчатого пояса в верхнем протерозое возникла Селенгино-Витимская зона скальвания, по которой происходили левосторонние сдвиговые смещения (см. рис. 17).

Несмотря на то, что при горизонтальном сжатии геосинклиналей кратоном и опоясавшими его складчатыми зонами основной эффект горизонтального смещения имел место в геосинклинальных бассейнах, краевой шов и другие региональные разломы, расположенные уже внутри консолидированной земной коры, не утрачивали своей активности. Благодаря этому эфузивно-осадочные толщи в краевых системах платформы деформировались в условиях поддвига кратона под складчатую систему. Во всех трех краевых системах — Урикско-Енисейской, Байкало-Патомской и Юдомо-Майской — поддвиг сочетался с левосторонним сдвигом.

Для байкальского этапа развития структуры земной коры юга Восточной Сибири хорошо выявляется характер движений по краевому шву и ряду других глубинных разломов.

Приведенные выше сведения о морфологических и генетических типах складок и разрывных нарушений Урикско-Ийского грабена позволяют представить схему поля тектонических напряжений, развивавшихся на стыке платформы с саянской ветвью складчатого пояса под воздействием перемещений по краевому шву. Ранее было показано, что складки грабена созданы силами, направленными вдоль слоистости (складки продольного сжатия). Следовательно, можно считать, что ось максимальных нормальных сжимающих напряжений располагалась в грабене перпендикулярно простираннию складчатых структур. На юго-восточной части она занимает субширотное положение, а затем постепенно разворачивается в северо-восточном направлении. Труднее определить положение двух других осей максимальных нормальных напряжений. Анализ трещиноватости показал, что на различных этапах складкообразования оси промежуточных и минимальных нормальных напряжений (σ_2 , σ_1) меняются местами. После смятия вулканогенно-осадочной толщи в полную складчатость стал невозможен дальнейший пластический изгиб и гофрированная толща реагировала на сдавливание разрывами. Этот процесс охватил, очевидно, не весь Урикско-

Ийский прогиб: отдельные его наименее сжатые части, например северо-западная (бассейн р. Ии), не дошли до этой стадии (рис. 25).

Для первой стадии складчатого процесса помимо образования пликативных структур характерно формирование соскладчатых продольных взбросов, а в отдельных местах — крутых надвигов, осложняющих их. Таким образом, первичное региональное тектоническое поле напряжений значительно отличалось от наблюдавшегося в настоящее время. Вероятно, оси складчатых структур были ориентированы субмеридионально. Реликты этого простирания улавливаются почти по всей территории грабена.

На следующей стадии процесса складкообразования ось минимальных нормальных напряжений располагалась вертикально или субвертикально. Соответствующим образом происходила некоторая переориентировка осей складчатых структур и развивался дополнительный комплекс разрывных нарушений, особенно разрывы и трещины скальвания, ориентированные на северо-восток $30-60^\circ$ (рис. 26). Несмотря на то, что по ним наблюдались различные типы движений (взбросо-и сбросо-сдвиги), нам представляется, что основным было правобоковое горизонтальное смещение. Другой системой разрывных нарушений, имеющей важное значение, являются левые сдвиги северо-западного простирания, расположенные диагонально к складчатости. Описанные системы сдвигов, а также ориентировка даек нерсинского комплекса

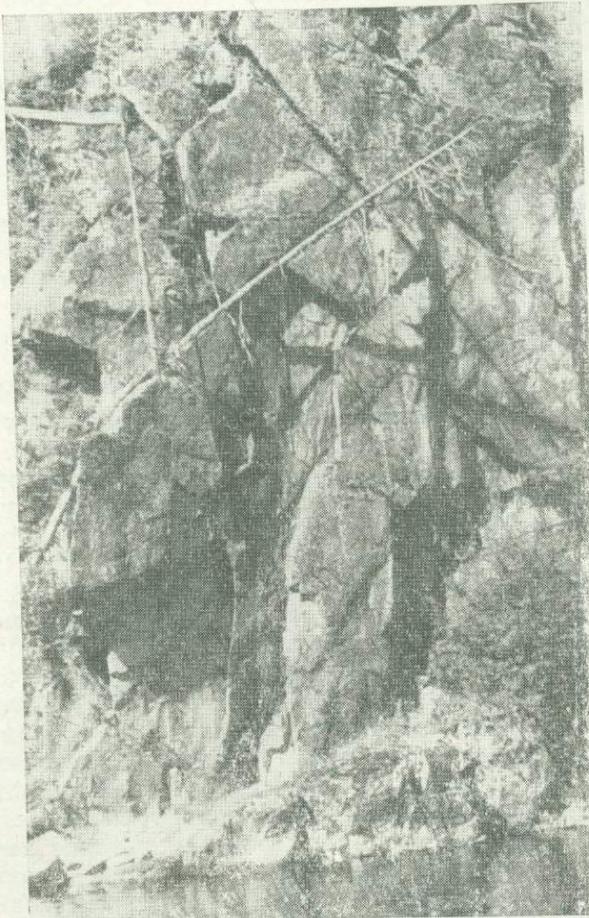


Рис. 26. Трещины скальвания в песчано-сланцевых отложениях Урикско-Ийского грабена.

диабазов дают основание прорассировать траектории максимальных напряжений. В полученной схеме поля тектонических напряжений Урикско-Ийского грабена ось промежуточных нормальных напряжений располагается вдоль простирации складчатых структур, а ось минимальных напряжений — субвертикально (см. рис. 25). Полученное поле тектонических напряжений может быть порождено различными способами, поэтому для выяснения основной причины необходим синтез всех данных. Самым простым способом может быть прямое сжатие, направленное нормально складчатым структурам с юго-востока со стороны Бирюсинской глыбы и с северо-запада — от Шарыжалгайского поднятия. Такие давления реализовались бы прежде всего формированием в пограничных Главном Саянском и Точерском разломах взбросов и крутых надвигов. Результаты такого сжатия непременно, как показывают эксперименты (Гзовский, 1963), отразились бы в неравномерной степени смятия вулканогенно-осадочной среднепротерозойской толщи. Вдоль краевых частей грабена степень дислоцированности оказалась бы выше, чем в его центральных частях.

Вторым способом образования наблюдаемого поля тектонических напряжений служит горизонтальное сжатие, обусловленное перекашиванием региона по системам сдвигов. Наблюдаемый структурный рисунок, а также характер виргации складок и их пучков подсказывает, что наиболее реально порождение тангенциального сжатия перекосом территории по системе левых сдвигов северо-западного простирания, расположенных диагонально к осям складок. Азимут их простирания, согласно теоретическим разработкам, должен находиться в пределах 285—320°. Такие разломы, генерировавшие складчатость, должны существовать в фундаменте Урикско-Хийского прогиба. Естественно, что их выделение представляет большие трудности из-за отсутствия необходимых теоретических расчетов о соотношении сдвигов и оперяющих их складок. Тем не мене некоторые признаки существования таких разломов имеются. Наиболее важным из них является резкая виргация осей отдельных складок и их пучков. Такие виргации очень характерны для складчатых структур Урикско-Ийского грабена. Они выражаются в том, что оси складчатых структур резко склоняются к западу. Виргации особенно отчетливы в верховьях р. Кирей и его притока Ярмы, в верховьях р. Черной Тагны, а также в других местах. Эти участки дают основание полагать, что в них произошли наибольшие горизонтальные смещения, т. е. именно здесь в фундаменте имеются ослабленные зоны, по которым происходили левосторонние сдвиги. Наконец, эти сдвиги несомненно должны проявиться в смежных горстовых выступах. Урикско-Ийский грабен и Шарыжалгайский выступ сочленяются по Точерскому разлому, состоящему из серии крупных сопряженных разрывных нарушений. Как отмечают А. П. Таскин и др. (1971), падение плоскости смесятеля Точерского разлома по простиранию различно. На юго-востоке плоскость падает к юго-западу под углом 60—85°, а в бассейне рек Оки и Одая она наклонена под углом 80—90°. На геологических картах отчетливо видны отдельные разрывы, составляющие Точерский разлом. Окончания этих отрезков отклоняются к западу и уходят в пределы Урикско-Ийского грабена. По-видимому, эти ответвления разломов дают начало левым сдвигам, находящимся в фундаменте грабена. Таким образом, Точерский разлом состоит из отдельных отрезков и генетически неоднороден. Представляется, что на большом своем протяжении он является взбросом. Анализ имеющихся материалов по расположению складчатых дислокаций, а также соотношений различных генетических типов разрывных нарушений в пределах Урикско-Ийского грабена позволяет считать, что эти структурные формы созданы в результате левосторонних сдвиговых движений по разломам фундамента. Эти разрывные нарушения протягиваются по ази-

муту 285—320°. Из принятых выше за основу положений следует, что сжимающие напряжения в Урикско-Ийском грабене суть напряжения второго порядка, производные от левосторонних сдвигов северо-западного простирания. В настоящее время можно считать, что складчатость грабена создана движениями по системе таких разломов, но судить о количестве их не представляется возможным, как невозможно определить амплитуды смещения по ним.

На наличие горизонтальных движений в пограничных частях платформы и складчатой области в Присаянье указывали многие исследователи (Берзин, 1967; Смирнов и др., 1963; Мусатов, 1964; Ляцкий, 1963; и др.). Н. А. Берзином (1967) предложена схема формирования складчатых и разрывных структур Присаянского оселково-карагасского прогиба. Им выделен ряд левых сдвигов с усредненным простиранием северо-запад 300°. В таком случае максимальное сжатие располагается косо к простиранию зоны деформаций. Во многом сходная картина наблюдается в пределах Урикско-Ийского грабена. При создании парагенеза его дислокаций участвовала та же система левых сдвигов. Таким образом, намечается определенная унаследованность характера горизонтальных движений, по крайней мере, в среднем и верхнем протерозое.

Важным является определение причин, вызвавших появление сдвигов с простиранием северо-восток 285—320°. Н. А. Берзин называет в качестве первопричины крупную лесостороннюю сдвиговую зону первого порядка с простиранием северо-запад 320°, в которой располагаются левые сдвиги с простиранием около 300°. Нам представляется, что эти движения порождены перемещением по краевому шву платформы относительно складчатой системы. Скорее всего, платформа пододвигалась под складчатую систему, перемещаясь одновременно с этим на северо-запад, по правилу левого сдвига.

Для определения характера горизонтальных движений по краевому шву в Прибайкалье специально изучались три участка — район Голоустной, Приольхонье и район Онгурен. При этом анализировалась структура диафторитов, складчатых комплексов, примыкающих к краевому шву с востока, а также структура края осадочного чехла платформы. В районе д. Б. Голоустной граниты приморского комплекса, обнажающиеся вдоль берега оз. Байкал, приобрели вследствие динамометаморфизма очковую и сланцевую текстуру. Крупные порфиробласты полевых шпатов, обычные для неметаморфизованных приморских гранитов, в диафторированных разновидностях уплощены и вытянуты по сланцеватости. Ориентировка последней в этом районе весьма примечательна. В пади Озерко, в частности, зафиксировано два ее сопряженных направления. Первая система сланцеватости падает на северо-восток 70°, угол падения 45°, вторая под углом в 40° падает на северо-восток 30° (см. рис. 14). По аналогии с другими районами Прибайкалья (о чем будет сказано ниже) направление сланцеватости здесь может быть отождествлено с направлениями касательных напряжений. Диафторез гранитов района Голоустной происходил, судя по парагенезу минералов в условиях эпизоны, при относительно низких температурах и давлениях. Поэтому деформация их была близкой к хрупкой, а угол скальвания острым. Восстановливая поле напряжений по этим сопряженным поверхностям скальвания, находим, что ось максимальных сжимающих напряжений была ориентирована при деформации гранитов в направлении юго-восток — северо-запад и полого, около 25°, наклонена на юго-восток.

Ценные сведения для понимания характера движения по краевому шву дает изучение структурных и текстурных особенностей бластомилонитов, развитых по приморскому комплексу гранитов. Эти диафториты не образуют единой полосы с параллельными ограничениями,

а распадаются на ряд полос переменной ширины, расположенных кулисообразно относительно одна другой. Они образуют с линией контакта ольхонского и приморского комплексов острый угол ($10-30^\circ$), открытый на юго-запад. Северо-восточные части полос бластомилонитов обычно узкие, местами менее 0,5 км, а в юго-западном направлении они постепенно расширяются до 3,0—3,5 км (долина р. Анги) и затем расщепляются по простиранию на отдельные узкие полосы. При этом ширина зон в целом уменьшается и они замещаются по простиранию бластокатаклизитами, и затем нормальными гранитами. Примечательно, что в местах наибольшего расширения (в плане) зон бластомилонитов располагаются массивы бластокатаклизитов и катаклизированных гранитов, которые можно уподобить гигантским будинам. Такие массивы заметно вытянуты по простиранию сланцеватости бластомилонитов. Наиболее крупный из числа зафиксированных (р. Анги) имеет размер 2×14 км (см. рис. 6).

Улавливаются и некоторые другие закономерности распределения диафторитов. В частности, слюдистые бластомилониты тяготеют к контакту всей зоны диафторитов с ольхонской серией, затем в северо-западном направлении они сменяются обычно очковыми бластокатаклизитами (порфириодами), среди которых, как и среди слюдистых бластомилонитов, развиты кварциты. Ширина полос порфириодов обычно не превышает 1—2 км. При еще большем удалении на северо-запад от зоны бластомилонитов степень рассланцевания в гранитоидах исчезает вообще.

Как подметил А. С. Ескин (1969), такой пространственной смене пород соответствует и размещение фаций метаморфизма, наиболее высокие ступени которого тяготеют к контакту приморского и ольхонского комплексов. Однако эта общая закономерность значительно усложнена тем, что диафториты, развитые по приморскому комплексу, слагают на единую полосу, а несколько, каждая из которых напоминает сигмоиду, постепенно отклоняющуюся в юго-западном направлении, на северо-запад от контакта ольхонской серии и приморского комплекса гранитоидов. Поэтому на отдельных участках наблюдаются по две полосы бластомилонитов, разделенных широкой (до 2 км) полосой катаклизитов (междуречье Сарма — Улан-Хан). Благодаря кулисообразному расположению зон бластомилонитов на отдельных отрезках краевого шва приморские гранитоиды контактируют с ольхонской серией без посредства бластомилонитов, только через зону порфириодов. Такое соотношение имеет место несколько севернее устья р. Бугульдейки, в междуречье Улан-Хан — Сурхайтор.

Рассмотрим внутреннюю структуру зоны диафторитов в гранитоидах приморского комплекса. Необходимо обратить внимание на то, что повсеместно, за исключением юго-западных концов сигмоид, сланцеватость в диафторитах имеет выдержанное простирание: северо-восток $50-70^\circ$. В то время как линия контакта ольхонской серии с приморским комплексом простирается на северо-восток $35-40^\circ$, падение сланцеватости преимущественно юго-восточное под углом $60-80^\circ$ и только в отдельных местах становится северо-западным. В целом в поперечном разрезе диафториты образуют моноклиналь, круто уходящую корнями под древнюю ольхонскую серию.

Дайки основных пород, ассоциирующих пространственно с диафторитами приморского комплекса, имеют мощности, не превышающие первых метров; протяженность их также незначительна. В плане и в разрезе они часто представлены в форме выклинивающихся линз, в большинстве случаев располагающихся согласно со сланцеватостью диафторитов. В то же время нередко удается наблюдать, что контакты даек срезают по падению (хотя и под пологими углами) плоскости сланцеватости диафторитов. В других местах, например в долинах рек

Улан-Хан, Курмы, простирание даек образует с простирием сланцеватости в диафторитах угол до 30° .

Диафториты ольхонской серии пространственно связаны с краевым глубинным разломом и повсеместно имеют тектонический контакт с гранитоидами приморского комплекса. Переход от них к недиафторированным породам ольхонской серии более или менее постепенный. При диафторезе происходила перестройка структуры ольхонской толщи в сфере наиболее существенного влияния краевого шва. Сланцеватость в диафторитах является уже вторичной по отношению к породам ольхонской серии, но здесь она совпадает, по-видимому, с первичной сланцеватостью, а последняя — со слоистостью. Эта сланцеватость обладает, по свидетельству А. М. Рябых, выдержаненным моноклинальным падением юго-восток $130—150^\circ$, угол $65—80^\circ$.

Формирование диафторитов, а также пространственно ассоциирующих с ними основных пород дайкового комплекса происходило в условиях сжатия. При растяжении эти породы не приобрели бы наблюдавшую в них ныне упорядоченную линейность ориентировки кристаллизационной сланцеватости. Это сжатие было длительным и охватывало большие глубины.

Возникает вопрос: каким было поле напряжений при деформации гранитоидов приморского комплекса и пород ольхонской серии и какими силами оно было обусловлено? Данные о характере движений получаются при анализе пространственной ориентировки дайкового комплекса, развитого в диафторитах и сланцеватости последних.

Дайки габброидов, обильно насыщающие бластомилониты Приморского хребта, внедрились во время метаморфизма гранитов. Об этом свидетельствует то, что они ориентированы почти согласно со сланцеватостью бластомилонитов, местами лишь срезая ее под небольшими углами. Таково же пространственное соотношение сланцеватости в развитых по дайковым габброидам амфиболовых сланцев и амфиболитов со сланцеватостью бластомилонитов.

Все дайки метаморфизованных габброидов, развитых в зоне диафторизма приморского комплекса гранитоидов, имеют северо-восточное простирание, изменяющееся для разных тел в интервале $35—80^\circ$. По направлению падения они распадаются на две группы: большая часть — юго-восток $139—160^\circ$, меньшая — северо-запад $300—350^\circ$. Углы падения у даек, погружающихся на северо-запад, составляют $60—70^\circ$, а у имеющих юго-восточное падение $40—60$, редко 80° . Показательно, что пространственная ориентировка подавляющего большинства даек габброидов, зафиксированных в зоне развития диафторитов в долинах рек Анги, Сармы, Курмы, Сурхайтор приурочены не к трещинам отрыва, а к трещинам скальвания, притом к наиболее развитой системе, имеющей юго-восточное падение, согласное с погружением сланцеватости диафторитов. Итак, в зоне развития приморских бластомилонитов имеет место хорошее совпадение пространственной ориентировки сланцеватости тектонитов, метаморфизованных даек габброидов и трещин скальвания, развитых по бластомилонитам. Это, очевидно, объясняется длительностью действия одного и того же поля напряжений.

В силу того, что деформация приморских гранитов сопровождалась метаморфизмом амфиболитовой фации, мы вправе полагать, что она протекала в упруго-вязкой среде. Такие условия имели, вероятно, место и на заключительных стадиях диафтореза, благодаря чему сколовые трещины ориентировались субпараллельно сланцеватости. При наличии здесь сильного сжатия, высоких геостатических давлений и температур не могли развиваться, судя по исследованиям Хиллса (1967), трещины отрыва. В таких условиях ориентировка даек габброидов должна была подчиняться направлениям сколов, что и наблюдается в действительности.

Как отмечал Г. А. Ажгирей (1966), ссылаясь на Мора и Бухера, в условиях вязкой, упруго-пластической деформации ось нормальных максимальных сжимающих напряжений занимает положение биссектрисы тупого угла, образуемой сопряженными трещинами скальвания, что справедливо и для описываемого случая. В этом убеждает пространственная ориентировка сланцеватости бластомилонитов и порфириодов. Несомненно, что при метаморфизме высоких давлений текстура бластомилонитов должна быть обусловлена полем напряжений, сдавшем это давление. Выше мы показали, что сланцеватость здесь ориентирована вполне закономерно, преимущественно на северо-восток, под острым углом к общему простиранию краевого шва и имеет крутое падения на юго-восток, реже на северо-запад. Сравнение этого направления с ориентировкой даек метаморфизованных основных пород и сколовых трещин, возникавших на последней стадии диафтореза, убеждает, что ориентировка сланцеватости в диафторитах Приольхонья совпадает с одним из наиболее развитых направлений скальвания.

Направления скальвания, по которым можно установить поле напряжений, опознаются по трем факторам — ориентировке сланцеватости и дайкового комплекса и прямыми наблюдениями более поздних трещин скальвания. Статистическая обработка материала показывает, что оси нормальных напряжений были ориентированы здесь следующим образом: ось максимальных сжимающих напряжений — азимут падения юго-восток $130-135^\circ$, угол 15° ; ось минимальных растягивающих напряжений — азимут падения северо-восток $40-45^\circ$, угол 75° и ось промежуточных напряжений — азимут падения юго-запад 220° , угол 10° . В таком случае движения по краевому шву, приведшие к метаморфизму и деформации гранитоидов приморского комплекса, могут быть квалифицированы как крутой надвиг или взброс с левосторонней сдвиговой составляющей.

Напряженное состояние в зоне краевого шва в Приольхонье сохранилось некоторое время и после эпохи диафтореза. Об этом свидетельствует наличие трещин отрыва, простирающихся на северо-запад 320° , секущих бластомилониты, и сопряженных трещин скальвания северо-западного простирания, развитых также по диафторитам, но в основном к северо-западу от них. Их становление происходило уже в условиях хрупкой деформации. Те из них, которые расположены вдали от зоны высокотемпературного метаморфизма, в нормальных гранитоидах могли формироваться и в эпоху этого метаморфизма. Ориентировка осей главных нормальных напряжений, восстановленная по этим молодым сколам, следующая: ось максимальных напряжений — азимут падения юго-восток $130-140^\circ$, угол 60° ; ось максимальных растягивающих напряжений — азимут падения юго-восток 230° , угол 10° ; ось промежуточных напряжений — азимут падения северо-запад 320° , угол 30° .

Но характер перемещения по краевому шву в эпоху образования бластомилонитов указывает и характер складок волочения. В частности, в долине руч. Зундук, где сланцеватость в бластомилонитах падает на юго-восток 160° под углом 60° , шарниры складок волочения погружаются на юго-запад под углами не более 10° . Юго-восточные крылья этих складок более пологие (40°), чем северо-западные (60°). Такая же пространственная ориентировка у складок волочения, развитых в бластомилонитах долины р. Зама, что подтверждает вывод о характере перемещения по краевому шву и более однозначно свидетельствует о том, что сдвиговая составляющая здесь имела левосторонний характер. На это же указывает и ориентировка борозд скольжения на поверхности сланцеватости: они также погружаются на юго-запад под углами к горизонту в $20-40^\circ$.

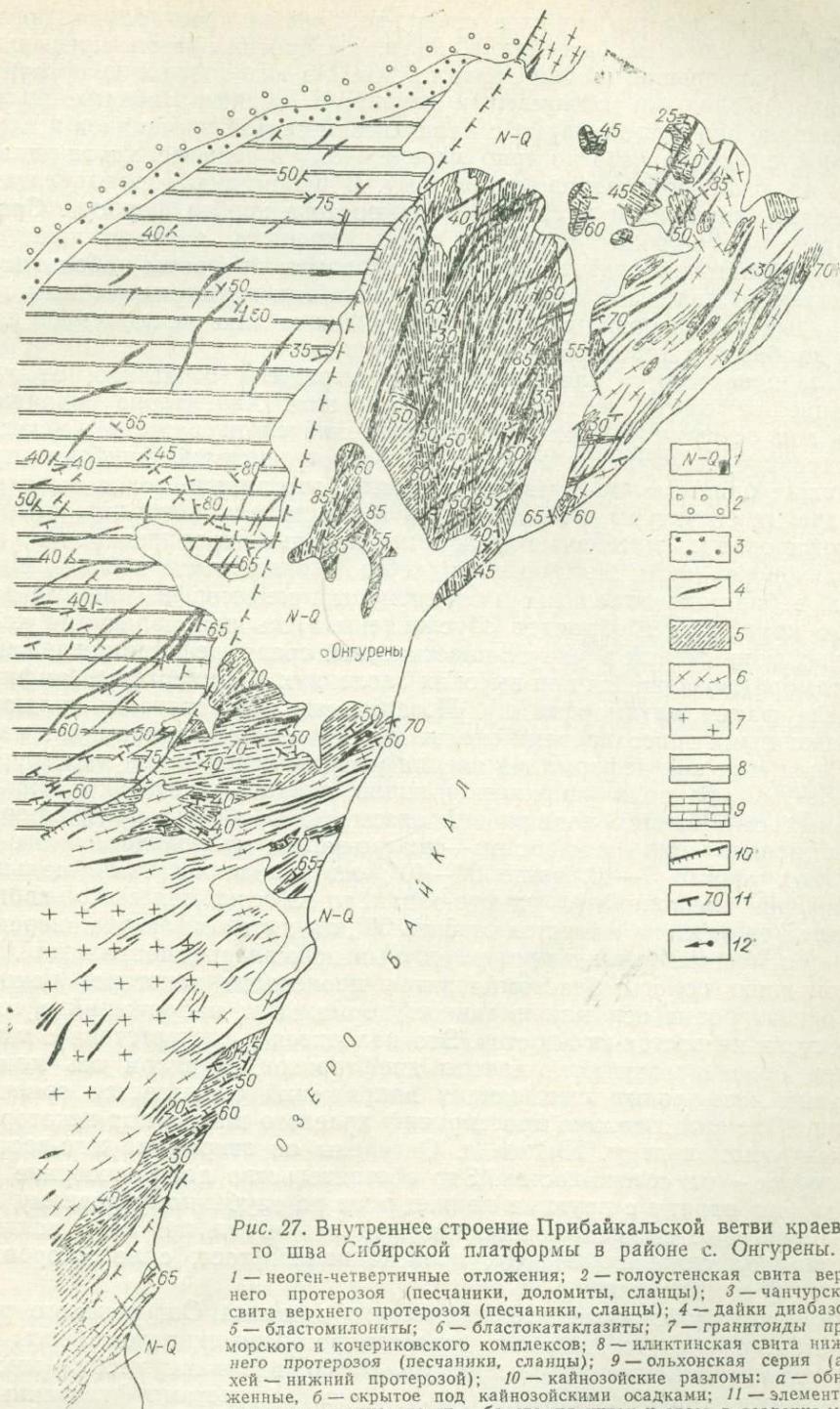


Рис. 27. Внутреннее строение Прибайкальской ветви краевого шва Сибирской платформы в районе с. Онгурены.

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — голоустенская свита верхнего протерозоя (песчаники, доломиты, сланцы); 3 — чанчурская свита верхнего протерозоя (песчаники, сланцы); 4 — дайки диабазов; 5 — бластомилониты; 6 — бластокатаклизиты; 7 — гранитоиды приморского и кочериковского комплексов; 8 — илектинская свита нижнего протерозоя (песчаники, сланцы); 9 — ольхонская серия (архей — нижний протерозой); 10 — кайнозойские разломы: а — обнаженные, б — скрытое под кайнозойскими осадками; 11 — элементы залегания сланцеватости в бластомилонитах и слоев в осадочно-метаморфических толщах; 12 — погружение шарниров складок.

Весьма интересной для понимания характера движений по краевому шву оказалась структура древних толщ побережья Байкала в районе деревень Онгурены, Бол. и Мал. Кочерики, где развиты обширные поля бластомилонитов (рис. 27). В семи-восьми километрах южнее д. Онгурены на берегу Байкала обнажена относительно узкая (около

1 км) полоса бластомилонитов северо-восточного простирания, протягивающаяся сюда из бассейна р. Анги. Ее протяженность превышает 20 км, а наибольшая ширина равна 7 км. На юго-востоке диафториты оборваны молодыми разломами и перекрыты водами Байкала, на северо-западе они контактируют с иликтинской свитой песчаников и сланцев нижнего протерозоя по ярко выраженному в рельефе, круто падающему на юго-восток молодому разлому. В целом диафториты слагают невысокий, наклонный в сторону Приморского хребта форберг. Среди диафторитов широко развиты бластомилониты, местами чередующиеся с бластокатаклизитами. Бластомилониты прорваны небольшими, относительно молодыми пластовыми и секущими жильными телами пегматоидных и аплитовидных гранитов, а также многочисленными дайками диабазов и диабазовых порfirитов.

Сланцеватость в бластомилонитах выражена отчетливо, ее простижение от места к месту часто меняется. Характерна сопряженность под острыми углами двух направлений сланцеватости, имеющих то встречное, что обратное падение. Для исследователей, ошибочно принимавших бластомилониты за парапороды, это давало повод выделять складчатые структуры, каковых здесь в действительности нет, так как деформировались массивные неслоистые породы — гранитоиды. Как и в приольхонской части Приморского хребта, сланцеватость в бластомилонитах, в бластокатаклизитах и ориентировка метаморфизованного дайкового комплекса габброидов обусловлены здесь направлениями касательных напряжений в упруго-пластической среде, деформированной и метаморфизованной при высоких давлениях и температуре (амфиболовая фация метаморфизма). Поверхности сланцеватости являются сопряженными поверхностями скальвания. Угол скальвания принимается тупым, так как деформация носила упруго-пластический характер.

Из анализа поля напряжения видно, что ось максимальных сжимающих напряжений оказывается обычно ориентированной в направлении юго-восток — северо-запад, наклонена на юго-восток под углами 5—10, чаще 30—40°; ось минимальных нормальных напряжений наклонена то на юго-запад, то на север или северо-восток, крутизна ее наклона меняется от 5 до 60°, на диаграммах она нередко меняется местами с осью промежуточных нормальных напряжений. По простианию полосы бластомилонитов происходит некоторое изменение ориентировки оси максимальных нормальных напряжений с северо-востока на восток-юго-восток. Это находится в соответствии с изменением ориентировки всей полосы диафторитов. В целом ось максимальных нормальных сжимающих напряжений оказывается ориентированной не ортогонально простианию краевого шва, а под некоторым острым углом к нему. Южнее д. Онгурены он открыт на юго-восток, а севернее — на северо-восток. Это обстоятельство дает основание полагать, что наряду с другими движениями по глубинному разлому были и сдвиговые смещения. Главную же роль играл при этом поддвиг кратона под складчатый пояс, происходивший косо, с левосторонней сдвиговой составляющей.

Важной особенностью геологического строения Онгуренского района является то, что здесь все доверхнепротерозойские комплексы пород, возможно исключая ольхонскую серию, прорваны весьма многочисленными и протяженными (до 5—7 км) неметаморфизованными дайками диабазов. В целом дайковый пояс простирается на северо-восток, согласно с краевым швом; более того, сам пояс, ширина которого достигает 10 км, пространственно связан с краевым швом. Дайки диабазов в отдельных случаях следуют за простиранием сланцеватости бластомилонитов, но большей частью секут ее в плане и по падению (они обычно вертикальны). Этот комплекс уже второй после внедрившегося во время диафтореза и имеет, вероятно, возраст конца

среднего протерозоя или начала верхнего протерозоя, т. е. доголоустен-
ский. Продольное простирание его к общей структуре Прибайкалья,
крутые углы падения и отсутствие следов деформаций свидетельствуют,
что внедрение их происходило по трещинам отрыва, созданном уже в
иных поле напряжений, чем то, в котором происходила деформация ди-
афторитов. Более того, подобные продольные отрывы были созданы в
результате не горизонтального сжатия коры, в вертикальных движениях,
проявившихся в байкальском цикле тектогенеза.

Для анализа протерозойского поля напряжений в Прибайкалье
показателен механизм образования складчатости в трехчленном бай-
кальском комплексе, налегающем на приморские граниты. Определен-
ные указания на это дает анализ складчатых структур и соответству-
ющих им разрывов в долине р. Куртун (Северо-Западное Прибай-
калье), где развиты верхнепротерозойские и нижнепалеозойские от-
ложения Сибирской платформы. По генетической классификации, местные разрывы относятся к синскладчатым и являются типичными
системами, возникающими при продольном смятии пластов. Широ-
кое развитие сколов типа взбросов свидетельствует о субгоризонталь-
ной ориентировке оси максимальных нормальных напряжений. Судя
по направлению поперечной системы разрывов, которые, вероятно, в
большинстве относятся к разрывным растяжениям, ось растягиваю-
щих усилий была ориентирована вдоль осей складок. Весьма возмо-
жен второй вариант ориентировки осей напряжения: ось σ_1 — субвер-
тикальна, ось σ_2 — субгоризонтальна и параллельна простиранию
складчатости. Такой вариант объясняет возникновение сбросов и над-
вигов, осложняющих складчатость. Правомочность существования
обоих вариантов можно объяснить различными физико-механическими
условиями формирования разрывов и складок в связи с резко неодно-
родным составом сминающихся толщ и, видимо, глубиной формирова-
ния некоторых складчатых структур (неодинаковая величина всесто-
роннего давления на глубине и вблизи поверхности). В зависимости
от названных условий соотношение пластической и упругой деформа-
ций будет меняться, что, естественно, скажется и на распределении
напряжений. Однако в любом случае ось сжатия была ориентирована
субгоризонтально и нормально к простиранию надвигов и взбросов, па-
раллельных осям складок.

Весь комплекс проведенных в долине р. Куртун наблюдений од-
нозначно свидетельствует о тангенциальной природе складкообразу-
ющих тектонических сил. Ориентировка главной оси деформации
(ось C) лежит в горизонтальной плоскости и направлена нормально
простиранию осей складок по азимуту северо-запад $310-320^\circ$. Ориен-
тировка осей A и B полностью не устанавливается, возможно имело
место двухвариантное положение осей A и B . Изучение складчатых
структур протерозойских и палеозойских толщ в бассейне р. Голоуст-
ной также убеждает в том, что они являются складками общего смя-
тия, возникшими под действием тангенциальных напряжений. Ось
максимальных сжимающих напряжений была ориентирована при этом
на северо-запад $310-320^\circ$. Убывание интенсивности складчатости при
удалении от краевого шва вглубь платформы свидетельствует об
уменьшении степени воздействия этих сил в том же направлении.

Какова же природа напряжений, в котором были дислоцированы
рифейские и палеозойские отложения бассейна р. Голоустной? Дефор-
мации сланцевых толщ качергатской свиты, а следовательно, и лежа-
щих над ними более молодых пород могли быть обусловлены грави-
тационным тектогенезом, в силу сползания осадочной толщи под
воздействием собственного веса вниз по региональным уклонам (что
было возможным благодаря известной пластичности сланцев). Этот
процесс действительно происходил, так как степень дислоцированно-

сти качергатской свиты несколько больше, чем подстилающей ее голоустенской. В сланцах более резко выражено запрокидывание складок, намного чаще встречаются надвиги. Но если влияние гравитационного тектогенеза на складчатость этих отложений бесспорно, то вряд ли он мог сколько-нибудь существенно сказаться на складчатости голоустенской свиты, не обладавшей в данных условиях необходимой для сползания пластичностью.

Тангенциальные напряжения, под воздействием которых была дислоцирована голоустенская свита, а в значительной мере и весь байкальский трехчленный комплекс, могли быть порождены только в результате взаимного перемещения кратона и байкальской складчатой области по зоне краевого шва. Ориентировка оси максимальных сжимающих напряжений, устанавливаемая по морфологии и пространственной ориентировке складок, надвигов и сланцеватости в породах голоустенской свиты и в других свитах рифея бассейна р. Голоустной, дает полное основание считать, что такие напряжения могли быть порождены при надвиге ольхонского блока складчатой системы на платформу или же при поддвиге последней под складчатую систему. Об этом свидетельствует и непосредственно закартированные надвиги древних пород на голоустенскую свиту. По данным Т. А. Дольник, такие надвиги наблюдаются в районе с. Б. Голоустное, в районе Средних Хомутов, а также юго-западнее д. Харгино. Северо-западнее с. Б. Голоустное аллохтон сложен архейскими породами шарыжалтайской серии, в отдельных участках включены доломиты голоустенской серии. Аллохтон слагают породы голоустенской свиты. Поверхность надвига падает на юго-восток 15° , под углом 25° . Амплитуда его не превышает 1—2 км.

Вероятно, движения, породившие складчатость края осадочного чехла кратона, обязаны своим происхождением не только латеральным перемещениям крупных блоков земной коры, здесь имели место и сдвиговые перемещения. Для доказательства этого обратимся к анализу характера складчатости осадочного чехла платформы в других районах Северо-Западного Прибайкалья. Весьма показателен в этом отношении бассейн р. Куртун, в рифейских отложениях которого развиты линейные складчатые структуры, простирающиеся на 10—20 км и более при ширине в несколько километров; амплитуды их достигают нескольких сотен и тысяч метров. Как правило, крупные структуры осложнены более мелкими складками с амплитудами в сотни метров. Последние осложнены в свою очередь еще более мелкими складками. Складки второго порядка обычно асимметричны: их северо-западные крылья значительно круче, чем юго-восточные; очень часто складки запрокинуты на северо-запад и их осевые поверхности погружаются на юго-восток под углами, близкими к 45° . При удалении на 20—25 км от края осадочного чехла к внутренним районам платформы, где рифейские и палеозойские отложения собраны уже в пологие складки, запрокидывание не наблюдается.

Обращает на себя внимание пространственное соотношение ориентировок осей крупных складок осадочного чехла Прибайкалья и краевого шва в целом. Последний простирается в Северо-Западном Прибайкалье на северо-восток 40 — 45° , а оси складчатых структур первого и второго порядка, развитых по краям осадочного чехла платформы, сложенного здесь рифейскими и нижнепалеозойскими породами,— на северо-восток 45 — 60° . Эти направления образуют острый угол в 10 — 20° , открытый на юго-запад. Такое явление наблюдается в бассейнах рек Ангары, Голоустной, Бугульдейки, в верховьях р. Лены. У подножия южной части Северо-Байкальского нагорья, где краевой шов имеет субмеридиональное простижение (бассейн верхнего течения р. Киренги), оси крупных складок ориентированы под углами в 40 — 45° к его простианию.

Выше высказывалось мнение о том, что причиной возникновения поля напряжений, создавших систему сил, деформировавших слоистые толщи Прибайкалья, явилось латеральное перемещение платформенного блока земной коры относительно складчатой системы. Ось максимальных нормальных напряжений была ориентирована в Прибайкалье перпендикулярно оси складок и под некоторым углом к общему простиранию краевого глубинного разлома, будучи несколько повернутой вправо относительно этого разлома. Это дает основание считать, что при складчатости края осадочного чехла платформы имело место взаимное перемещение кратона и складчатой системы не только в латеральном, но и в дистальном направлении. Последнее может быть понято только как левосторонний сдвиг. О заметной роли левосторонних перемещений в деформации слоистой толщи свидетельствует и характер ориентировки складок волочения. Шарниры этих складок полого погружаются на северо-восток. Более того, тенденция погружения шарниров на северо-восток присуща в Северо-Западном Прибайкалье и крупным складкам осадочного чехла. Малые углы погружения складок волочения свидетельствуют, в свою очередь, о том, что надвиговая или поддвиговая составляющие превалировали над сдвиговой.

Каким образом передавались давления, возникавшие в зоне краевого шва, на осадочный чехол? Предварительно обратим внимание на величину стяжения пластов и на глубину заложения складок. Осадочный чехол прибайкальского края Сибирской платформы собран в линейные складки в полосе шириной 70 км на юге и 130—в верховых р. Лены. Далее к северу ширина этой полосы несколько возрастает. Осадочный чехол здесь собран в валы и прогибы, длина волн которых измеряется поперек гребня в 20—25 км. Эти складки первого порядка усложнены в определенной закономерности более узкими изгибами и разрывами. Интенсивность дислоцирования осадочного чехла убывает в направлении от края осадочного чехла вглубь платформы. В этом направлении последовательно с 1,5—2 тысяч до первых сотен метров убывают амплитуды складок первого порядка, уменьшаются количество и амплитуды разрывов и мелких складок. Величина стяжения пластов весьма значительна. В бассейне р. Голоустной в поле развития байкальского трехчленного комплекса она составляет 750, в бассейне р. Куртун—500 м на 1 км. Менее сжаты пластины трехчленного комплекса вблизи контакта с палеозойскими толщами и еще меньше—последние, в которых величина сжатия не превышает 100 м на 1 км. В целом величина стяжения Прибайкальского края осадочного чехла платформы определяется в 10—15 км и возрастает в направлении с юго-запада на северо-восток. Такое значительное стяжение не могло быть обусловлено только прямым давлением блока складчатой системы на платформенный борт, возникшим вследствие надвигания первого на второй, так как амплитуда латерального смещения здесь исчисляется первыми сотнями метров. Очевидно также, что такое заметное стяжение осадочного чехла должно было сопровождаться и короблением фундамента, а его поверхность в действительности моноклинально погружается на северо-запад.

Стяжение пластов осадочного чехла в значительной мере было обусловлено гравитационным его соскальзыванием по региональным уклонам под действием собственного веса. Там, где развиты пластические толщи—соли, гипсы, ангидриты, сланцы, трудно оценить роль гравитационного и приразломного тектогенеза. Но по краю осадочного чехла пластические толщи отсутствуют и здесь оказались только силы, обусловленные перемещением блоков по разломам. Бесспорно, что одним гравитационным смещением нельзя объяснить стяжение осадочного чехла. Оно не может быть объяснено и только краевым, пограничным между платформой и складчатой системой надви-

ганием — горизонтальная амплитуда намного меньше величины сжатия.

Складчатые структуры осадочного чехла Прибайкалья, даже самые крупные из них, как примыкающие к обрамлению платформы, так и максимально удаленные от него, не имеют корней в фундаменте платформы, т. е. являются складками срыва. В одних случаях в ближнем Прибайкалье смешался весь осадочный чехол, от базальных рифейских образований и до кайнозойских включительно, в других — более внутренних районах — базальные компетентные рифейские и нижнепалеозойские слои в складчатости общего смятия не участвовали. При этом имело место и региональное соскальзывание осадочного чехла по налластованию на нескольких стратиграфических уровнях: в поле мощного развития рифейских отложений по сланцевым толщам улунтуйской свиты, в пределах соленосной формации по нижним пластам каменных солей, залегающих в основании усольской свиты. Вследствие этого были сформированы крупные изгибы пластов.

Сейсмогеологическое исследование показывает, что фундамент платформы в Прибайкалье разбит относительно густой сетью разломов. Вертикальные подвижки по ним не привели к созданию складок. Кинематическая природа этих разломов до конца не ясна, но можно предполагать, что при их становлении значительную роль играла сдвиговая составляющая. Тогда следует признать, что в Прибайкалье сдвиговые смещения имели место не только в собственно краевом шве, подчеркнутом вулканическим поясом и высокометаморфизованными породами, но и в краевой зоне значительной ширины, достигающей 100 км и более. Такой характер смещения объяснил бы тот факт, что оси складок в Прибайкалье ориентированы не параллельно, а под некоторым углом к общему простиранию края платформы. Смещение по таким сдвигам должно было вызвать горизонтальное перекашивание осадочного чехла и, как следствие этого, смятие его в складки. Признание такого механизма образования необходимо для складок жарбонатной формации Прибайкалья, в которой пластические толщи отсутствуют, особенно для той ее части, где она не подстилается мощной толщей рифейских сланцев. Однако смещение по ряду субпараллельных сдвигов не могло привести к такой закономерной картине расположения складок, подчиняющимся волновым параметрам. Подобная система складок могла быть создана в результате продольного сдавливания как итог перемещения по двум сдвигам северо-восточного простирания, ограничивающим с боков зону линейной и промежуточной складчатостей Прибайкалья.

Таким образом, можно констатировать, что становление складок в осадочном чехле Прибайкалья связано со многими причинами. К числу их относятся: сокращение площадей Прибайкальского рифейского и Ангаро-Ленского нижнепалеозойского прогибов в силу инверсии их восточных бортов; сжатие в силу надвигания складчатой системы на платформу; гравитационное соскальзывание осадочного чехла по сланцам в поле развития качергатской и улунтуйской свит, по солям и сульфатным породам в поле развития соленосной формации. В число первопричин, порождавших горизонтальное сжатие пластов, можно включить и смещения блоков фундамента по сдвигам северо-восточного простирания. Заметим, однако, что роль сдвиговых деформаций значительна только по самому краю осадочного чехла, в поле развития компетентной части разреза трехчленного байкальского комплекса, а при удалении вглубь платформы она убывает.

Установлено, что напряжения, создавшие линейный и промежуточный тип складчатости Прибайкалья, были порождены инверсией бортов седиментационных бассейнов и краевым надвиганием. Эти процессы стимулировали, в свою очередь, гравитационный тектогенез. Одно-

время с этим осадочный чехол деформировался и под влиянием продольных краю платформы сдвигов. Складчатость продольного смятия сопровождалась складчатостью нагнетания, приведшей к значительному перемещению пластических толщ — каменных солей, сульфатных пород и сланцев — сообразно с полем напряжений, сформировавших складки.

В Северо-Байкальском нагорье горизонтальные движения происходили в основном по разломам. Здесь система глубинных разломов, составляющих основу тектоники этой территории, образует веер, открывающийся в северо-восточном направлении, и группируется в три зоны: Прибайкальскую, Абчадскую и Байкало-Мамскую (рис. 28).

Акитканская зона разломов, составляющая часть прибайкальской ветви краевого шва, состоит из трех глубинных разломов: Краевого, Окунайского, Левоминского. О кинематических особенностях Краевого глубинного разлома можно судить лишь по косвенным данным, так как его выделение и трассирование производится по комплексу геофизических признаков и лишь частично по геологическим данным. Частным его выражением является система мелких разрывов, представленных взбросами, сбросами, взбросо-сдвигами, картируемая вдоль западных отрогов Акитканского и Байкальского хребтов. Величина вертикальных перемещений по этим разломам, как правило, незначительна и достигает 0,5—0,6 км. Анализ складчатых структур слоистых толщ кембрия и верхнего протерозоя в пределах Краевого глубинного разлома показывает, что складчатость здесь далеко не везде однотипна. Часто разные блоки, обособленные друг от друга разломами, обладают разным типом складчатости: от узких изоклинальных, запрокинутых в сторону платформы, до пологих симметричных. Эти особенности морфологического строения складок отражают различные условия деформации толщ, обусловленной, главным образом, неравномерным сжатием, возникавшем в многочисленных тектонических блоках в период движения по Краевому глубинному разлому. Несмотря на такие различные условия в деформации толщ, видна одна общая закономерность, свидетельствующая об односторонности процессов сжатия при формировании верхнепротерозойско-нижнепалеозойских складчатых комплексов. К тому же геометрический анализ мелких разрывных нарушений, создающих сопряжение системы склоновых направлений, говорит о наличии левосторонних смещений по Краевому глубинному разлому со значительной долей взбросовой составляющей.

Окунайский глубинный разлом довольно отчетливо прослеживается от р. Умбеллы до р. Чан. На всем протяжении он трассируется зонами динамометаморфизма, милонитизации и интенсивных процессов кварц-щелочного метасоматоза. Кроме того, как правило, к его опущенному блоку в современной структуре приурочены образования байкальского комплекса верхнего протерозоя и породы нижнего протерозоя.

Нижнепротерозойские образования, обнажающиеся в непосредственной близости к Окунайскому глубинному разлому, несомненно испытывали его влияние, выразившееся в создании структур определенного комплекса. Большая часть складчатых структур нижнего протерозоя имеет северо-восточное простирание (среднее течение р. Савкиной, Мини; водораздел Великаны и Килькты) и обнажается в ядрах антиклинальных поднятий. Отмечаемое северо-западное простирание нижнепротерозойских толщ и трактуемое некоторыми исследователями как региональное представляет собой не что иное, как результат отражения наложенных деформаций, связанных с возникновением оперяющих зон разломов и рассланцевания северо-западного простирания с правосторонним характером смещения.

Общий кинематический анализ по нижнепротерозойским складчатым толщам (характер и ориентировка приразломных складок) пока-

зывает, что при их формировании кроме всестороннего сжатия возникали дополнительные напряжения, вероятно, за счет неравномерного перекашивания всей территории при простом левостороннем сдвигании, вызванном перемещением по Окунайскому разлому.

В раннебайкальский этап (соответствующий среднему протерозою) развития для этого разлома устанавливаются левосторонние смещения, особенно отчетливо проявившиеся в заключительные стадии. Движения по Окунайскому глубинному разлому в сочетании с движениями по Краевому существенно повлияли на закономерность распределения зон отрыва и скола и формирование кристаллизационной сланцеватости, подчеркивающей контуры складок (водоразделы Окунайки и Савкиной, Мини и Кутимы). Возникновение ослабленных тектонических зон (сгущение трещин отрыва) преобладающего северо-западного профиля предопределило становление и распределение крупнейших поздне-среднепротерозойских Черепаниховской, Кутимской и более мелких Савкинской, Чечуйской и других вулкано-тектонических структур, а также дайковых тел основного состава чайского комплекса среднего протерозоя. Восстановленное поле напряжения для этого периода, возникшее в зоне влияния двух вышеуказанных глубинных разломов, по характеру сопряженных разрывных нарушений и зон отрыва показывает, что наибольшее сжимающее усилие было субгоризонтально и ориентировано по азимуту 140—150°.

В послеверхнепротерозойский — нижнепалеозойский период по Окунайскому глубинному разлому также произошли довольно значительные перемещения, на что указывает наличие тектонических контактов между палеозойскими и среднепротерозойскими образованиями. Характер тектонических нарушений, присущий данному периоду, весьма разнообразен и представлен целой гаммой разрывных нарушений, среди которых выделяются взбросы, пологие надвиги, взбросо-сдвиги, сдвиги и сбросы. В целом эти нарушения, располагаясь кулисообразно, составляют тектоническую зону, прослеживающуюся на расстоянии около 250 км при ширине до 5 км и сопровождающуюся милонитами, катаклазитами и зонами повышенной трещиноватости. Анализ трещиноватости в бассейне рек Великанды и Чечуя, а также данные по другим участкам этого разлома свидетельствуют о наличии левосторонних горизонтальных смещений, создавших эффект сжатия с ориентировкой по азимуту северо-запад 290—310°.

Левоминьский глубинный разлом, являющийся восточным ограничением краевого шва, характеризуется наиболее широкой зоной измененных пород, достигающей 5—8 км (рис. 29). Частичным его выражением является Даванская зона смятия (Лобанов, 1966). Зона Левоминьского глубинного разлома с запада ограничена полосой надвиговых структур, объединяемых под названием Кунерминского надвига. В контуре же самого разлома установлено большое количество разновозрастных нарушений, создавших мелкоблоковую структуру. Эти разломы контролируются процессами кварц-щелочного метасоматоза, динамометаморфизма, а также милонитизацией и сгущением трещиноватости.

До последнего времени Левоминьский глубинный разлом в кинематическом плане классифицировался как взброс с амплитудой смещения, достигающей 5—6 км (Салоп, 1967). Узучение внутреннего строения разлома позволило установить наличие существенных сдвиговых деформаций в характере его движений. Признаками последних являются сигмоидные изгибы пластов, кулисообразное расположение даек основного состава, широкое развитие небольших разрывов со сдвиговой составляющей, сопровождаемых складками волочения с крутонаклоненными шарнирами.

Сигмоидальные изгибы пород отмечаются на водоразделе рек Кунермы и Гоуджекита, в верховьях р. Лев. Мини. Параметры горизон-

тальных флексураобразных изгибов колеблются от первых километров до первых десятков километров, а шариры их погружаются под углами $40-50^\circ$ в северо-восточном направлении. Возможность формирования структур такого типа только за счет вертикальных сил находится под сомнением, в то же время, как было убедительно показано экспериментальными работами (Рамберг, 1961), складчатые структуры такого типа могут формироваться при наличии горизонтально ориентированных сил сжатия.

Аналогичные выводы можно сделать при изучении характера пространственного расположения дайковых тел основного состава в пределах Левоминьского глубинного разлома. Крутопадающие дайки простираются на северо-запад, группируются в своеобразные рои и стремятся расположиться кулисообразно относительно друг друга. Не возникает сомнения, что эти участки представляют собой зоны растяжения, обладающие наибольшей проницаемостью. По расположению же трещин отрыва можно судить о направлении наибольшего сжимающего напряжения (Де Ситтер, 1960; Лукьянов, 1965). Сравнение реально существующей картины распределения дайковых тел в пределах Левоминьского глубинного разлома и к западу за его пределами с теоретической картиной развития структур в поле горизонтального сжатия, убеждает в их полной аналогии. Это подтверждает мысль о том, что горизонтальные движения левостороннего характера проявились в поздне-среднепротерозойское время, т. е. в момент внедрения образований чайского комплекса.

Непосредственное изучение отдельных разрывных нарушений в зоне Левоминьского глубинного разлома свидетельствует о наличии двух основных систем разломов, генетически связанных между собой и имеющих простирания $310-320$ и $240-260^\circ$. Здесь же отмечается третья система разрывов северо-восточного простирания $20-30^\circ$ с углами наклона на юго-восток в среднем около 40° . Разрывные нарушения первого и второго направлений представляют собой сопряженные разрывы и соответствуют, вероятно, позднекембрийскому этапу тектонических движений в зоне Левоминьского глубинного разлома. Исходя из этого становится понятен характер движения по этим разломам, обладающим право- и левосторонним смещениями. Данные позволяют однозначно указать направление наибольших сжимающих напряжений, ориентировка которых составляет северо-запад $280-290^\circ$ с углом наклона около 30° .

Таким образом, по качественным признакам в Прибайкальской ветви зоны краевого шва от нижнего до верхнего протерозоя устанавливается наличие горизонтальных сжимающих усилий северо-западной ориентировки, вызвавших в свою очередь не только вертикальные, но и горизонтальные смещения левостороннего плана.

Зона Абчадского глубинного разлома протягивается в северо-восточном направлении от верховьев р. Окунайки до р. Витим и характеризуется относительно узкой полосой шириной до 5 км. На всем своем протяжении он представляет собой серию тектонических нарушений, сопровождаемых зонами интенсивно деформированных пород, среди которых наибольшим распространением пользуются зоны рассланцевания и интенсивного смятия кристаллических сланцев с образованием мелкой плойчатости и складок волочения. Породы в зонах рассланцевания, в зависимости от их первоначального состава и интенсивности динамометаморфизма превращены в милонитовые и диафторитовые сланцы, соответствующие фациям зеленых и альбит-эпидот-амфиболитовых сланцев, по внешнему облику приближающихся к метаморфическим сланцам олокитской свиты. Так, гнейсы и кристаллические сланцы укучиктинской толщи превращены в кварц-слюдянные, кварц-актинолит-мусковитовые сланцы. В то же время проявление

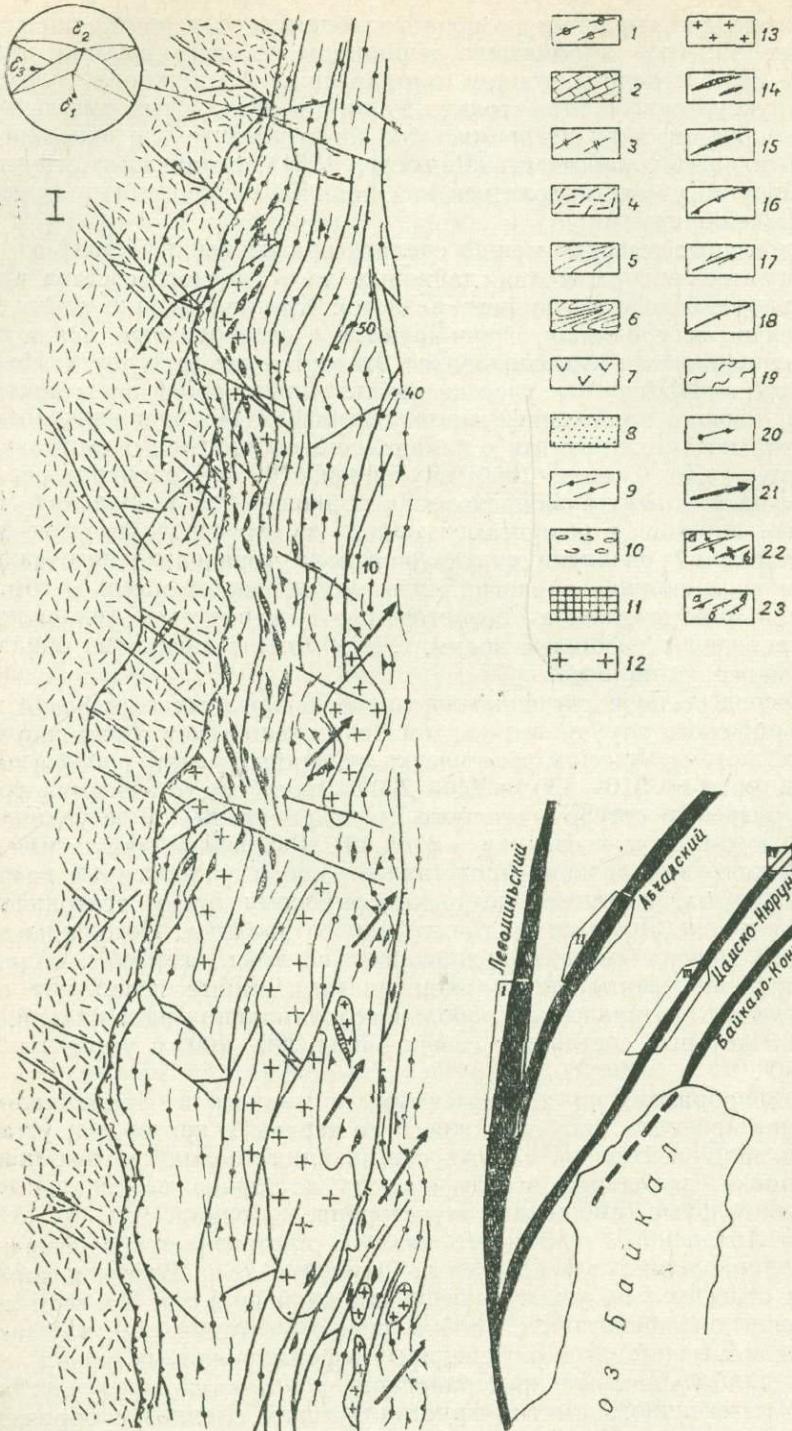
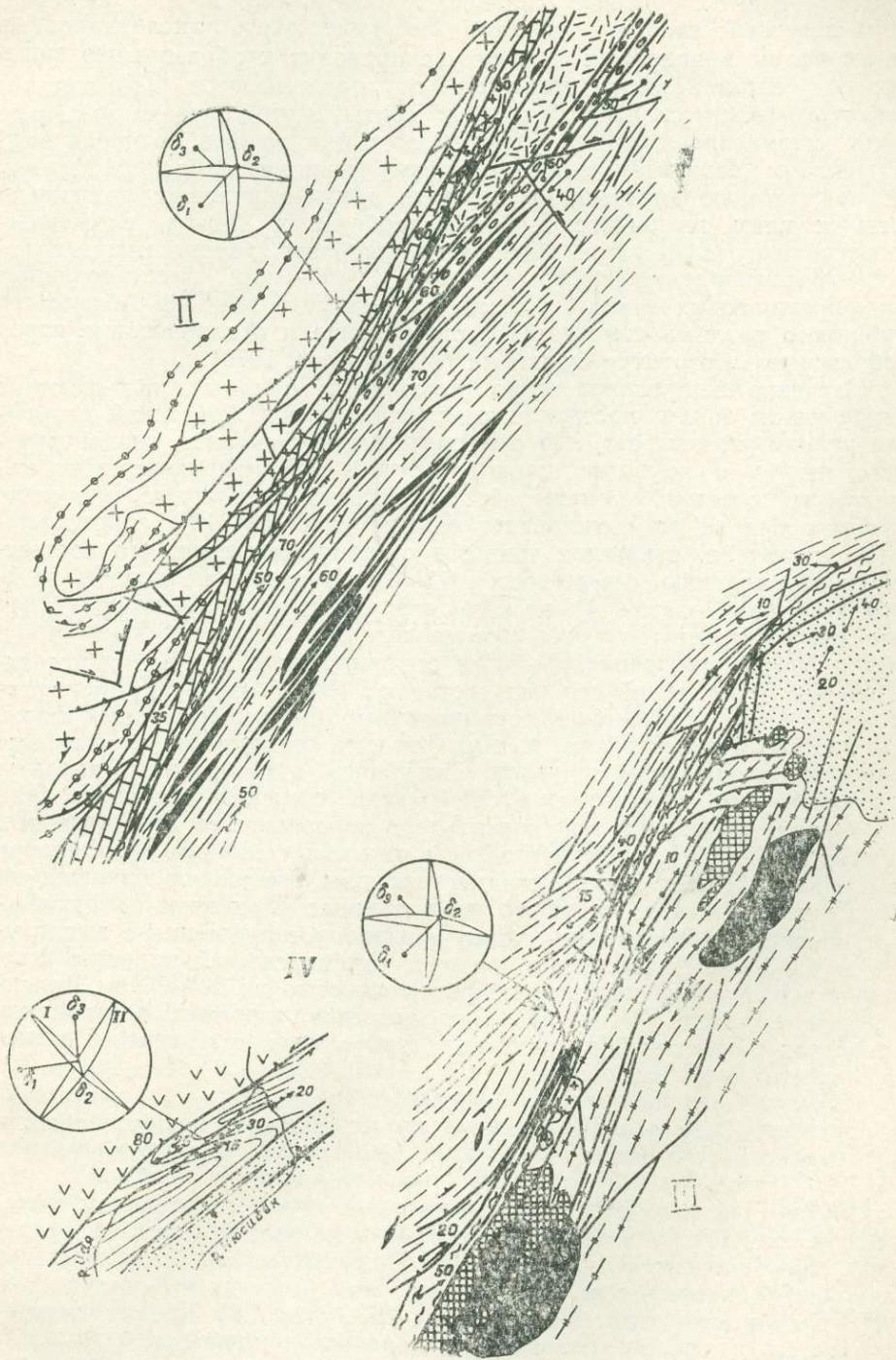


Рис. 29. Структурно-тектонические схемы отдельных участков зон

1 — укучинская серия (A_2); 2 — абчадская свита (A_2); 3 — нюрундукская свита (Pt_1); 4 — ская свита (Pt_1); 8 — холдинская свита (Cm_1); 9 — бластомилониты; 10 — псевдоконгломераты из гранитондов даванского интрузивного комплекса (Pt_3 — Pz_1); 13 — гранитонды даванского интрузивного комплекса (Pt_3); 16 — надвиги; 17 — сдвиги; 18 — кругопадающие разрывные нарушения; 22 — оси складок: а — синклинальных, б — антиклинальных. На врезке показано



глубинных разломов Северного Прибайкалья.

акитанская серия (Pt₂); 5 — олокитская свита (Pt₃); 6 — ондонская свита (Pt₃); 7 — синырраты; 11 — базиты муйского интрузивного комплекса (Pt₁); 12 — гранитоиды иредельского интрузива; 14 — дайки основных пород чайского интрузивного комплекса (Pt₂ — Pt₃); 15 — базисы довышения; 19 — зоны милонитизации; 20 — направление погружения шарниров складок; 21 — нальных; 23 — элементы залегания: а — гнейсовидность, б — слоистость, в — рассланцевание. расположение участков.

дислокационного метаморфизма в полосе метаморфических сланцев олекитской свиты предопределяет образование филлонитов, слюдистых и серицит-хлоритовых сланцев, сопровождаясь иногда появлением бесцветной слюды и граната. Но чаще всего дислокационный метаморфизм в подобных породах не приводит к образованию минеральных парагенезисов, отличных от парагенезисов характерным метаморфическим сланцем олекитской свиты. В этих случаях зоны разрывов устанавливаются с трудом, но зато они хорошо подчеркиваются широким развитием в них кварцевых жил разнообразной формы. Важной деталью внутреннего строения разлома является приуроченность к нему тектонических веретенообразных блоков, сложенных фельзитовыми порфирами, линз габбро-диабазов, зеленокаменных пород, гранодиорит-порфиров, а также небольших пластиновидных тел лейкократовых гранитов. Кроме того, в зоне влияния Абчадского глубинного разлома отмечается растаскивание и разлинование пород с образованием структур будинажа (Мазукабзов, 1970).

Изучение складок волочения (верховье р. Абчады), прилегающих к небольшим зонам рассланцевания, входящим в Абчадский глубинный разлом, показывает, что они представляют складки концентрического изгиба с крутыми шарнирами ($40-60^\circ$), ныряющими по направлению сдвиговых смещений. Замки складок плавные, округлые. Ориентировка их осей составляет острый угол ($10-12^\circ$) с направлением сместителя, открытым также в сторону смещения, что соответствует направлению северо-восток $60-65^\circ$. В целом же породы верхнего докембрия в зоне Абчадского разлома и непосредственно возле него деформированы в узкие сжатые складки, близкие к изоклинальным с углами падения $40-80^\circ$ и опрокинутые в юго-восточном направлении. По длиной оси они достигают $10-15$ км. Здесь отмечается правильное чередование синклинальных и антиклинальных форм, оси которых по отношению к зоне разлома отходят под острым, все более увеличивающимся углом, изгибаясь дугообразно. Западные крылья складок характеризуются большой степенью рассланцевания и развития кливажа осевой поверхности по сравнению с восточными. В горизонтальной плоскости в замках некоторых складок (р. Ондоко) наблюдались постепенные, плавные переходы послойного кливажа на западных крыльях до секущего на восточных. При этом по кливажным плоскостям отмечалось четко проявленное смещение с амплитудой до $2-3$ см. Параллельно ориентировке плоскостей кливажа фиксируются разрывные нарушения протяженностью до $20-25$ км, ориентированные северо-восток 65° . Эти разрывы, вероятно, развивались в участках наибольшей концентрации кливажных поверхностей и имеют левостороннее смещение.

Изучение трещиноватости показывает, что в зоне разлома широко проявлены две взаимосвязанные крутопадающие системы трещин со среднестатистическими элементами залегания: запад-северо-запад $275-280^\circ$, угол $60-70^\circ$ и юго-восток $185-190^\circ$, угол $80-85^\circ$, что, в свою очередь, отражает две сопряженные системы направлений скользования, возникших в соответствии с положением эллипсоида напряжений при сдвиговой деформации. При этом ось максимальных сжимающих напряжений погружается по азимуту юго-восток 148° , угол 8° , а промежуточная — юго-запад 254° , угол 78° . Кроме отмеченных систем и трещин разрывов, в породах укучиктинской толщи и гранитоидах ирельского комплекса отмечаются пологопадающие системы нарушений с азимутом $310-320^\circ$ и углами $30-40^\circ$. Характер движения по этим нарушениям соответствует надвигам со сдвиговой составляющей (ориентировка складок волочения, пояса трещиноватости, зеркала скольжения).

Таким образом, весь комплекс структур позволяет вполне опре-

деленно говорить о наличии сжатия и левосторонних сдвиговых перемещений по зоне Абчадского глубинного разлома. В связи с этим зона в целом должна соответствовать взбросо-сдвигу с левосторонним характером смещения блоков.

Байкало-Мамская зона состоит из двух глубинных разломов — Мамско-Нюрундуканского и Байкало-Конкудерского. Они прослеживаются от северной оконечности Байкала, расположены в непосредственной близости друг к другу и создают своеобразную зону высокой проницаемости, в пределах которой локализовались магматические образования юго-западной части Байкало-Витимского оphiолитового пояса, сложенного габбро-плагиогранитной и габбро-пироксенит-дунитовой формациями. В пределах зоны развиты породы, характеризуемые высокими ступенями метаморфизма амфиболитовой фации.

В прибрежной части Байкала зона разломов усложняется, появляется большое количество самостоятельных региональных и локальных разрывных нарушений, создающих сложный мозаично-блочный рисунок. Основное направление разломов северо-восточное, варьирующее от 25 до 60°. Часто отмечаются отдельные кулисоподобные и ветвящиеся зоны интенсивного рассланцевания пород, не имеющие видимой связи с определенными структурами разломного характера и разделенные участками слабо рассланцованных пород. Рассланцеванию подвергаются все известные в районе породы. Интенсивность этого процесса зависит в некоторой степени от первичного состава и структуры пород, но в основном от интенсивности проявления движений по разрывным нарушениям. Столь сложное строение территории объясняется, вероятно, непосредственным сближением здесь двух глубинных разломов, создающих, как указывалось выше, ослабленную, практически единую зону глубинного разлома. Именно для этого отрезка Байкало-Мамской зоны глубинных разломов от меридиона р. Холодной до мыса Котельниковского характерна наибольшая насыщенность территории породами основного и ультраосновного ряда. Массивы основных пород образуют удлиненные штоки, линзовидные и, вероятно, силлоподобные тела, имеющие северо-восточное простиранье, изредка отклоняющиеся к субмеридиональному. По времени формирования интрузивные образования единого оphiолитового пояса отвечают двум тектоно-магматическим циклам, соответствующим нижнепротерозойскому — муйский комплекс — и верхнепротерозойскому — дovskyренский комплекс (Салоп, 1967; Гурулев, 1965; Леснов, 1966; и др.). Поскольку все они участвуют в складчатости и часто обладают одинаковым составом, особенно их основные и ультраосновные разности, это затрудняет отнесение того или иного изолированного массива к вполне определенному комплексу. В связи с этим вопрос о степени преобладания среди основных и ультраосновных массивов образований дovskyренского или муйского комплекса окончательно не решен, хотя в последнее время большая часть исследователей относит их к дovskyренскому, оставляя в муйском лишь габброиды и плагиограниты. Кроме того, интрузивным образованиям муйского комплекса нижнего протерозоя, в частности гранитоидам в зоне глубинного разлома, свойствен интенсивный и повсеместно проявленный катаклаз, что заставляет считать большую часть их в той или иной мере бластокатаклизитами и бластомилонитами.

Мамско-Нюрундуканский глубинный разлом ограничивает с юго-востока Тыя-Мамский синклиниорий и представляет собой зону неравномерного проявления динамометаморфизма и тектонических нарушений. В его пределах преобладают зоны рассланцевания и мILONИЗАЦИИ, имеющие северо-восточное простиранье. Мощность их колеблется в пределах 150—200 м и иногда достигает 500 м. В целом зона разлома составляет полосу шириной около 5 км, наклоненную на северо-

запад под углами 80—85°. Юго-западное окончание разлома при приближении к зоне краевого шва испытывает винтообразное скручивание.

На всем протяжении разлом характеризуется неодинаковой степенью сложности. Так, его северо-восточная ветвь примерно от верховьев р. Холодной имеет сравнительно простое строение, выражающееся в развитии линейных зон рассланцевания в породах верхнего протерозоя. Образования верхнего протерозоя смяты здесь в узкие изоклинальные складки, простирающиеся на северо-восток 60—65° согласно с направлением разлома. Осевые поверхности складок погружаются на северо-запад под углами 70—80°. В складчатых структурах интенсивно проявлены грубая сланцеватость, соответствующая кливажу разлома. Оси складок в плане образуют с направлением зон разрывных нарушений острый угол, равный 10—12°, с погружением шарниров мелких складок, достигающим 30—40°. Изучение пород из зон рассланцевания показывает, что при их формировании происходят дифференциальные подвижки, сопровождавшиеся смещениями в плоскости сланцеватости. Обычно это устанавливается по смещению кварцевых прожилков в плоскостях сланцеватости, вращения и растаскивания обломков; иногда заметны пологонаклонные штрихи и борозды скольжения. Характер движения вещества по плоскостям сланцеватости соответствует левостороннему взбросо-сдвигу. Здесь же наличествуют две сопряженные системы прямолинейных трещин скальвания. Развиты трещины и небольшие разрывы, простирающиеся по азимуту 330° (I система); плоскости трещин наклонены к юго-западу под углами 70—90°. По некоторым из них выявляются правобоковые смещения. Сопряженные с этой системой трещины скальвания второго направления распространены реже и простираются по азимуту северо-восток 40° и круто, под углами около 70—80°, наклонены к юго-востоку. Кроме того, отмечаются трещины, обычно выполненные маломощными прожилками кварца и имеющие субмеридиональное простиранье с практически вертикальным падением. В данном случае в соответствии с принятыми построениями (Гзовский, 1964), ориентировка кинематических осей устанавливается четко и однозначно. При этом ось максимального сжатия, являющаяся биссектрисой острого угла между трещинами скальвания, будет ориентирована в субмеридиональном направлении и полого (30°) наклонена к югу. Здесь уместно заметить, что ось максимального сжимающего напряжения ($-\sigma_{\max}$) не совпадает с ориентировкой оси С эллипсоида деформации на величину, равную 10—12°. Эти отличия вполне объяснимы с позиций различного поведения осей упругой и пластической составляющих общей деформации (Гзовский, 1964).

Значительно юго-западнее, в среднем течении р. Нюрундукан зона Мамско-Нюрундуканского глубинного разлома расщепляется на большое количество мелких разрывных нарушений, сопровождаемых рассланцеванием, милонитизацией, повышенной трещиноватостью. Наиболее крупные разрывы трассируются зонами динамоизмененных пород мощностью до 200—300 м. Одна из них идет непосредственно по долине р. Нюрундукан, а вторая располагается юго-восточнее по левобережью р. Нюрундукан, ориентируется под небольшим острым углом к первой и отклоняется в юго-западном направлении. Эти зоны круто погружаются на северо-запад. Породы, зажатые между разломами, вполне сопоставимы с верхнепротерозойскими образованиями добыренской серии — олекитской и ондокской свитами, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и начальной ступени эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Эти образования смяты в узкие складки, часто изоклинальные и запрокинутые на юго-восток, и рассечены густой сетью разрывных нарушений, из которых преобладают разрывы северо-восточного простиранья (35—40°). Ориентировка осей

складок также северо-восточная и в плане имеет некоторый острый угол ($10-12^\circ$) с направлением разрывных нарушений, открытых на юго-запад. По некоторым разрывным нарушениям более мелкого порядка, которые являются оперяющими по отношению к основным, устанавливается горизонтальное смещение маркирующих горизонтов известняков на величину до 300 м (бассейн р. Кавынах). Кроме того, вблизи зон разрывных нарушений по данным крупномасштабного геологического картирования устанавливаются складки волочения, измеряемые сотнями метров. В плане это дугообразные изгибы пластов, имеющих крутое залегание. Шарниры складок довольно круто ($40-50^\circ$) погружаются в северо-восточном направлении. Этот морфологический тип складок напоминает сдвиговые складки (Пейве, 1960), составляющие специфическую особенность сдвиговых зон. Как указывалось выше, складчатые структуры этой территории рассечены разрывными нарушениями и трещинами, которые в целом могут быть объединены в три группы: 1) согласные трещины и мелкие разрывы северо-восточного простириания; 2) трещины и разрывы субмеридионального и субширотного простирианий с пологими углами наклона (до 40°); 3) диагональные трещины и мелкие разрывы северо-западного простириания, секущие кварцевые прожилки и имеющие углы наклона более 60° .

Системы этих разрывов и трещин, детально изученные в бассейне кл. Кавынах (левый приток р. Нюрундукан), как правило, прямолинейны, ровны и хорошо выдержаны по простирианию, непосредственно наблюдаются на протяжении первых метров. По трещинам отмечаются зеркала скольжения, плоскости притирания, на которых фиксируются штрихи и борозды скольжения с относительно пологим погружением ($20-30^\circ$) в северо-восточном направлении (в большинстве случаев), а также подвороты пород. Эти признаки позволяют считать выделяемые системы тектонических нарушений возникшими по плоскостям сколовых напряжений.

Развивая тезис о последовательности возникновения систем трещин, а следовательно, и тектонических движений в общем случае, мы приходим к выводу, что трещины и разрывные нарушения северо-восточного простириания суть наиболее ранние. С этим же направлением совпадает наиболее выдержанная и широко проявленная во всех породах района, за исключением известняков, крутопадающая сланцеватость, в плоскости которой распространены маломощные кварцевые прожилки. Следующим по времени возникновения являются разрывы субмеридиональной и субширотной ориентировок с пологими углами наклона. Характерная черта этих сопряженных трещин скола состоит в том, что они выполнены кварцевыми прожилками, причем наиболее мощные прожилки (до 5 см) приурочены к трещинам, имеющим субширотное простирижение. Наиболее молодыми трещинами и мелкими разрывами являются крутопадающие нарушения северо-западной ориентировки, секущие кварцевые прожилки.

Все разнообразие отмеченных складчатых и разрывных структур, за исключением разрывов северо-восточного простириания, образует единую систему и обусловлено единым тектоническим полем напряжений (по времени соответствующим завершающему этапу байкальского цикла), ориентированным под некоторым острым углом к линиям основных нарушений. Ось максимальных сжимающих напряжений расположена субгоризонтально по азимуту — северо-запад 310° — юго-восток 130° , ось минимальных нормальных напряжений — юго-запад 220° , угол 64° ; ось промежуточных напряжений — северо-восток 40° , угол 26° .

Необходимо отметить, что сопряженная система трещин скола субширотного и субмеридионального направлений составляет двугранный

угол в $60-100^\circ$. Такое веерообразное расположение трещин объясняется результатом пластической деформации, продолжавшейся после возникновения трещин, образовавшихся на разных стадиях деформации, но все в том же едином поле тектонических напряжений. При этом трещины, составляющие одностороннюю систему, образуют веер с углом 20° . Аналогичные явления отмечаются при экспериментальном моделировании (Хиллс, 1967). Эти данные позволяют считать, что зона Мамско-Нюрундуканского разлома в заключительный этап на отрезке р. Нюрундукан проявила себя как левосторонний взбросо-сдвиг.

Наиболее поздние тектонические смещения, по времени соответствующие раннекаледонскому циклу, характеризовались подновлением движений по зоне Мамско-Нюрундуканского глубинного разлома, приведших к возникновению новых мелких разрывов северо-западной ориентировки. Исходя из ориентировки сопряженных разрывов этой системы видно, что поле тектонических напряжений было создано следующей ориентировкой осей напряжений: ось наибольшего сжатия юго-восток 140° , угол 2° ; ось наименьшего сжатия — юго-запад 232° , угол 8° ; средняя ось северо-восток 44° , угол 54° .

Байкало-Конкудерский глубинный разлом имеет сложное внутреннее строение и захватывает довольно мощную зону интенсивно измененных пород, представленных нюрундуканской и харгитуйской свитами муйской серии нижнего протерозоя. Породы нижнего протерозоя, а также верхнего протерозоя, находившиеся в зоне влияния Байкало-Конкудерского глубинного разлома и являющиеся частным выражением Байкало-Мамской зоны глубинных разломов, характеризуются сложными сочетаниями разрывных и складчатых дислокаций. Из рассмотрения складчатых структур в пределах зоны видно, что они по своей ориентировке образуют два типа: северо-восточного и субширотного простираций. Складчатые дислокации северо-восточного простирания пользуются наибольшим распространением и отвечают нижне-протерозойскому этапу диастрофизма, характеризуются морфологическими формами, близкими к изоклинальным. Размеры складок, непосредственно наблюдаемые в обнажениях, весьма разнообразны и варьируют от первых метров до первых их десятков. Погружение шарниров складок северо-восток $40-60$, иногда юго-запад $220-240^\circ$ под углами $20-30^\circ$.

Как показали непосредственные полевые наблюдения за ориентировкой мелких складок и данные крупномасштабного картирования, кроме складчатых структур северо-восточного направления намечается система складок субширотного направления с ориентировкой осей $230-280^\circ$. Они представляют собой открытые, довольно пологие складки, оси которых имеют сравнительно крутое погружение ($40-50^\circ$) на юго-восток и на северо-запад. Относительно хорошо такие структуры фиксируются в верховьях р. Чая. Процесс формирования наложенных складчатых структур сопровождался интенсивными процессами гранитизации, по времени соответствующей байкальскому тектономагматическому циклу. В это же время происходит внедрение ультраосновных образований дэвыренского интрузивного комплекса.

Разрывные нарушения в зоне глубинного разлома имеют существенное значение. Они многообразны по морфологическим признакам: сбросы, взбросы, взбросо- и сбросо-сдвиги, надвиги, а по возрасту четко могут быть подразделены на докембрийские и посленижнекембрийские. Среди докембрийских разрывных нарушений несколько предположительно выделяются разломы нижнепротерозойского и верхнепротерозойского возраста. К числу первых относятся нарушения, захватившие образования харгитуйской и нюрундуканской свит. Как указывалось выше, движения этого времени были в основном пластическими и сопровождались высокотемпературным метаморфизмом.

мом пород. На фоне этих явлений процесс формирования разрывных нарушений выражался в рассланцевании пород, сопровождавшемся интенсивными процессами мигматизации и гранитизации. В настоящее время они представляют собой довольно мощные зоны (1,0—1,5 км) бластомилонитов, сформированных в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Такие зоны отмечаются в верховьях рек Левой Мамы, Чай, а также вдоль северного побережья оз. Байкал. Они имеют северо-восточную ориентировку и в целом субвертикальное падение (80 — 85°) с незначительными отклонениями от вертикальных на северо-запад и юго-восток. Часто среди бластомилонитов выделяются своеобразные интенсивно инъецированные и динамометаморфизованные породы, по внешнему облику напоминающие конгломерато-видные образования. Формирование их происходило в процессе тектонических движений раннего протерозоя и сопровождалось интенсивными дифференцированными движениями в плоскости разрывов и импрегнацией гранитоидного материала, влиявшего на изменение вещественного состава и текстуры пород вплоть до образования послойных мигматитов. В более поздний байкальский этап тектонической активизации вдоль этих зон происходили повторные движения, в результате которых инъекции гранитного материала в субстрате были разлинованы (будинированы) и растищены вдоль плоскостей расслаивания и приобрели вид округлых линз и галек.

Повторные тектонические движения сопровождались, кроме того, образованием в этих породах бластомилонитовых структур с кристаллизацией таких минералов, как альбит-олигоклаз, биотит, кварц, частично роговая обманка и хлорит. В зонах разрывных нарушений отмечаются складки волочения с крутыми шарнирами, погружающимися на северо-восток. Строение и особенности расположения складок волочения вполне определенно указывают на левосторонние взбросо-сдвиговые смещения по разломам.

К разрывным структурам, возникшим в байкальский этап тектогенеза в зоне Байкало-Конкудерского глубинного разлома в верховьях рек Чай и Левой Мамы, следует относить нарушения, ориентированные на северо-восток 25 — 30° и северо-запад 320 — 330° . Разломы северо-западного направления, по существу, представляют собой участки сосредоточения локальных разрывов, зон милонитизации рассланцевания, общей шириной 500 — 600 м при протяжении 8 — 10 км с крутым падением на северо-восток. Движение по этим зонам в целом соответствует правосторонним сдвиго-взбросам, что четко устанавливается по смещению крупных геологических тел, а также непосредственными наблюдениями за ориентировкой малых структурных элементов (складки волочения, загибы слоев, характер штрихов и борозд скольжения и др.). Разрывные нарушения северо-восточного простирания характеризуются крутонаклоненными плоскостями на юго-восток (угол 75 — 85°) и сопровождаются зонами (до 50 м) бластомилонитов с широко проявленными процессами низкотемпературного кварцевого метасоматоза. Протяженность их достигает 18 — 20 км. По целому ряду признаков (подворот слоев, смещение геологических тел, положение трещин оперения) эти разрывы могут быть классифицированы как левосторонние взбросо-сдвиги с амплитудой горизонтального смещения 250 — 300 м. Аналогичные нарушения, но более мелкие (протяженностью до 3 — 4 км) устанавливаются в пределах Чайского и Безымянского массива дэвыренского интрузивного комплекса верхнего протерозоя. По их пространственному положению и соотношению между собой нетрудно заметить, что они представляют сопряженные сколовые системы разрывов.

Эти данные позволяют восстановить общее поле тектонических напряжений, действующее в период байкальского этапа тектогенеза в зо-

не Байкало-Конкудерского глубинного разлома в верховьях рек Чая и Левой Мамы: ось наибольшего сжатия располагается субгоризонтально по азимуту север-северо-запад 358° , средняя ось — субвертикально (азимут склонения 90° , угол 80°), а ось максимальных растягивающих напряжений полого погружается по азимуту запад-юго-запад 258° , угол 12° .

Вдоль северного побережья оз. Байкал разрывные нарушения трасируются мощными зонами (до 500 м) морфологически разнообразных бластомилонитов и бластокатализитов с падением в северо-западных румбах. Среди бластомилонитов фиксируются согласно ориентированные кварцевые прожилки, иногда интенсивно разлинованные. В бластомилонитах довольно часто отмечаются зоны развития катализитов и милонитов. Кроме того, в бластомилонитах встречаются мелкие складки волочения (до 20—30 см) с довольно крутыми погружениями шарниров на северо-восток под углами 50 — 60° . Иногда в обнажениях наблюдаются складки волочения размерами до 10—15 м с осевыми поверхностями, запрокинутыми на юго-восток и простирающимися по азимуту юго-запад 240 — 250° . Эти данные позволяют сделать предположение, что движение по зоне разломов сопровождалось горизонтальными смещениями и по типу они должны соответствовать левосторонним взбросо-сдвигам.

В береговых обнажениях оз. Байкал на отрезке от устья р. Тыи до пос. Нижне-Ангарск в зоне Байкало-Конкудерского разлома в породах нюрундуканской свиты муйской серии нижнего протерозоя интенсивно развит будинаж. Будины обладают различными размерами — от первых метров до первых десятков метров и характеризуются округленными, эллипсовидными очертаниями и очень редко имеют сложную морфологическую форму. Некоторые из них имеют S-образное строение в плане, свидетельствующее об одновременном с будинированием вращении, вызванном дифференцированными движениями в зоне разломов, в целом в левостороннем направлении. Будины представлены амфиболитом, амфибол-биотитовым гнейсом и погружены в субстрат, состоящий из биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов. В межбудинных пространствах гнейсы интенсивно смяты в складки с погружением шарниров на северо-запад 295 — 305° , угол 50 — 55° . Процесс образования будинаж-структур, вероятно, соответствует раннепротерозойскому этапу движений в зоне разлома. По характеру перемещения устанавливается левостороннее горизонтальное смещение. В свою очередь будины и субстрат довольно часто секутся кварцевыми и кварц-полевошпатовыми прожилками мощностью до 20—30 см. При этом они имеют практически вертикальное падение с S-образной конфигурацией в плане, что позволяет высказать мнение об их генетическом типе — это трещины отрыва. Кроме того, будины, вмещающие гнейсы, секутся жилами лейкократовых среднезернистых биотитовых гранитов мощностью до 1,5 м с азимутом падения, аналогичными выше отмеченным в кварцевых прожилках. В будинах, а также и во вмещающих их гнейсах отчетливо проявлены трещины скола, группирующиеся в две сопряженные системы: азимут северо-запад 325° , угол 84° и юго-запад 230° , угол 80° .

Восстановливаемое по этим данным поле тектонических напряжений, соответствующее байкальскому циклу, характеризуется следующими данными: ось максимального сжатия — юго-запад 188° , угол 2° ; ось наибольшего растяжения — юго-восток 97° , угол 10° ; а средняя ось круто погружается на северо-запад 277° , угол 80° . Такое расположение осей главных нормальных напряжений, а также геологические данные позволяют уверенно говорить о наличии горизонтальных левосторонних смещений в байкальский этап тектонических движений по зоне Байкало-Конкудерского глубинного разлома на отрезке вдоль северной оконечности оз. Байкал.

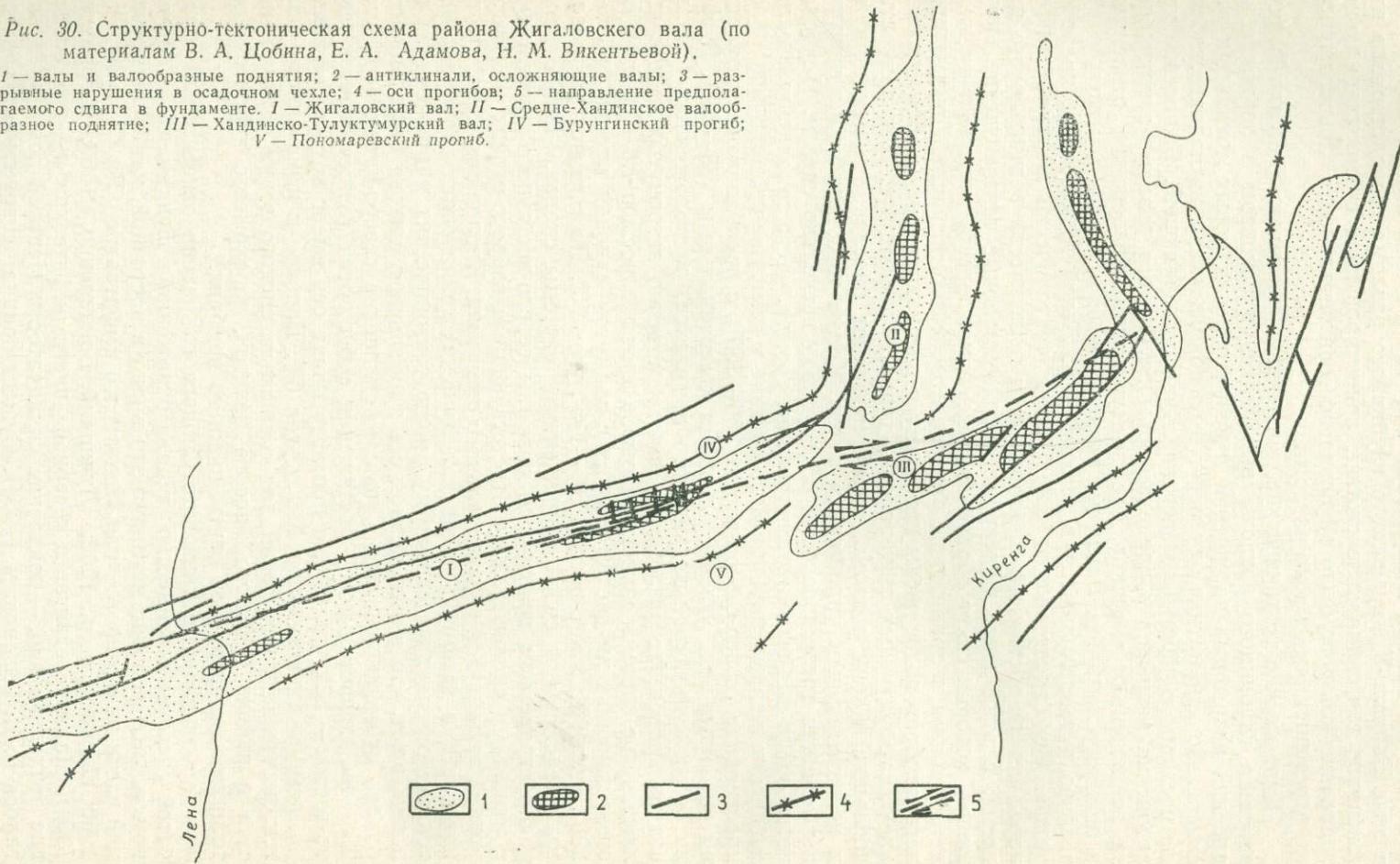
Из сравнительного анализа тектонических полей напряжений байкальского этапа тектогенеза, проведенного для участков северной оконечности оз. Байкал и верховьев рек Чая и Левой Мамы, видно, что в зоне Байкало-Конкудерского глубинного разлома господствовало интенсивное тангенциальное сжатие, ориентированное субмеридионально, появление которого было обусловлено горизонтальными левосторонними перемещениями в зоне разлома.

Каледонские тектонические движения в пределах Байкало-Конкудерского глубинного разлома выразились в основном в подновлении древних разрывных нарушений и возникновении новых локальных сколов. По кинематике они могут быть подразделены на надвиги, взбросы и сдвиги с переменной вертикальной составляющей. Выделение каледонских разрывов в пределах зоны глубинного разлома затруднено, за исключением участков, где присутствуют образования, относимые к нижнему кембрию. Разломы, подновленные в кембрии, довольно отчетливо устанавливаются в верховьях р. Левой Мамы на ее правобережье. Они представляют собой зоны тектонически переработанных пород северо-восточного простирания и практически вертикального падения. В этих зонах фиксируются более молодые тектонические нарушения, которые секут образования кембрия, перекрывающие зону древнего разлома, и гранитоиды раннепалеозойского возраста. Породы нижнего кембрия подвержены катаклизму и рассланцеванию с образованием низкотемпературных минералов — хлорита и серицита. Конгломераты, попавшие в зону разлома, характеризуются рассланцеванием цемента и незначительным уплощением галек. Кроме того, для пород типична повышенная трещиноватость, образующая несколько систем. Наиболее четко среди них выделяются трещины отрыва, часто заполненные мало мощными жилами карбонатного состава и имеющие субмеридиональное простижение (север-северо-восток 350—355°) с преобладающим падением на восток под углами, близкими к вертикальным (80—85°). В гранитоидах конкудеро-мамаканского комплекса, расположенных вблизи активизированных разломов и непосредственно затронутых ими, выделяются две системы мелких разрывов протяженностью 1,5—2,0 км и соответствующих им систем трещин с азимутом падения юго-запад 200—205°, угол 65°; и юго-восток 110—115°, угол 70°. По генезису эти разломы представляют собой сопряженные системы сколов. Наибольшим распространением пользуются разрывы северо-восточного простирания с зеркалами скольжения, соответствующими взбросо-сдвигу с левосторонней амплитудой горизонтального смещения. Вполне очевидно, что такая система трещин в нижнепалеозойских гранитоидах и терригенных толщах отвечает каледонскому полю тектонических напряжений. Они показывают, что в этот период ось наибольшего сжатия была ориентирована субмеридионально (азимут склонения северо-запад 348°, угол 26°) ось максимального растяжения субширотна (азимут восток-северо-восток — 82°, угол 6°), а промежуточная ось имеет крутое склонение по азимуту юг-юго-запад 184°, угол 64°. Близкое к намеченному полю тектонических напряжений для раннекаледонского этапа устанавливается в районе Чайского массива базитов, перекрытого терригенными толщами холоднинской свиты нижнего кембрия.

Горизонтальные движения Сибирского кратона относительно складчатой системы повсеместно нашли отражение в фундаменте и осадочном чехле. Особенно наглядно это видно в восточной, наиболее изученной части внутреннего поля Иркутского амфитеатра (Ли Сы-гуан и др., 1960; Одинцов и др., 1962; Луцицкий, Бондаренко, 1967; Савинский, 1964). Наличие сдвигов в северной части амфитеатра и — как следствие этих движений — появление складчатости Непской зоны предполагалось Г. В. Рязановым (1968). Существование современных горизонтальных движений во внутреннем поле Иркутского амфитеатра под-

Рис. 30. Структурно-тектоническая схема района Жигаловского вала (по материалам В. А. Цобина, Е. А. Адамова, Н. М. Викентьевой).

1 — валы и валообразные поднятия; 2 — антиклинали, осложняющие валы; 3 — разрывные нарушения в осадочном чехле; 4 — оси прогибов; 5 — направление предполагаемого сдвига в фундаменте. I — Жигаловский вал; II — Средне-Хандинское валообразное поднятие; III — Хандинско-Тулуктумурский вал; IV — Бурунгинский прогиб; V — Покомаревский прогиб.



тврждается и результатами повторной триангуляции (Есиков, Панкушин, 1969).

Показательна в этом отношении Непская зона. Наличие структурных форм в этой зоне от простейших до более сложных, их взаимопереходы по простиранию позволяют считать, что они представляют единый кинематический ряд, заключающийся в постепенном преобразовании симметричных антиклиналей в асимметричные, затем в складко-надвиги и складко-бросы. Морфология складок, генетические типы разрывов и анализ трещиноватости показывают, что при росте складок имело место тангенциальное сжатие. Следовательно, главная ось деформации C , совпадающая с осью максимальных сжимающих напряжений, располагается перпендикулярно простиранию складчатости. В этом случае при вертикальном положении оси минимальных напряжений A в консолидированном фундаменте образовались бы надвиги, но таких разрывом в нем не обнаружено. При расположении оси A горизонтально, кристаллическое основание среагирует сдвигами. Это вполне применимо для структуры цоколя, где вертикальная компонента перемещений блоков не существенна. Получить такое положение осей главных нормальных напряжений можно только вращательными сиями, образованными системами левых сдвигов северо-западного или правых северо-восточного простирания. Поскольку оси возникающих структур сжатия образуют с материнскими сдвигами острый угол, открытый в сторону смещения, и в Непской зоне отклоняются к востоку, то возникновение складчатости следует приписать правостороннему движению блоков по сдвигам северо-восточного простирания.

Известно, что при горизонтальных движениях оси оперяющих структур сжатия при приближении к материнским разломам закономерно изменяют свое простирание, а иногда могут быть параллельны им. Основываясь на этом, а также на признании усиления дислоцированности складок вблизи разломов, представляется возможность выделить три зоны сдвигов в фундаменте Непской зоны. Анализ показывает, что отрезок Ангаро-Вилуйского глубинного разлома от устья р. Илим до с. Преображенки проявлен как правосторонний сдвиг. К нему притыкаются под острыми углами Тубинская и Верхне-Чульская складки, постепенно изменяют свое простирание и становятся субпараллельным разлому пучок структур, проходящий в среднее течение р. Непы. Параллелен описанному разлому Илимо-Тунгусский сдвиг, протрассированный по линии с. Илимск — верховья р. Куты — д. Соснино на основании увеличения напряженности складчатости в центральной части Непской зоны, виргации пучков складчатых структур, а также по смещению осей Литвинцевской, Каймоновской складок и Сосниковского валаобразного поднятия.

Третий сдвиг намечен вдоль Усть-Кутско-Киренгского разлома. Здесь глубокими скважинами вскрыты термальные воды с температурой $37-39^{\circ}$, нередко поднимающиеся близко к поверхности. Е. В. Пиннер (1966) указывает на наличие здесь Усть-Кутско-Марковской гидрогеотермической аномалии, что свидетельствует о повышенном тепловом потоке, идущем из глубин земной коры. Морфологически зона разлома выражена общей прямолинейностью русла р. Лены. Азимут простирания основных сдвигов — северо-восток $55-60^{\circ}$. Во вторую систему левых сдвигов вписываются разломы с простиранием северо-запад $310-320^{\circ}$, интродуцированные траппами и выявляемые при анализе геофизических полей.

Относительно генезиса Жигаловского вала существует несколько мнений. В своей морфологии он несет признаки, свойственные большинству валов Пиленской зоны, такие как линейность, большая длина и значительная амплитуда, осложнение дополнительно складчатостью

высоких порядков, наличие продольных разрывов и мощного соляного ядра (рис. 30). Вряд ли можно отрицать важную роль соляного тектогенеза. Это подчеркивается большинством исследователей (Замараев, 1967; Анцифиров; 1964; Цобин, Адамов, 1968). Другая сторона генезиса — определение причин, давших столь мощный толчок к проявлению солевого тектогенеза, истолковывается различно. А. С. Анцифиров (1964) считает, что Жигаловский вал заложен вдоль глубинного разлома, протягивающегося по северо-западному крылу под действием подвижек блоков фундамента в начале нижнего кембрия. Причем опущенным является юго-восточный блок. Все эти данные несомненно свидетельствуют о наличии в фундаменте разлома, протягивающегося вдоль Жигаловского вала. Другой вопрос — направление смещения по нему — остается открытым. Судя по данным сейсморазведочных исследований, вертикальная составляющая по разлому не превышает 20—40 м. Поэтому возникают определенные возражения против того, что столь малые подвижки блоков фундамента способны породить значительную амплитуду изгиба осадочных толщ чехла. Несколько по-иному подходят к этому вопросу В. А. Цобин и Е. А. Адамов (1968). Они считают, что поскольку Жигаловский вал отделен от Средне-Хандинского валиобразного поднятия седловиной, а на его продолжении находится Хандинско-Тулуктумурский вал, разлом по которому сформировался, Жигаловский вал не затухает на междуречье Чикана и Ханды, а продолжается по азимуту северо-восток 75°. Кулисность складок, осложняющих Хандинско-Тулуктумурский вал, его максимальная амплитуда на северном участке, погружение шарнира вала к северо-востоку, некоторое изменение его простирации могут свидетельствовать о том, что направление движения по разлому носило характер правого сдвига. Таким образом, Жигаловский вал является надразломной структурой, в создании которой значительную роль сыграли правосторонние сдвиговые смещения по зоне разлома.

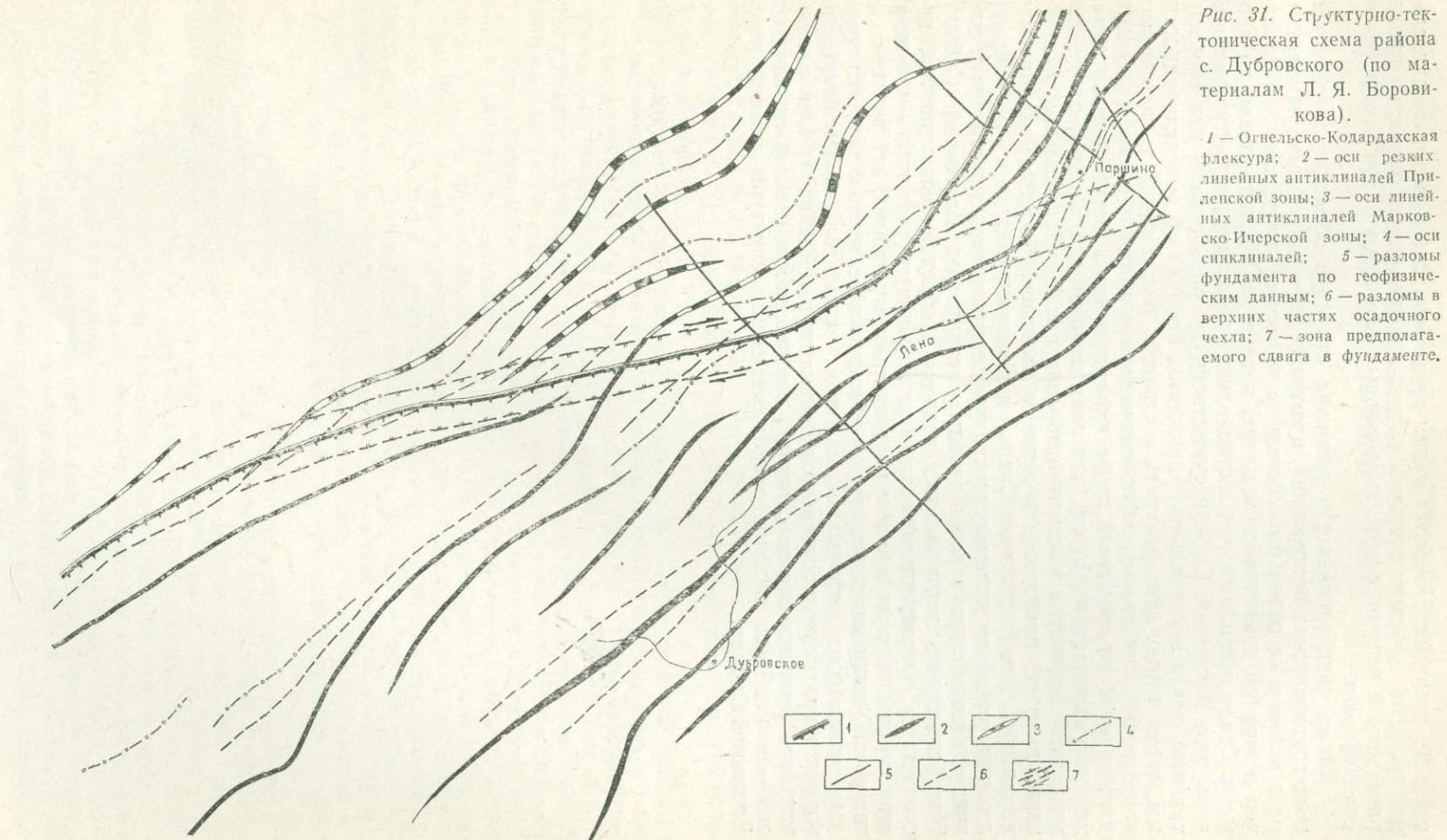
Важная особенность структуры восточной части Иркутского амфитеатра состоит в наличии Огнельско-Кодардахской флексуры (рис. 31), разделяющей Марковско-Ичерскую и Приленскую зоны складок в районе с. Дубровского. Она представляет собой крутой уступ с вертикальной амплитудой до 800—1000 м, протягивающейся в северо-восточном направлении, а на участке р. Студеной разворачивающейся в северных румбах, косо по отношению к простиранию складчатых структур. По Л. Я. Боровикову, Огнельско-Кодардахская флексура представляет границу двух блоков фундамента, из которых юго-восточный поднят. Определенным подтверждением этому служат некоторые данные магниторазведки. Расчеты показали, что в юго-восточном блоке магнитовозмущающие объекты залегают на 1000 м выше, чем в северо-западном.

В пределах Огнельско-Кодардахской флексуры в отдельных участках наблюдается серия кулисно расположенных разрывных нарушений, особенно на ее юго-западном продолжении. Разрывные нарушения северо-западного простирания выявляются только геофизическими методами. Они заложены в фундаменте и в нижних частях чехла и почти не проявлены на его поверхности. Разломы такого направления контролируются интрузиями основных пород.

Таким образом, есть определенные доказательства, что Огнельско-Кодардахская флексура контролируется разломом с вертикальной составляющей. Скорее всего, этот разлом, представлен не единой зоной, а серией кулис, подставляющих одна другую по простиранию. Структурный рисунок и косое расположение разлома относительно осей складок свидетельствуют о том, что по нему имели место и правосторонние сдвиговые движения.

Предпринятая выше кинематическая интерпретация тектонических структур выявляет весьма значительную роль фактора унаследованно-

Рис. 31. Структурно-tektonическая схема района с. Дубровского (по материалам Л. Я. Боровикова).



сти в их развитии. Наиболее ярким примером этому являются длительное развитие краевых систем кратона, краевых швов, характер пространственной миграции геосинклинальных бассейнов и зон завершенной складчатости.

Такая унаследованность развития структур объясняется тем, что поле тектонических напряжений, в которых деформировалась земная кора в целом и ее отдельные составные элементы, имело сходный характер в каждом тектоническом цикле, хотя и эволюционировало во времени. Стало очевидным, что в становлении и развитии структуры земной коры юга Восточной Сибири существенную роль играли как горизонтальные, так и вертикальные движения. Говоря об унаследованности, мы имеем в виду повторяемость в сходных чертах полей тектонических напряжений, создаваемых как вертикальными, так и горизонтальными движениями. Приведенный выше кинематический анализ вполне однозначно указывает, например, что поля напряжений, в которых деформировались слоистые массивные образования Прибайкалья, были сходными в архее, протерозое и нижнем палеозое. Подобное же явление характерно для Восточного Саяна и Присаянья. Судя по имеющимся данным, подобная кинематическая унаследованность характерна и для нижнепалеозойских этапов развития структуры Восточной Сибири. Преемственность вертикальных движений обусловлена, вероятно, постоянством местоположения древних глубинных разломов — краевого шва Сибирской платформы и постоянством глубинных источников текtonеза. Унаследованность полей напряжений связана с тем, что главным генератором деформаций являлось горизонтальное смещение Сибирского кратона относительно геосинклинальной области — на ранних этапах и кратона вместе с частью припаявшихся к нему складчатых зон — на наиболее поздних этапах развития структуры земной коры Восточной Сибири.

ДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Для понимания природы глубинных процессов, обусловивших наблюдавшее пространственное соотношение основных структур земной коры юга Восточной Сибири, особо важное значение имеет, как нам представляется, постоянная сопряженность краевых систем Сибирской платформы с краевыми геоантиклинальными поднятиями складчатого пояса, с одной стороны, и краевыми валами — с другой. Очевидно, что в целом краевые системы платформ могут рассматриваться в качестве компенсационных опусканий по отношению к сопряженным с ними краевым геоантиклинальным поднятиям. Имея противоположный знак движений, эти сопряженные структуры разграничивались в Восточной Сибири либо краевым швом, как это имело место в докембрии, либо другими тектоническими линиями (разломами и флексурами земной коры), развивавшимися в палеозое и в более поздние этапы.

Выше мы показали, что сопряженность основных пограничных между собой платформенных и геосинклинальных структур является, как правило, более сложной, что обуславливается наличием валов на границе краевых систем и плит платформы. Таким образом, здесь мы имеем дело со структурными триадами, обычными для окраинных частей платформы.

Сопряженность развития структуры краев Сибирской платформы и обрамляющего ее складчатого пояса имела место, по сути дела, в течение всей геологической истории Восточной Сибири. В послесилурское время она выразилась в том, что по краям платформы начиная от этого времени развивались вдоль фронта складчатого пояса предгорные пропиты, краевые синеклизы, а в отдельных местах и краевые прогибы.

Становление предгорных прогибов шло в верхнем палеозое, в мезозое и кайнозое у подножья южного горного обрамления Сибирской платформы вдоль фронта Восточного Саяна, Байкальской горной области и Становика. На западном крае платформы вдоль фронта складчатого пояса, погруженного к настоящему вермени под осадки Западно-Сибирской плиты, с девона также развивались краевые опускания, создавшие сложно построенную краевую систему. Вначале это был предгорный прогиб, а затем, начиная с карбона, — весьма протяженная краевая синеклиза, ось которой в течение карбона и перми накатывалась на платформу.

Крупной компенсационной по отношению к складчатой системе Западной Сибири, ныне погребенной под осадками Западно-Сибирской плиты, является и Тунгусская структурно-вулканическая зона, занявшая более обширную территорию, чем одноименная синеклиза.

Вдоль Присаянского, Прибайкальского, Пристанового края Сибирской платформы предгорные прогибы развивались соответственно в девоне, в юре и в кайнозое. Окраинное положение Сибирской платформы занимает и Вилюйская синеклиза, начавшаяся формироваться в триасе (Штех, 1965), хотя активное прогибание отдельных участков территории, занятой этой обширной синеклизой, имело место и в девоне. Весьма протяжен и Предверхоянский краевой прогиб. По формационным

признакам времени заложения его датируется юрой (Пущаровский, 1959), однако, судя по исследованиям С. Д. Дмитриева (1968), данная краевая система развивалась и в карбоне.

Можно констатировать, что расположение основных структур земной коры, пограничных между Сибирской платформой и обрамляющим ее гетерогенным складчатым поясом, являлось вполне закономерным в течение всей геологической истории. К краям платформы приурочивались, как правило, опускания, характер которых эволюционировал во времени, а к краям геосинклинальных бассейнов — краевые геоантропогенные поднятия, обычно расширявшиеся от одного тектонического цикла к другому. В послесилурийское время в роли орогенов выступали уже обширные зоны завершенной складчатости.

Краевые системы, представленные историческим рядом наплатформенных структур, всегда и везде в Восточной Сибири выступали в качестве компенсационных по отношению к сопряженным с ними орогенам. Это дает основание полагать, что и глубинные источники тектогенеза, предопределявшие развитие таких структур, всегда были сходными или одинаковыми в течение всего неогея.

Изложенное позволяет ближе подойти к пониманию динамики развития сопряженных структур. Здесь прежде всего следует попытаться понять, почему расположенные рядом и разделенные глубинными разломами края кратона и складчатого пояса испытывали тенденцию к вертикальным перемещениям противоположного знака. Тенденция не прекращалась, несмотря на проявление общих для всей Сибири колебаний, обусловивших соответственно поднятие или опускание всего континента.

Подавляющее большинство разновозрастных краевых опусканий Сибирской платформы имеет ярко выраженное асимметричное строение: их прискладчатые внешние борта круты и носят приразломный характер. Отсюда следует, что разграничительными линиями блоков с противоположной тенденцией к вертикальным перемещениям являлись разломы. Судя по данным сейсмозондирования, эти разломы вспарывают всю земную кору. О значительной глубине их заложения свидетельствует и пространственная связь с ними изверженных пород различного состава — от кислых до ультраосновных. Это не может не указывать на то, что сопряженность развития пограничных структур имеет весьма глубинную природу. О том же свидетельствует и большая глубина прогибов: так, мощность осадков, выполняющих краевые опускания, местами намного превышая 5 км — в позднем докембрии, 4—5 км — в нижнем палеозое и в мезозое, указывает на весьма глубокое залегание фундамента платформы (7—10 км) в краевых системах. Далее следует заметить, что прогибание краев кратона и поднятие орогенных зон имело не только относительный, но и абсолютный характер. Об этом говорят те же данные о мощностях осадков и глубина денудационного среза орогенных зон.

Несмотря на то, что процесс роста сопряженных структур был длительным, он являлся в то же время прерывистым. Его активизация и затухание, как видно из предыдущих глав, подчинялись общей тектонической периодичности развития земной коры Восточной Сибири.

Судя по имеющимся представлениям о глубинных источниках вертикальных движений земной коры, ими может явиться либо сжатие и растяжение глубинного вещества, либо переток глубинных масс. Допускается сочетание обоих факторов (Магницкий, 1965). В нашем случае приемлема та и другая точка зрения. Действительно, длительное, периодически повторяющееся вздымаение орогенных зон может быть объяснено периодическим зонным появлением в верхней мантии слоя частичного плавления и его миграцией вверх с прогреванием земной коры.

Однако этот механизм эндогенного режима представляется недостаточным для объяснения сопряженного развития интересующих нас

структур, так как он не дает возможности удовлетворительно объяснить причины оседания краевых опусканий кратона. Вероятно, следует признать и неизбежность перемещения глубинного материала в горизонтальном направлении — из-под краев кратона в сторону орогена. В этом случае опускания представляются в качестве компенсационных структур оседания. Размах оседания мог усилиться и за счет поверхностных излияний магмы в самих опусканиях, что было особенно характерным для докембрийских краевых опусканий и для Тунгусской синеклизы. Развитию орогенов и краевых опусканий кратона могла способствовать в дальнейшем разгрузка зон под действием денудации и нагрузки седиментационных бассейнов в силу аккумуляции (Магницкий, 1965).

Признание перетоков глубинных масс в качестве одного из ведущих факторов вертикальных движений земной коры Восточной Сибири хорошо согласуется и с фактом существования валообразных поднятий земной коры на границах краевых опусканий кратона с плитами. Эти поднятия, как и сами краевые системы, развивались не только в докембрии и в нижнем палеозое, но и позже, вплоть до кайнозоя. Создается впечатление, что отток глубинных масс из-под краевых седиментационных бассейнов происходили как в сторону складчатых систем, так и в другом направлении, в сторону плит, хотя в последнем случае масштаб перемещений был менее значительным.

Миграция осей прогибов служит далеко не косвенным фактором, способным указать на наличие глубинных конвекционных потоков. Установлено, в частности, что оси нижнепалеозойских краевых прогибов Сибирской платформы смешались в сторону плиты, аналогичное явление имело место в Тунгусской синеклизе. С другой стороны, как широко известно, геосинклинальные бассейны мигрировали в противоположную от края платформы сторону. Если связывать процесс накатывания осей прогибов с горизонтальными оттоками глубинных масс, то можно полагать, что отток их происходил вначале из-под самого края кратона, а затем из более внутренних частей, но в целом также тяготеющих к краю платформы. В латеральном сечении границы платформы со складчатым поясом отток глубинного вещества представляется асимметричным, при этом осью асимметрии являлись ее краевые глубинные разломы.

Судя по весьма большой длительности и цикличности развития краевых систем Сибирского кратона, горизонтальный отток глубинного материала из-под его краев проявлялся столь же длительно и в определенной периодичности. Он, вероятно, универсален не только для геологической истории Восточной Сибири, но и для других областей Земли. В этом убеждает наличие краевых систем кратонов, подобных сибирским, на других платформах: Русской, Северо-Американской, Китайской, Австралийской (Замараев, 1967), а также повсеместно наблюдаемая сопряженность этих опусканий с орогенами, а нередко и с валами, отделяющими краевые опускания от плит.

Обсуждая вопрос о глубинных энергетических источниках сопряженного развития краев платформы и складчатых поясов, нельзя, очевидно, забывать, что движения земной коры сопряженных пограничных структур носили локальный характер, обусловливались частными движениями и были, скорее всего, не колебательными, а односторонними; на краях кратона — нисходящими, а на краях складчатого пояса — восходящими. Менялся во времени лишь темп вертикальных движений. В этом убеждает, например, анализ парагенезов формаций краевых систем Сибирской платформы (Замараев, 1967). Но наряду с этими частными движениями проявлялись и более общие, одновременно охватившие все тектонические области Восточной Сибири, — последние имели колебательный характер. Именно ими обусловлена вся цикличность развития тектонической структуры Восточной Сибири. Смена зна-

ка движений земной коры под влиянием общих колебаний не прерывала частных движений.

Исходя из соподчиненности площадей, охватываемых частными движениями, территориям, подверженным общим колебаниям, можно полагать, что природа последних может быть более глубинной и, во всяком случае, общей для всего континента. Однако несомненно то, что частная мобильность краев кратона и складчатого пояса, равно как и общие колебания региона, побуждались глубинными источниками, порождавшими вертикальные движения. Этим движениям сопутствовали и значительные по масштабам горизонтальные смещения различных по размерам блоков земной коры.

В целом развитие земной коры Восточной Сибири предопределялось тремя основными типами ее движений: вертикальными — частными, общими и горизонтальными. Выяснение кинематической взаимосвязи вертикальных и горизонтальных движений и воссоздание динамики развития земной коры и верхней мантии является, безусловно, задачей сложной. Выполненный анализ развития структуры земной коры Восточной Сибири в докембрии и нижнем палеозое приводит к выводу о том, что ряд тектонических процессов не мог быть обусловлен вертикальными движениями.

Это относится, в частности, к механизму образования линейной геосинклинальной складчатости слюдяного, дербинского и байкальского времени, к зонам деформаций в глубинных разломах различного возраста и фациям метаморфизма высоких давлений. Для их возникновения необходимо воздействие горизонтальных сил сжатия. В частности, изучение механизма линейной складчатости разновозрастных парагенезов геосинклинальных формаций Восточной Сибири приводит к выводу о том, что горизонтальные силы, создавшие эту складчатость, не могли возникнуть в связи с процессами, происходившими в самих геосинклиналях. Ничто не указывает и на то, что они были трансформированы из вертикальных движений. Складчатость сопровождалась здесь общим сжатием геосинклинальных трогов. Величина сжатия пластов нередко оказывается равной современной ширине соответствующих складчатых зон. Например, коэффициент сжатия в Восточно-Саянском антиклиниории равен 2. Почти наполовину сокращена ширина Бирюсинского геосинклинального трога. Подобное происходило и в Байкальской горной области, в Становом хребте, о чем выше шла речь. Помимо складчатости, в слойстых толщах здесь широко развиты и линейные деформации массивных образований, возникшие в том же поле напряжений. Линейные складчатые комплексы Восточной Сибири, как правило, метаморфизованы. При этом вполне однозначно устанавливается, что метаморфизм и деформация пород протекали синхронно, сопровождаясь метаморфической дифференциацией и магматизмом. Это, в сочетании с другими факторами, дает основание считать, что складчатость общего смятия того или иного геосинклинального трога является не приповерхностным процессом, а следствием поперечного сжатия всей земной коры этого трога. То же самое относится к зонам смятия и метаморфическим поясам, ориентированным вдоль глубинных разломов, к зонам наложенной складчатости и высокотемпературного дифференциального смятия, наблюдавшимся на Шарыжалгайском выступе или в Приморском хребте.

Такие линейные деформации были возможны, как показал кинематический анализ, только вследствие давления со стороны Сибирской платформы. Ее структурные соотношения с Саяно-Байкальским складчатым поясом и с разновозрастными складчатыми зонами внутри последнего свидетельствуют о том, что Сибирская платформа периодически поддвигалась под складчатый пояс. При этом поддвиг обычно сочетался с левосторонними сдвиговыми смещениями. Подобная кинематическая картина характерна для всего южного отрезка периметра Си-

бирской платформы — от Охотского моря до Енисея. По мере обраста-
ния платформы складчатыми зонами, в частности, в результате докем-
брейских складчатостей, аналогичное движение испытывал уже весь
гетерогенный континент, консолидировавшийся вокруг кратона, как
ядра роста.

Геологическое развитие Восточной Сибири, как и любого другого
региона, было циклическим и направленным. Анализ эволюции ее пока-
зывает, что здесь от одного тектонического цикла к другому происходи-
ло общее убывание интенсивности складчатости и степени метаморфиз-
ма, последовательное увеличение числа разломов земной коры. В целом
земная кора эволюционировала по пути нарастания ее жесткости,
хрупкости.

Динамика развития земной коры Восточной Сибири не является со-
бой примера постоянного воздействия каких-либо одних сил — верти-
кальных или горизонтальных. Напротив, здесь имело место постоянное
переводование тех и других и всегда в строгой последовательности. Каж-
дый тектонический цикл начинался обычно с более или менее активных
вертикальных движений, формировавших обширные и глубокие седимен-
тационные бассейны и приводивших к глубокой денудации орогенов с
тенденцией к вздыманию. Затем, при достижении глубоко погружен-
ными бассейнами, а также зонами глубинных разломов определенной
динамической зрелости начиналось их поперечное горизонтальное сдав-
ливание, обусловливавшее интенсивную деформацию слоистых и массив-
ных пород. Причиной такого сжатия являлось, как отмечено выше, дав-
ление со стороны кратона. При этом края самого кратона также дефор-
мировались складчатыми процессами и подвергались ретроградному ме-
таморфизму. Примерами этому являются южный край Алданского щита,
испытавший наложение становой орогении, и юго-западный край Шары-
жалгайского выступа фундамента платформы, на которой наложены ли-
нейная складчатость и метаморфизм слюдянского времени. Ярко проя-
вился этот процесс в Урикско-Ийском прогибе, Прибайкалье, Енисейском
кряже. На более поздних этапах развития структуры Восточной Сибири,
когда кратон, как ядро роста континента, давил на геосинклинальные
бассейны, будучи в какой-то мере уже спаянным воедино с ранними
складчатыми зонами, наложение деформаций и метаморфизм испыты-
вали в основном уже последние.

За фазой сжатия в большинстве тектонических циклов следовало
общее поднятие и становление орогенных зон, нередко осложненных на-
ложенными прогибами. В начальные стадии роста орогенов силы гори-
зонтального сжатия, реализующиеся уже в более жесткой среде, еще
могли играть существенную роль. Каждый цикл завершался обычно
эпохой относительного покоя, когда прекращались или затухали верти-
кальные дифференцированные движения земной коры. В это время ре-
гион денудировался и часто пенепленизировался. Такая кинематическая
схема является общей и обычной для каждого из тектонических цик-
лов, имевших место в Восточной Сибири, однако в отдельных районах
Саяно-Байкальской области она нарушилась сквозным в течение ряда
циклов развитием седиментационных бассейнов, занимавших исклю-
чительное структурное положение (Байкало-Патомское нагорье, хр. Ха-
мар-Дабан).

В целом мы имеем убедительное доказательство того, что сжатие
геосинклинальных трогов юга Восточной Сибири было обусловлено
давлением Сибирского кратона, порождавшимся его поддвиганием по
краевому шву под геосинклинали. Этими же движениями деформирова-
лись осадочные толщи окраинных структур кратона, метаморфические
и кристаллические породы в зонах пограничных разломов. Благодаря
им же получили широкое развитие фации метаморфизма высоких дав-
лений. Поддвиг сочетался со сдвигом. Роль сдвиговой компоненты меня-

лась от места к месту. Наибольшей она была на участках краевого шва, имеющих северо-восточное простирание (Прибайкалье), меньшей — в Становой ветви и еще меньшей — Присаянье. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что Сибирский кратон, периодически сдавливавший геосинклинальные троги Саяно-Байкальской области, всегда смещался по одному направлению — на юго-запад. Об этом свидетельствует анализ полей напряжения земной коры юга Восточной Сибири в различные этапы ее развития. Такой характер смещения Сибирской платформы устанавливается и по палеомагнитным данным (Кропоткин, 1970).

Какова же природа сил, обусловивших смещение Сибирского края в юго-западном направлении? Очевидно, эти силы должны были носить устойчивый характер и охватывать глубокие слои Земли.

По современным представлениям, горизонтальное скольжение мегаблоков может происходить по пластическому слою мантии, отождествляемому с астеносферой (Кропоткин, 1970), имеющей свойство очень вязкой жидкости (Артюшков, 1970; и др.). По мнению Ж. Гогеля (1969), такое смещение не происходит под влиянием отдельных толчков, так как в процессе движения их кинетическая энергия расходуется в зонах сдавливания очень быстро, и если прекратится действие сил, то приобретаемая скорость затухает в доли секунды. Следовательно, как отмечает Ж. Гогель, сжатие орогенических зон возможно лишь в результате прямого воздействия сил, вызывающих смещение континентальных блоков. На примере Восточной Сибири добавим к этому, что сжатие должно быть прерывистым, а время его проявления подчинено геотектонической цикличности. Кроме того, следует учитывать, что эффективность сдавливания геосинклинальных трогов Южной Сибири должна была убывать во времени сообразно с общей эволюцией земной коры, возрастианием ее жесткости.

Ряд исследователей обусловливают горизонтальные смещения мегаблоков земной коры конвекционными потоками (Bernal, 1961). Ж. Гогель особое значение в этом процессе придает горизонтальным ветвям конвекционных течений. По его мнению, они могут, воздействуя на основание земной коры, вызвать смещение и сжатие в горизонтальном направлении.

Ван-Беммелен (1970) склонен объяснять горизонтальные смещения земной коры за счет растекания ее и соскальзывания в стороны от требуя воздымющейся мегаундации под действием гравитационных сил. Горизонтальное смещение щита он представляет как эффект двух типов движения — скольжения пластин по внешней сфере вплоть до глубины 300—400 км и пассивного переноса их глубинным потоком, действующим на глубине 600—700 (или 500—1000) км. Реальность действия предложенных механизмов оспаривается. В частности, Ж. Гогель, анализируя гипотезу Ван-Беммеля о геохимической эволюции, считает ее не-приемлемой. Нельзя не согласиться и с П. Н. Кропоткиным в том, что не обязательно связывать мобилизм с механизмами тепловой конвекции или гравитационной дифференциации (С. Ранкори, Э. Краус). Более того, он предполагает, что силы горизонтального сжатия, которые могут быть предопределены подкоровыми течениями, значительно меньше фиксируемых прямыми измерениями даже на глубине одного километра, и следовательно, недостаточны для сдавливания крупных линейных зон земной коры. К подобным выводам приходим и мы, изучая историю тектонического развития Восточной Сибири. Здесь нельзя не видеть значительную роль глубинных факторов в деформациях земной коры. Но порождали они в основном только вертикальные движения. Частные движения и общие вертикальные колебания не приводили к оставившим какие-либо заметные следы горизонтальным смещениям блоков земной коры. И если допустить, что возникновение зон сдавлива-

ния земной коры обусловлено конвекционными потоками, то становится непонятным, почему это сдавливание не проявляется в первой половине каждого тектонического цикла, когда формируются седиментационные бассейны. Это, а также ярко выраженная периодичность проявления сжатия делают невозможным принятие механизма конвекционных потоков для объяснения горизонтального перемещения Сибирского кратона и сдавливания им линейных зон земной коры Саяно-Байкальской области. Так мы оказываемся перед необходимостью отказаться от поисков земных глубинных источников глобальных горизонтальных движений земной коры и проанализировать с этой целью возможное влияние космических факторов.

Анализ торного давления скальных пород в естественном залегании в различных регионах Земли, в том числе и Сибири, показывает, что в земной коре помимо напряжений, обусловленных весом вышележащих толщ, скальные породы уже на небольшой глубине и даже в приповерхностных условиях находятся под действием сильнейших сжимающих усилий, ориентированных горизонтально. Это избыточное дополнительное сжатие возрастает с 180 кг/см² у поверхности до 600 кг/см² на глубине 1 км. Дополнительное сжатие увеличивается до 2000—5000 кг/см² на глубине около 10—30 км. На больших глубинах по мере перехода в пластическую зону астеносферы это горизонтальное сжатие должно убывать, так как в астеносфере должны господствовать напряжения, близкие к гидростатическому давлению (Кропоткин и др., 1971). На этой основе делается вывод о том, что земная кора охвачена тангенциальным сжатием, связанным с сокращением радиуса Земли. Н. Хаст (1967) полагает, что имеет место прогрессирующее сокращение радиуса Земли, а П. Н. Кропоткин (1970) считает это сокращение периодическим, обусловленным вековыми вариациями гравитационной «постоянной» Ньютона. Допускается колебание величины радиуса Земли за последние 500 млн. лет на 10%. По гипотезе Ф. Мачадо, основанной на вариациях гравитационной постоянной и палеомагнитных данных, за послесилурийскую историю имело место двукратное сокращение радиуса Земли, достигавшее своего максимума в девоне и в мелу (Кропоткин, 1970).

Периодичность уменьшения радиуса Земли должна приводить, по мнению П. Н. Кропоткина (1970), к периодическому проявлению тектонических процессов. Тем самым намечается синтез пульсационной гипотезы с теориями мобилизма. Подразумевается, что эпохам сжатия Земли соответствуют орогенические фазы, эпохам расширения — периоды покоя и прогибания бассейнов.

Нам представляется, что нельзя признать периодичность сокращения радиуса Земли в качестве основного стимулятора горизонтальных движений. В настоящее время стало уже очевидным, что фазы складчатости не подчинены всеземной синхронизации. Более того, даже в соседних регионах они зачастую не одновозрастны. Особенно ярко подчеркнул это в последнее время А. Л. Яншин (1966), писавший, что «изучение материалов Евразии приводит к убеждению об отсутствии не только общепланетарных фаз складчатости, но и общепланетарных эпох складчатости, представления о которых лежат в основе многих теоретических выводов, например, литологов и астрогеологов» (с. 444). Поэтому, не отрицая возможной роли сокращения радиуса Земли в тектогенезе, целесообразно искать другие космические факторы, также приводящие к сжатию, но обеспечивающие асинхронность этого процесса. Мы предполагаем, что широко признанную асинхронность складчатости логичнее всего было бы объяснить тем, что тангенциальные силы сжатия действуют в земной коре того или иного региона постоянно, но проявляются они в сдавливании ее линейных зон только в определенных условиях и в определенное время. К числу таких постоянно дейст-

вующих космических факторов относятся, в частности, силы, обусловливающие смещение материков к экватору. На них указывали Этвеш и Коплен. Величину их вычислили Эпштейн и Ламберт (Тверской, 1936). Будучи предопределенными известной разницей в величине экваториального и полярного радиусов Земли и, следовательно, непараллельностью уравненных поверхностей силы тяжести, они действуют постоянно и вызывают, как отмечал П. Н. Тверской (1936), натяжения в земной коре. По вычислениям В. Швейдара (Schwejdar, 1921), глыба, расположенная на 40° широты, будет перемещаться к экватору под действием этих сил со скоростью 20 см в год при вязкости подкорового вещества в 10^{19} пуз.

Следует подчеркнуть, что, согласно Эпштейну и Ламберту, величина этой силы прямо пропорциональна массе перемещающейся глыбы. Судя по последним данным, мощность литосферы, т. е. глубина залегания поверхности астеносферы, по которой возможно смещение блоков склеросферы, под платформами заметно больше, чем в подвижных поясах геосинклинального типа (Владимиров и др., 1969). Такое различие в мощностях склеросферы Сибирского кратона и Саяно-Байкальского геосинклинального сладчакого пояса должно было установиться уже со времени возникновения первого, или еще в архее. Это обстоятельство способствовало, по нашему мнению, заметному по сравнению с другими геотектоническими областями увеличению эффекта смещения Сибирского кратона к экватору, что приводило в итоге к усилению сдавливания пластических зон земной коры.

Помимо названных есть и другие, постоянно действующие космические факторы тектогенеза. В частности, А. Надаи (1969), П. Н. Кропоткин (1970) и другие исследователи в последнее время снова подчеркнули, что притяжение Луны должно вызвать медленное проскальзывание внешних геосфер на запад по отношению к внутренним слоям Земли — это может вызвать западный дрейф коры и верхней мантии по астеносфере. Представляется, что именно сочетание постоянно действующих сил экваториального и западного горизонтальных движений побуждало периодическое смещение Сибирского кратона на юго-запад.

Попытаемся показать, где, когда и почему происходит снятие горизонтальных сил сжатия, порождаемых названными выше космическими факторами. Важно также понять, как сочетаются эндогенные земные и космические факторы тектогенеза.

Очевидно, что эффект горизонтального сдавливания всегда наиболее ярко выражен в линейных зонах земной коры. На юге Сибири, как и в других регионах, таковыми являлись, прежде всего, геосинклинальные троги, края кратона и глубинные разломы, разделяющие разновозрастные зоны складчатого пояса.

Как подчеркивал В. В. Белоусов (1966, 1969; и др.), развитие Земли характеризуется периодической повторяемостью эндогенных процессов в определенной последовательности. По его мнению, каждый эндогенный цикл начинается разогреванием верхней мантии и усилением частичного плавления в ней с образованием астеносферы. К середине цикла разогревание охватывает кору, что приводит в геосинклиналях к региональному метаморфизму и гранитизации. Очевидно, с этим же этапом связаны разогревание и диафторез краев блоков земной коры, контактирующих по глубинным разломам.

Разогревание земной коры в геосинклинальных трогах и в зонах глубинных разломов Восточной Сибири было довольно значительным, так как метаморфизм пород достигает здесь гранулитовой и амфиболитовой фаций. Это приводило к тому, что земная кора становилась неоднородной. Если в платформенных массивах она находилась в состоянии, близком к жесткому, то в разогретых зонах была пластичной. При деформациях в первом случае имело место, по терминологии А. В. Пейве

(1967), разрывно-глыбовое тектоническое течение, во втором — пластическое. На пластический характер деформаций в разогретых зонах указывают и структурно-текстурные особенности метаморфических пород юга Восточной Сибири. В большинстве случаев мы имеем здесь дело с метаморфизмом высоких давлений, а структурные особенности пород и условия их залегания указывают на то, что они кристаллизовались при направленном, тангенциальном давлении. Именно последнее, а не геостатическая нагрузка, обусловило выдержанную линейную пространственную ориентировку складок, кристаллизационной сланцеватости и полосчатости пород и процесс метаморфической дифференциации.

Необходимо выяснить, почему сжатие линейных зон имело место только на определенном этапе каждого тектонического цикла. Ответ на это, как нам представляется, кроется в том, что тангенциальное сжатие земной коры не приводит к тому эффекту в случае, когда ее физические свойства более или менее однородны на больших территориях — например, после завершения складчатости, когда земная кора кратона и складчатых зон более или менее изотропна. Но как только отдельные линейные зоны земной коры переходят в пластическое состояние, силы горизонтального сжатия, постоянно действующее на земную кору, начинают реализоваться в этих зонах в силу их пониженней сопротивляемости давлению кратона. Переход отдельных зон земной коры в пластическое состояние, обусловленный глубинными процессами, играл в данном случае роль «спускового крючка» для горизонтального движения Сибирского кратона и сжатия им пластических зон коры, т. е. для реализации космических сил тектогенеза.

В силу того, что склеросфера Сибирского кратона всегда обладала большей массой, чем склеросфера геосинклинальных, складчатых областей, а космические силы, побуждавшие его к горизонтальному смещению, действовали постоянно, можно полагать, что кратон обусловил сдавливание линейных зон земной коры и без их значительного глубинного прогрева. Подобное явление могло иметь место, в частности, в послекаледонской истории юга Восточной Сибири.

Вряд ли оспоримо мнение исследователей, принимающих циклично проявляющиеся эндогенные процессы за основной фактор геотектоники. Горизонтальные движения, порождаемые космическими факторами, лишь осложняют эволюцию структуры Земли, оставляя в ней весьма заметные следы. Время тангенциального сжатия отдельных зон земной коры под влиянием космических факторов предопределяется фактическим состоянием земной коры и верхней мантии, которое зависит, в свою очередь, от характера эндогенных процессов. «Каждый, вероятно, согласится, что тектонические и магматические процессы происходили бы на Земле и в том случае, если бы она не вращалась вокруг своей оси и не имела бы массивного спутника» (Кропоткин, 1969, с. 31).

Такой представляется нам связь между вертикальными и горизонтальными движениями земной коры. Конечно, мы не отрицаем этим ротли гравитационного тектогенеза, порождаемого вертикальными движениями и охватывающего в основном только слоистые толщи. Какова бы ни была природа сил горизонтального сжатия земной коры, они должны проявляться, по нашему мнению, в соответствии с названным выше эффектом «спускового крючка». Предложенный механизм сочетания эндогенных и космических факторов геотектоники может иметь место и при сжатии, и при растяжении Земли, так как привлечение для этой цели космические факты действуют односторонне. Однако мы не можем стать на позиции контракционной или пульсационной гипотезы, так как это противоречит нашим убеждениям об отсутствии общепланетарных фаз и эпох складчатости.

Необходимо рассмотреть еще один вопрос, вытекающий из предложенной гипотезы сочетания вертикальных и горизонтальных тектони-

ческих движений земной коры. При изучении складчатых зон Восточной Сибири заметно, что в плане их структурный рисунок как бы вписывается в определенные рамки, а линии, по которым происходило обрушение складчатых комплексов на новых тектонических этапах, почти не срезают древнюю структуру. Создается впечатление, что последняя приспособливается к пограничным разломам, хотя те являются более молодыми. Это обстоятельство вполне объяснимо. Горизонтальное сдавливание геосинклинальных трогов не распространялось беспредельно далеко от края кратона. Будучи наиболее эффективным перед фронтом пододвигающегося кратона, на некотором удалении от него (измеряемом десятками и первыми сотнями километров) действие сил сжатия резко убывало. А так как подвиг кратона сочетался обычно со сдвиговой составляющей, то в местах ослабления сил горизонтального сжатия возникали весьма протяженные зоны пластического скальвания. Благодаря этому периферические районы геосинклиналей, заключенные между краевым швом кратона и зонами скальвания, деформировались в единой системе, образуя при этом цельный структурный рисунок. В начале следующего этапа тектонического развития, когда господствовали вертикальные движения, по зонам скальвания происходило уже обрушение земной коры и заложение новых геосинклинальных бассейнов. Таким образом, для поперечного сдавливания геосинклиналей не обязательно встречное перемещение двух кратонов — оно обеспечивается и одним.

Сжатию земной коры Сибири в геосинклиналях Саяно-Байкальской области должно было сопутствовать ее растяжение на противоположном фронте Сибирского кратона, т. е. на северо-востоке. Такая область растяжения действительно имеется. Она представлена обширной Верхояно-Чукотской эпикратонной системой (Косыгин, 1962), развивающейся с докембрия. Вероятно, благодаря такому растяжению Колымо-Омолонский массив отчелился от Сибирской платформы.

Горизонтальное сдавливание линейных зон земной коры имело место в Восточной Сибири только после шарыжалгайского времени, когда возник Сибирский кратон и Саяно-Байкальская протогеосинклиналь. В это время произошел, судя по имеющимся данным (Шейнманн, 1970), резкий перелом в динамике развития земной коры в целом, переход от оvoidной складчатости к линейной. По нашему мнению, широкое развитие линейной складчатости стало возможным благодаря возникновению кратонов, периодически сдавливавших геосинклинальные троги под действием космических факторов. Отсутствие кратонов на более ранних стадиях развития земной коры объясняет с этих позиций нуклеарный тип ее развития (Павловский, 1964) и оvoidную тектонику (Шейнманн, 1970).

Предлагаемая нами гипотеза может удовлетворительно объяснить происхождение линейной геосинклинальной складчатости с ее изоклинальным строением, кливажем, надвигами, вергентностью и латеральной зональностью. Можно признать, что динамическое взаимодействие платформ и геосинклинальных областей есть, как подметил В. Е. Ханин (1970), причина геосинклинальной складчатости. Гипотеза объясняет и происхождение метаморфизма высоких давлений. Как показано Н. Л. Добрецовым и др. (1966), породы разновозрастных складчатых зон, обрамляющих Сибирский кратон, метаморфизованы в фации высоких давлений (реки Бирюса, Мама, Приольхонье, Становик). Представляется, что эти давления в значительной мере были обусловлены пододвиганием Сибирского кратона под Саяно-Байкальскую область. Предложенный механизм действия горизонтального сжатия также удовлетворительно объясняет метаморфическую зональность в геосинклиналях Саяно-Байкальской области и в краевых опусканиях платформы, в частности убывание степени метаморфизма при удалении в обе стороны от края кратона (хр. Хамар-Дабан, Енисейский кряж, Урикско-Ийский прогиб и др.) и по простирианию складчатых зон (Бирюсинский массив).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главным направлением научного анализа фактов, изложенных в этой монографии, являлось стремление авторов понять динамику развития структуры земной коры юга Восточной Сибири, а там, где возможно, и особенности становления ее вещественного состава. Подобные исследования проводились, насколько нам известно, не так часто и не для столь больших территорий Восточной Сибири. Удалось по-новому раскрыть роль цикличности геосинклинальных процессов Саяно-Байкальского складчатого пояса и связь последних с развитием структуры Сибирской платформы. Показано, что на рубеже шарыжалгайского и слюдянского времени произошел коренной скачок в развитии структуры земной коры — переход от овощных тектонических форм к линейным. Подэтапный анализ структуры Сибирского кратона и Саяно-Байкальского складчатого пояса позволил выявить новые особенности пространственного соотношения этих главнейших структур Восточной Сибири. Показано, в частности на примере Восточной Сибири, что в числе основных структур платформ следует выделять не только щиты и плиты, но и краевые системы. Эти три типа структур стоят в одном таксономическом ряду. Выявились значительная роль разломов не только в оформлении структурного рисунка тех или иных комплексов, но и в определении местоположения и характера развития седиментационных бассейнов, плутономагматических поясов, а также степени и зональности метаморфизма.

Для докембрия и нижнего палеозоя очерчен латеральный ряд основных тектонических структур: щит — плита — краевая система, состоящая из краевого вала и краевого опускания кратона — краевых шов, часто с краевым вулканическим поясом, — краевое геоантиклинальное поднятие складчатого пояса, обычно с наложенными впадинами, — геосинклинальный бассейн. Такие ряды структур были характерны для каждого из выделенных мегациклов и свидетельствуют о глубокой динамической связи развития платформенной и геосинклинальной областей Восточной Сибири.

Кинематическая интерпретация тектонических структур юга Восточной Сибири показала, что в их становлении наряду с вертикальными движениями большую роль играли и горизонтальные движения, порождавшие сдвиги, поддвиги и надвиги. Весьма значительным по масштабам и грандиозным по последствиям было смещение Сибирского кратона относительно Саяно-Байкальского складчатого пояса. Заметные горизонтальные смещения испытывали относительно одна другой внутриплатформенные глыбы, а также отдельные зоны складчатого пояса. По мере обрастания кратона складчатыми зонами он смещался относительно геосинклинальных областей, не утрачивая при этом некоторую индивидуальность движений. Характерным было периодически повторявшееся пододвигание Сибирского кратона под складчатый пояс, сочетающееся с левосторонними сдвиговыми смещениями.

Выяснилось, что внутренняя структура большинства складчатых зон, степень и зональность метаморфизма слагающих их комплексов могли

быть созданы только при значительной роли тангенциальных напряжений глобального порядка. Морфология системы разломов юга Восточной Сибири, их роль в тектонической структуре, а также направления смещений по ним становятся понятными только с позиции признания значительной роли в деформациях земной коры тангенциальных напряжений.

Стало очевидным, что перемещавшиеся мегаблоки обладали громадной кинетической энергией, порождавшей высокие давления, которые, в свою очередь, в значительной мере предопределяли характер метаморфизма. В каждом тектоническом цикле имела место сходная картина динамики развития земной коры: вначале господствовали вертикальные движения земной коры, затем в роли ведущего выступали горизонтальные. В эпохи господства вертикальных движений формировались сидерментационные бассейны, вздымались зоны завершенной складчатости. При господстве горизонтальных движений они интенсивно деформировались. Предполагается, что вертикальные движения земной коры порождаются глубинными земными источниками тектогенеза, а горизонтальные — космическими. Последние действуют в земной коре постоянно, но проявляются периодически, в прямой зависимости от эндогенной цикличности. Начало горизонтального смещения крупных блоков земной коры определяется эффектом «спускового крючка», сущность которого заключается в том, что при достижении под влиянием глубинного прогрева линейными зонами земной коры пластического состояния возникает возможность для реализации постоянно действующих сил горизонтального сжатия. Крупные блоки приходят в движение и деформируют пластические зоны. Этот процесс продолжается до утраты пластичности, затем господствующая роль в деформациях земной коры переходит к внутрьземным вертикальным движениям. Однако не исключено, что становление орогенов, часто следующее за складчатостью, порождено также горизонтальным сдавливанием земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович Г. Я., Гундобин Г. М., Таскин А. П., Шамес П. И.** Стратиграфия Урикского-Ийского прогиба.— В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск, 1971, с. 112—120.
- Ажгирей Г. Д.** Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1966, 364 с.
- Анисимов К. И., Замараев С. М.** К вопросу о роли разломов в структуре Иркутского амфитеатра.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 8, с. 23—28.
- Анцифиров А. С.** Тектоника и перспективы нефтеноносности Жигаловского вала и прилегающих районов Иркутского амфитеатра. Автореф. канд. дисс. Москва — Иркутск, 1964, 21 с.
- Арсентьев В. П.** Главные структурные элементы территории Бурятской АССР.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. Бурятской АССР», 1965, вып. 9, с. 3—30.
- Арсентьев В. П., Волколаков Ф. К.** Домезозойская тектоника Восточного Саяна.— «Геология СССР», Т. XXXV. Ч. 1. М., «Недра», 1964, с. 474—484.
- Артишков Е. В.** Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с нею явления.— «Изв. АН СССР. Сер. физика Земли», 1970, № 5, с. 18—30.
- Башарин А. К.** Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М., «Наука», 1967, 202 с.
- Беличенко В. Г.** Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., «Наука», 1969, 207 с.
- Белоусов В. В.** Тектоносфера Земли (результаты и задачи исследований).— «Сов. геол.», 1969, № 1, с. 11—30.
- Белоусов В. В.** Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966, 123 с.
- Белоусов В. В.** Основные вопросы геотектоники. Изд. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962, 608 с.
- Белоусов В. В., Черткова Е. И., Эз В. В.** Моделирование складчатости в условиях продольного изгиба.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1955, т. 30, вып. 5, с. 117—124.
- Ван-Беммелен.** Развитие мегаундаций. Механическая модель крупномасштабных геодинамических явлений.— В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970, с. 230—249.
- Белянико М. И., Долганов Е. А.** Структура риффа в северо-западной части Енисейского кряжа.— «Геотектоника», 1965, № 2, с. 17—31.
- Берзин Н. А.** Зона главного разлома Восточного Саяна. М., «Наука», 1967, 147 с.
- Бобров А. К.** Геология Прибайкальского краевого прогиба. М., «Наука», 1964, 228 с.
- Бузиков И. П., Крылов И. Н., Митрофанов Ф. П., Никитина Л. П., Хильтова В. Я.** Основные черты развития Восточно-Саянской подвижной области. Л., 1964, с. 117—125 (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19).
- Булина Л. В., Спицарский Т. Н.** Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 12, с. 21—30.
- Бухаров А. А.** Среднепротерозойские вулкано-плутонические ассоциации Северо-Западного Прибайкалья.— В кн.: Материалы симпозиума по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносность. Алма-Ата, «Наука», 1966, с. 172—174.
- Васильев Е. П.** Перекрестная складчатость Юго-Западного Прибайкалья. В кн.: Конференция молодых научных сотрудников. Иркутск, 1971, с. 9—11.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М.** Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963, 227 с.
- Винклер Г.** Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969, 247 с.
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Мусатов Д. И., Ступникова Н. И.** Стратиграфия имагматические комплексы Енисейского кряжа по геологическим и радиологическим данным.— В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., «Недра», 1964, с. 3—58.
- Вотах О. А.** Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М., «Наука», 1968, 138 с.
- Вотах О. А., Шибистов Б. В.** Строение докембрийского этажа в Иркинеевском выступе Енисейского кряжа.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. М., «Наука», 1970, с. 201—204.
- Гамалея Ю. И.** Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского plutona.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 2, с. 35—40.

- Гаррис М. А., Казаков Г. А., Келлер Б. М., Полевая Н. И., Семихатов М. А.** Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд). (XXII Международный геологический конгресс-сессия).—В кн.: Доклады сов. геологов. М., «Наука», 1964, с. 43—44.
- Гзовский М. В.** Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджанского антиклинария. Ч. III, IV, М., Изд-во АН СССР, 1963, 544 с.
- Гзовский М. В.** Тектонические поля напряжений.—«Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1954, № 5, с. 390—410.
- Гогель Ж.** Основы тектоники. М., «Мир», 1969, 440 с.
- Головенок В. К.** Стратиграфия, литология и условия образования среднепротерозойских отложений Патомского нагорья. Автореф. канд. дисс. Л., 1964, 24 с.
- Горжевский Д. И., Лазько Е. М.** Монголо-Охотский глубинный разлом.—«Докл. АН СССР», 1961, т. 137, № 5, с. 1177—1180.
- Грабкин О. В.** К вопросу о внутреннем строении и условиях формирования Нижнетиманского купола на Алданском щите.—«Вестн. Москов. ун-та. Сер. геол.», 1965, № 1, с. 36—44.
- Гришкан Р. И.** Основные особенности строения и развития архейских складчатых структур района междуречья Тас-Хонку и Курунг-Хонку (центральная часть Алданского щита).—В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966, с. 59—75.
- Гуров Е. П., Гурова Е. П.** О тектоническом положении дайковых поясов Станового хребта.—«Геотектоника», 1967, № 6, с. 87—90.
- Гурулев С. А.** Геология и условия формирования Иоко-Довыренского габбро-перидотического массива. М., «Наука», 1965, 222 с.
- Дзевановский Ю. К., Судовиков Н. Г.** Докембрый Алданского щита и хребта Станового. (XXI Международный геологический конгресс-сессия).—В кн.: Доклады сов. геологов. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 77—90.
- Дзевановский Ю. К.** О юго-восточном складчатом обрамлении Сибирской платформы.—В кн.: Материалы по геологии Восточной Сибири. Л., 1964, с. 220. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 97).
- Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П., Лагздина Т. Ю.** История геологического развития Алданского щита.—В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. М., «Наука», 1970, с. 132—142.
- Дибров В. Е.** Геология центральной части Восточного Саяна. М., «Недра», 334 с.
- Дмитриев С. Д.** История геологического развития северной части Предверхоянского краевого прогиба. Якутск, 1968, 177 с.
- Додин А. Л., Конников А. З., Маньковский В. П., Ташилов А. Ф.** Стратиграфия докембрйских образований Восточного Саяна. М., «Недра», 1968, 279 с.
- Дольник Г. А., Воронцова Г. Л.** К вопросу о возрасте миричунской свиты Восточного Саяна.—«Докл. АН СССР», 1971, т. 198, № 4, с. 99—112.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев Н. В., Соболев В. С., Ушакова Е. И., Хлестов В. В.**—В кн.: Фации регионального метаморфизма СССР. Новосибирск, 1966, с. 54.
- Дубин П. В., Хоментовский В. В., Яншин М. С.** Новые данные о геологии позднего докембрая Присаяны.—В кн.: Стратиграфия нижнего кембра и верхнего докембра юга Сибирской платформы. М., «Наука», 1969, с. 86—101.
- Егоров Ю. И.** О тектонической структуре Саяно-Байкальского складчатого обрамления юга Сибирской платформы по геофизическим данным.—В кн.: Тектоника Сибири. Т. IV. М., «Наука», 1970, с. 16—21.
- Есиков Н. П., Панкрушин В. К.** Современные горизонтальные движения Западного Прибайкалья и некоторые вопросы их изучения.—В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., «Наука», 1969, с. 112—121.
- Ескин А. С.** Древние метаморфические комплексы Западного Прибайкалья.—В кн.: Геология Прибайкалья. Иркутск, 1969, с. 91—120.
- Жарков М. А.** Стратиграфия нижнекембрйских отложений юго-западной части Сибирской платформы.—В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск, 1960, с. 5—20.
- Зайцев Н. С.** Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.—В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964, с. 173—185.
- Зайцев Н. С., Ильин А. В.** Тектоника Прихусгугульского прогиба.—«Геотектоника», 1970, № 5, с. 3—11.
- Замараев С. М., Кузнецов Г. А., Цобин В. А.** О крупнейшей флексуре юга Сибирской платформы.—В кн.: Краткие сообщения о научно-исследовательских работах за 1960 г. Красноярск, 1961, с. 151—157.
- Замараев С. М.** Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской платформы в докембре и нижнем палеозое.—«Геол. и геофиз.», 1961, № 11, с. 30—39.
- Замараев С. М.** Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1967, 248 с.
- Зоненшайн Л. П.** Тектоника смежных частей Восточного Саяна и Северной Тувы. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 56—70. (Тр. ВАГТ, вып. 5).

- Зоненшайн Л. П., Поликарпов В. П. Уфлянд А. К.** О структурах пограничных между платформами и геосинклинальными областями.—«Геотектоника», 1966, № 5, с. 3—18.
- Зоненшайн Л. П.** Тектоника складчатых поясов Центральной Азии (к закономерностям строения геосинклинальных областей).—«Геотектоника», 1967, № 6, с. 49—69.
- Ирдли А.** Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ, 1954, 666 с.
- Казаков А. Н.** Псевдоконгломераты мамского комплекса (Северо-Байкальского нагорья). Л., 1960, с. 336—356 (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9).
- Казмин Ю. Б.** Становой глубинный разлом, его развитие и влияние на магматизм и металлогению. 1962, с. 98—101 (Тр. ВАГТ, вып. 8).
- Каляев Г. И.** Проблема связи гранитного магматизма и складчатости фундамента.—«Геотектоника», 1970, № 1, с. 16—29.
- Карта докембрийской тектоники Сибири (М 1:5 000 000) и объяснительная записка.** Под ред. Ю. А. Косыгина. Новосибирск, 1962, 170 с.
- Келлер Б. М., Казаков Г. А., Крылов И. Н., Нужнов Г. В., Семихатов М. А.** Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой).—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 12, с. 26—41.
- Келлер Б. М., Семихатов М. А., Чумаков Н. М.** Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления.—В кн.: Стратиграфия докембра и кембия Средней Сибири. Красноярск, 1967, с. 247—291.
- Келлер Б. М.** О формациях рифея (Енисейский кряж — Нижний Урал).—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 7, с. 99—107.
- Кириченко Г. И., Лесгафт А. В.** Геологическое строение и полезные ископаемые Енисейского кряжа.—«Совещ. по геол. строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы». Иркутск, 1960, вып. 4, с. 68—72.
- Кириченко Г. И.** Поздние и послегеосинклинальные прогибы Енисейского кряжа и смежных областей байкалид.—«Сов. геол.», 1965, № 7, с. 18—35.
- Клитин К. А., Палей И. П., Постельников Е. С.** Особенности морфологии структур восточной окраины Енисейского кряжа.—«Докл. АН СССР», 1963, т. 152, № 5, с. 1204—1207.
- Клитин К. А., Павлов Т. Г., Постельников Е. С.** Байкалиды юго-востока Сибири. М., «Наука», 1970, 144 с.
- Коржинский Д. С.** Докембрый Алданской плиты и хребта Станового.—В кн.: Стратиграфия СССР. Т. I. М., Госгеолтехиздат, 1939, с. 349—366.
- Кориковский С. П.** О возрасте днафторитов Станового глубинного разлома и их связь с региональной гранитизацией.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 12, с. 33—41.
- Кориковский С. П., Казмин Ю. Б.** Днафториты и милониты зоны Станового глубинного разлома (Становой хребет).—В кн.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. М., «Наука», 1964, с. 57—84.
- Кориковский С. П.** Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембреи Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967, 298 с.
- Косыгин Ю. А.** Развитие Сибирской платформы в докембреи.—«Геол. и геофиз.», 1962, № 7, с. 16—31.
- Косыгин Ю. А.** Геологическое строение земной коры Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1956, 140 с.
- Кочетков В. М.** Сейсмичность Якутии. М., «Наука», 1966, 92 с.
- Крылов И. Н.** Магматизм. Восточно-Саянский антиклиниорий.—В кн.: Докембрый Восточного Саяна. М., «Наука», 1964, с. 45—82.
- Крылов И. Н., Шафеев А. А.** Особенности геологического строения поля развития шарыжалгайской серии пород в Юго-Западном Прибайкалье.—В кн.: Геология Прибайкалья. Иркутск, 1969, с. 30—41.
- Кропоткин П. Н.** Возможная роль космических факторов в геотектонике.—«Геотектоника», 1970, № 2, с. 30—47.
- Кудрявцев В. А.** Докембрйские комплексы западной части Алданского щита.—«Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», Чита, 1969, вып. 6, ч. 1, с. 20—35.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.
- Кузнецов Г. А.** Тектоника центральной части Ангаро-Ленского прогиба в связи с перспективами его калиненности.—В кн.: Тектоника юга Сибирской платформы и перспективы ее калиненности. М., «Наука», 1965, с. 129—172.
- Лейтес А. М.** Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. М., 1965, с. 184. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 122).
- Леснов Ф. П.** Вопросы геологии и петрологии Чайского габброперидотит-дунитового plutона в Северном Прибайкалье.—«Геол. и геофиз.», 1966, № 5, с. 63—75.
- Летников Ф. А.** Гранитоиды глыбовых областей. Автореф. докт. дисс. Иркутск, 1972, 73 с.
- Ли-Сы-Гуан, Суль-Дянь-Цин, Улей-Бе** и др. Вихровые и другие структуры вращения и проблема сочетания тектонических систем. М., Госгеолтехиздат, 1960, 120 с.
- Лобанов М. П.** Даванская зона смятия и связь с ней динамометаморфизма, метасоматоза и рудной минерализации (Северо-Западное Прибайкалье).—В кн.: Геоло-

- гия и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск, 1966, с. 168—184.
- Лукьянин А. В.** Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М., 1965, с. 210 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 136).
- Лучицкий И. В., Бондаренко П. М.** Эксперименты по моделированию сводовых поднятий Байкальского типа.—«Геотектоника», 1967, № 2, с. 3—20.
- Ляцкий В. Б.** К тектонической характеристике древнейших структур Восточного Саяна.—В кн.: Материалы по геологии Восточной Сибири, с. 79—86 (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 97).
- Магнитский В. А.** Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965, 379 с.
- Мазуказов А. М.** Горизонтальные движения в зонах глубинных разломов Северного Прибайкалья.—«Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», Чита, 1970, ч. 1, вып. 7, с. 44—49. (Зап. Забайкал. филиала географ. о-ва СССР).
- Мазуказов А. М.** К вопросу о генезисе конгломератовидных пород хребта Унгар (Северное Прибайкалье).—В кн.: Конференция молодых научных сотрудников. Иркутск, 1971, с. 23—25.
- Мануйлова М. М.** Вулканические породы бассейна р. Бол. Мини и их метаморфизм (Северо-Байкальское нагорье). Л., 1960, с. 246—264. (Тр. ЛАГЕД, вып. 9).
- Мануйлова М. М., Васьковский Д. П., Гурьев С. А.** Геология докембрия Северного Прибайкалья. М., «Наука», 1964, 226 с.
- Марков М. С.** Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (Канадский щит).—В кн.: Геология и петрология докембра, Иркутск, 1962, с. 70—76 (Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Сер. геол., вып. 5).
- Мац В. Д.** Верхний докембрый Западного Прибайкалья и Западной окраины Северо-Байкальского нагорья. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1965, 26 с.
- Мац В. Д., Бухаров А. А.** К стратиграфии верхнего докембра западной окраины Байкальской горной области.—В кн.: Стратиграфия докембра и кембра Средней Сибири. Красноярск, 1967, с. 339—349.
- Менерт К.** Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ, 1963, 153 с.
- Мокшанцев К. Б., Горштейн Д. К., Гудков А. А., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И.** Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М., «Наука», 1968, 171 с.
- Муратов М. В.** Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 6, с. 3—23.
- Муратов М. В.** Геосинклинальные складчатые системы докембра и некоторые особенности их развития.—«Геотектоника», 1970, № 2, с. 47—73.
- Мусатов Д. И.** Основные этапы тектонического развития восточной части Саяно-Алтайской складчатой области и Енисейского кряжа (Енисейско-Алтае-Саянского складчатого пояса).—В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964, с. 197—208.
- Надаи А.** Пластичность и разрушение твердых тел. Т. 2. М., «Мир», 1969. 863 с.
- Налетов П. И.** Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1961. 279 с.
- Неелов А. Н.** Палеотектоника докембра Сибирской платформы и некоторые закономерности развития докембрейских подвижных областей.—В кн.: Геология докембра (Международный геологический конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов). Л., «Наука», 1968, с. 41—52.
- Никитина Л. П.** Метаморфизм Присаянской и Онотско-Бельской зон. Л., 1964. (Тр. ЛАГЕД, вып. 18).
- Нужнов С. В.** Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., «Наука», 1967, 160 с.
- Обуэн Ж.** Геосинклинали, Проблема происхождения и развития. М., «Мир», 1967. 302 с.
- Обручев С. В.** Основные черты тектоники и стратиграфии Вост. Саяна.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1942, № 5—6, с. 13—26.
- Оручев С. В.** Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны.—«Докл. АН СССР», 1949, т. 68, № 5, с. 95—98.
- Обручев С. В., Великославинский Д. А.** Докембрый западного побережья Байкала. Л., 1953, с. 102—150. (Тр. ЛАГЕД, вып. 2).
- Одинцов М. М.** Некоторые вопросы тектонического развития платформы.—«Геол. и геофиз.», 1962, № 6, с. 15—24.
- Одинцов М. М., Твердохлебов В. А., Владимиров Б. М., Ильюхина А. В., Колесникова Т. Г., Конев А. А.** Структура, вулканализм и алмазоносность Иркутского амфитеатра. М., Изд. АН СССР, 1962, 178 с.
- Павловский Е. В.** Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.—Тр. Ин-та геол. АН СССР, 1956, № 10, вып. 99, 174 с.
- Павловский Е. В.** Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 10, с. 3—12.
- Павловский Е. В.** О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембре.—В кн.: Геология и петрология докембра, Иркутск, 1962, с. 77—108. (Тр. Вост.-Сиб. геол. Ин-та СО АН СССР, Сер. геол. вып. 5).

- Павловский Е. В.** Происхождение и развитие древних платформ. М., «Наука», 1964, с. 7—14.
- Павловский Е. В., Ескин А. С.** Особенности состава и структура архея Прибайкалья. М., «Наука», 1964, 128 с.
- Парфенов Л. М.** Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., «Наука», 1967, 144 с.
- Педяш Г. М., Лобанов М. П.** Протерозойский метаморфизм пород Западного Прибайкалья и северо-западной окраины Северо-Байкальского нагорья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, Чита, 1970, с. 58—63. (Зап. Забайк. филиала географ. об-ва СССР, ч. 1. вып. 7).
- Пейве А. В.** Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 1, с. 90—105.
- Пейве А. В.** Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. (Международный геологический конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов). М., 1960, с. 65—72.
- Пейве А. В.** Разломы и тектонические движения.— «Геотектоника», 1967, № 5, с. 8—24.
- Петров В. Г.** Тектоника протерозойских отложений Енисейского кряжа.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 5, с. 158—161.
- Пиннекер Е. В.** Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., «Наука», 1966, 332 с.
- Платен Г., фон.** Экспериментальные исследования анатексиса и генезис магнетитов.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 211—226.
- Полевая Л. И., Казаков Г. А.** Новые данные о геохронологии позднего докембра.— «Докл. АН СССР», 1960, т. 135, № 1, с. 162—165.
- Природа метаморфизма.** М., «Мир», 1967, 376 с.
- Прокофьев А. А.** К истории геологического развития юга Сибирской платформы в докембре.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 2, с. 3—14.
- Пущаровский Ю. М.** Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— «Тр. ГИН АН СССР», 1968, вып. 28, с. 454.
- Пущаровский Ю. М.** Резонансно-тектонические структуры.— «Геотектоника», 1969, № 1, с. 3—12.
- Рязанов Г. В.** Морфология и генезис складок Непской зоны.— Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1968. 21 с.
- Рамберг Г.** Экспериментальное и теоретическое изучение пигматитовых складок.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 579—606.
- Ранкорн С. К. (редактор).** Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М., «Мир», 1966, 232 с.
- Рассказчиков А. Н.** Геологические формации и структура центральной части Восточно-Саяна. М., «Наука», 1971. 174 с.
- Решения совещания по стратиграфии отложений верхнего докембра Сибири и Дальнего Востока.** Новосибирск, 1962. 132 с.
- Савельев А. А.** Флишевые отложения нижнего протерозоя западной части Восточного Саяна. Иркутск, 1960, с. 5—26 (Тр. ЛАГЕД, вып. 2).
- Савинский К. А.** Глубинная структура южной части Сибирской платформы. М., «Недра», 1964. 127 с.
- Сагитов Н. А.** Докембр Заангарья Енисейского кряжа. Казань, изд. Казанск. ун-та, 1962. 132 с.
- Салон Л. И.** Геология Байкальской горной области. Т. I. М., «Недра», 1964, 515 с.
- Салон Л. И.** Геология Байкальской горной области. Т. II. М., «Недра», 1967, 699 с.
- Семихатов М. А.** Рифей и нижний кембр Енисейского кряжа. М., Изд-во АН СССР, 1962. 242 с.
- Семихатов М. А., Трапезников Ю. А.** Юго-Западная граница Сибирской платформы в венде и раннем кембре.— «Геотектоника», 1965, № 4, с. 36—53.
- Сезько А. И.** К вопросу о взаимоотношениях дербинской и бирюсинской серий центральной части Восточного Саяна.— В кн.: Материалы конференции молодых научных сотрудников. Иркутск, 1965, с. 56—58.
- Сезько А. И.** Новые данные по стратиграфии дербинской серии Восточного Саяна.— В кн.: Материалы конференции молодых научных сотрудников. Иркутск, 1968, с. 95—99.
- Сезько А. И.** О структуре ядра Восточно-Саянского антиклиниория.— В кн.: Материалы первой областной конференции. Научно-техническая молодежь Восточной Сибири. Иркутск, 1969, с. 3—4.
- Сезько А. И.** К вопросу о структурно-фацальном районировании Восточного Саяна.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск, 1971, с. 50—51.
- Суттер Л. У.** Структурная геология. М., ИЛ, 1960, 473 с.
- Скляров Р. Я.** Стратиграфия докембрийских отложений Чадобецкого антиклинального поднятия.— В кн.: Совещание по стратиграфии отложений позднего докембра Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докл. Новосибирск, 1962, с. 62—65.

- Смирнов А. Д., Недумнов И. Б., Булдаков В. В.** Рифейские структуры Восточного Саяна и положение в них пегматитовых полей. М., Изд-во АН СССР, 1963, 154 с.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В., Леонтьев Л. Н., Недумнов И. Б., Волчкович К. Й.** Рифеиды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. М., «Наука», 1967, 139 с.
- Соботович Э. В., Гращенко С. М., Ловцов А. В.** Возраст пород шарыжалгайской серии (Байкальская глыба). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 9, с. 28—41.
- Соболев В. С.** Роль высоких давлений при метаморфизме. — В кн.: Международный геологический конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов, пробл. 14, Киев, Изд-во АН СССР, 1960, с. 36—45.
- Соколов Ю. М.** Вторичная линейность в породах Чуйского геантклиниория (Северо-Байкальское нагорье). — В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. М., «Наука», 1967, с. 115—121.
- Соколов Ю. М.** Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. М., «Наука», 1970, 190 с.
- Судовников Н. Г., Кругова Г. М., Крылов М. Г., Михайлов Д. А.** Особенности тектоники Седова И. С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., «Наука», 1965, 290 с.
- Судовников Н. Г., Другова Г. М., Крылова М. Г., Михайлов Д. А.** Особенности тектонического строения архейских образований Алданского горно-промышленного района. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 11, с. 95—100.
- Сулоев А. И., Тимофеев В. Н., Ковалев Л. В., Яковлев П. Д., Аполлонова Г. Н.** Геологическое строение, магматизм и история развития северо-восточной части Восточно-Саянского докембрийского складчатого массива. М., Госгеолтехиздат, 1962, 154 с.
- Таскин А. П.** Верхний докембрий Восточного Присаянья (стратиграфия, структура, основные черты развития). Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1971, 25 с.
- Тверской П. Н.** Курс геофизики. М., Изд-во ОНТИ, 1936, 216 с.
- Федоровский В. С., Лейтес А. М.** О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. — «Геотектоника», 1968, № 4, с. 114—127.
- Фролова Н. В.** Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. — В кн.: Геология и петрология докембия. М., 1962, с. 13—49. (Тр. ВСГИ СО АН СССР, вып. 5).
- Хайн В. Е.** Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры. — «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1963, № 3, с. 13—29.
- Хайн В. Е.** Общая геотектоника. М., «Недра», 1964, 479 с.
- Хайн В. Е.** Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости. — «Геотектоника», 1970, № 3, с. 3—29.
- Хаст Н., Нильсон Т.** Напряжения в массивах пород и их изучение в естественных условиях и на моделях. — «Проблемы инженерной геологии». М., 1967, вып. 4, с. 5—12.
- Хиллс Е. Ш.** Элементы структурной геологии. М., «Недра», 1967, 479 с.
- Хильтова В. Я., Крылов И. Н.** О возрасте раннекембрийских образований бассейна р. Оки (Восточный Саян). — В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М., «Наука», 1965, с. 136—141.
- Хоментовский В. В.** К тектонике Восточного Саяна. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 7, с. 3—25.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В., Шерман С. И.** О структурно-тектоническом положении вулкано-плутонических формаций (на примере юга Восточной Сибири). — В кн.: Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносность. М., «Наука», 1969, с. 136—155. (Тр. первой сессии Всес. симпозиума).
- Цобин В. А., Адамов Б. А.** Некоторые особенности строения северо-восточной части Жигаловского вала. — «Геол. и геофиз.», 1968, № 6, с. 56—63.
- Шатский Н. С.** Основные черты тектоники Сибирской платформы. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1932, вып. 10, № 3—4, с. 476—509.
- Шатский Н. С.** О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, № 5, с. 37—56.
- Шатский Н. С.** Рифейская эра и байкальская складчатость. — В кн.: Избранные труды. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, 621 с.
- Шаффеев А. А.** Вопросы стратиграфии и метаморфизма докембия Юго-Западного Прибайкалья и Центрального Хамар-Дабана. — «Геол. и геофиз.», 1965, № 2, с. 59—72.
- Шаффеев А. А.** Докембий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. Стратиграфия и метаморфизм. М., «Наука», 1970, 179 с.
- Шейнманн Ю. М.** Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Магадан, 1959, 63 с.
- Шейнманн Ю. М.** Тектоника верхов мантии под геосинклиналями и островными дугами. — «Сов. геол.», 1967, № 4, с. 18—30.
- Шейнманн Ю. М.** Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли. — «Геотектоника», 1970, с. 5—32.
- Шейнманн Ю. М.** Об условиях образования магмы. — «Изв. АН СССР. Сер. физика Земли», 1970, № 5, с. 31—50.
- Шелковников А. Д.** Петрология комагматических вулканических и плутонических формаций западной части Восточного Саяна. Автореф. канд. дисс. Томск, 1969, 24 с.

- Шерман С. И.** Тектонофизические условия формирования структуры Слюдянского флюгопитоносного поля.— В кн.: Эндогенное оруденение Прибайкалья. М., «Наука», 1969, с. 78—108.
- Штех Г. И.** Глубинное строение и история тектонического развития Вилуйской впадины. М., «Наука», 1965, 124 с.
- Язмир М. М.** К палеотектонике кембрия Байкало-Витимской горной страны (структурно-фацальное районирование).— В кн.: Вопросы тектоники Бурятской АССР и сопредельных территорий. 1966, с. 40—59. (Тр. БКНИИ СО АН СССР, вып. 21).
- Яшин А. Л.** Тектоника Евразии (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии М 1 : 5 000 000). М., «Наука», 1966, 487 с.
- Ященко М. Л.,** Варшавская Э. С., Мануйлова М. М. Абсолютный возраст гранитоидов Абчадской интрузии по данным К-Аг-метода.— «Геохимия», 1964, № 2, с. 110—118.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение (С. М. Замараев)	3
Основные этапы тектонического развития юга Восточной Сибири (С. М. Замараев, А. М. Мазукабзов, Г. В. Рязанов, А. И. Сезько, Е. П. Васильев, О. В. Грабкин)	5
Шарыжалгайский этап	8
Слюдянский этап	14
Дербинский этап	33
Байкальский этап	45
Каледонский этап	74
Основные разломы юга Восточной Сибири (А. М. Мазукабзов, С. М. Замараев, Г. В. Рязанов, А. И. Сезько)	85
Краевые швы	—
Внутриплатформенные разломы глубокого заложения	96
Основные разломы складчатой области	98
Вулканические пояса	106
Главные закономерности пространственного размещения основных тектонических структур юга Восточной Сибири (С. М. Замараев)	110
Краевые системы Сибирской платформы	—
Типы основных платформенных структур	115
Основные закономерности размещения структур земной коры региона в до-кембрий и нижнем палеозое	117
Кинематическая интерпретация тектонических структур юга Восточной Сибири (С. М. Замараев, Г. В. Рязанов, А. М. Мазукабзов, О. В. Грабкин, А. И. Сезько)	123
Динамическая интерпретация тектонической структуры юга Восточной Сибири (С. М. Замараев)	167
Заключение (С. М. Замараев, А. М. Мазукабзов)	177
Литература	179

*Семен Матвеевич Замараев, Анатолий Муталибович Мазукабзов,
Генрих Васильевич Рязанов, Артур Иосифович Сезько,
Евгений Петрович Васильев, Олег Васильевич Грабкин*

**ДРЕВНЯЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**



Ответственный редактор
Семен Матвеевич Замараев

Редактор Я. М. Мочалов
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Художник В. И. Шумаков
Технический редактор Н. М. Бурлаченко
Корректоры Г. Кравцова, О. В. Мозалевская

Сдано в набор 21 февраля 1975 г. Подписано в печать 18 сентября 1975 г. МН 01575. Формат 70×108/16.
Бумага типографская № 2. 11,75 печ. л., 16,5 усл.-печ. л.+4 вкл., 18,7 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз.
Заказ № 452. Цена 1 р. 87 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099. Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077. Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»
готовит к выпуску следующие книги:

- Кузнецова Ф. В. Нефелиновые сиениты обрамления Боргойской впадины.
- Карпов И. К., Киселев А. И., Дорогокупец П. И. Термодинамика природных мультисистем с ограничивающими условиями.
- Минералогия и геохимические условия формирования кор выветривания.
- Минералогия траппов юга Сибирской платформы.
- Измайлова Л. И. Пирротиновая минерализация золотоносных зон Колымы.
- Ивашов П. В. Теоретические основы биогеохимического метода поисков рудных месторождений.
- Строение земной коры и верхней мантии зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану.

Книги высыпаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90. Морской проспект, 22. Магазин, «Наука».

3 29/3
Цена 1 р. 87 к.

1626