

М. М. БУСЛОВ

Тектонические покровы Горного Алтая



«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ВЫПУСК 786

М.М. БУСЛОВ

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

Ответственный редактор
кандидат геолого-минералогических наук *Н.А. Берзин*



НОВОСИБИРСК
“НАУКА”
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1992

УДК 551.248

Тектонические покровы Горного Алтая / М.М.
Наука. Сиб. отд-ние, 1992. — 96с.
ISBN 5-02-030037-3.

Впервые для Горного Алтая описаны деформированные каледонские тектонические покровы значительной амплитуды смещения, усложняющие и нарушающие конседиментационную структурно-формационную зональность. Определено время их проявления и дана оценка амплитуд горизонтальных движений. Показана структурная позиция офиолитовых, метаморфических и гранитоидных комплексов пород, рассмотрена возможная связь тектонических и глубинных петрологических процессов. Составлены принципиально новые тектонические схемы как региона в целом, так и его отдельных узловых частей.

Монография представляет интерес для специалистов геологических научно-исследовательских и производственных организаций, работающих в складчатых областях.

Табл. 2. Ил. 27. Библиогр.: 131 назв.

Р е ц е н з е н т ы

кандидаты геолого-минералогических наук
А.В. Алабин, А.М. Боровиков

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР

Б 1804030000-036
042(02)-92 383-92 I полугодие

© Издательство "Наука", 1992

ISBN 5-02-030037-3

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия получили широкое признание концепции об определяющем значении горизонтальных тектонических движений в формировании структур, особенно линейных складчатых областей (Альпы, Аппалачи, Урал и др.).

тае-Саянская, эти прогрессивные идеи пробивают себе дорогу медленно и трудно.

ланжи лишь в последние двадцать лет благодаря усилиям Н.

А.Б.

Г.Г.

выявлены в основном в смежных Горному Алтаю районах: в Западном Саяне, Туве, Западной Монголии.

слабо изученным.

Использование идей мобилизма при исследовании и анализе структуры Горного Алтая привело к раскрытию важнейших особенностей его строения. Установлено, что офиолитовые и метаморфические пояса региона участвуют в строении каледонских покровно-чешуйчатых структур, а тектонические и петрологические процессы имеют закономерные пространственно-временные связи.

ческих схем, представлений о развитии метаморфизма и магматизма как для отдельных частей, так и для Горного Алтая в целом.

При подготовке монографии автор столкнулся с определенными трудностями, связанными прежде всего с тем, что для Горного Алтая такого рода работа выполнялась впервые.

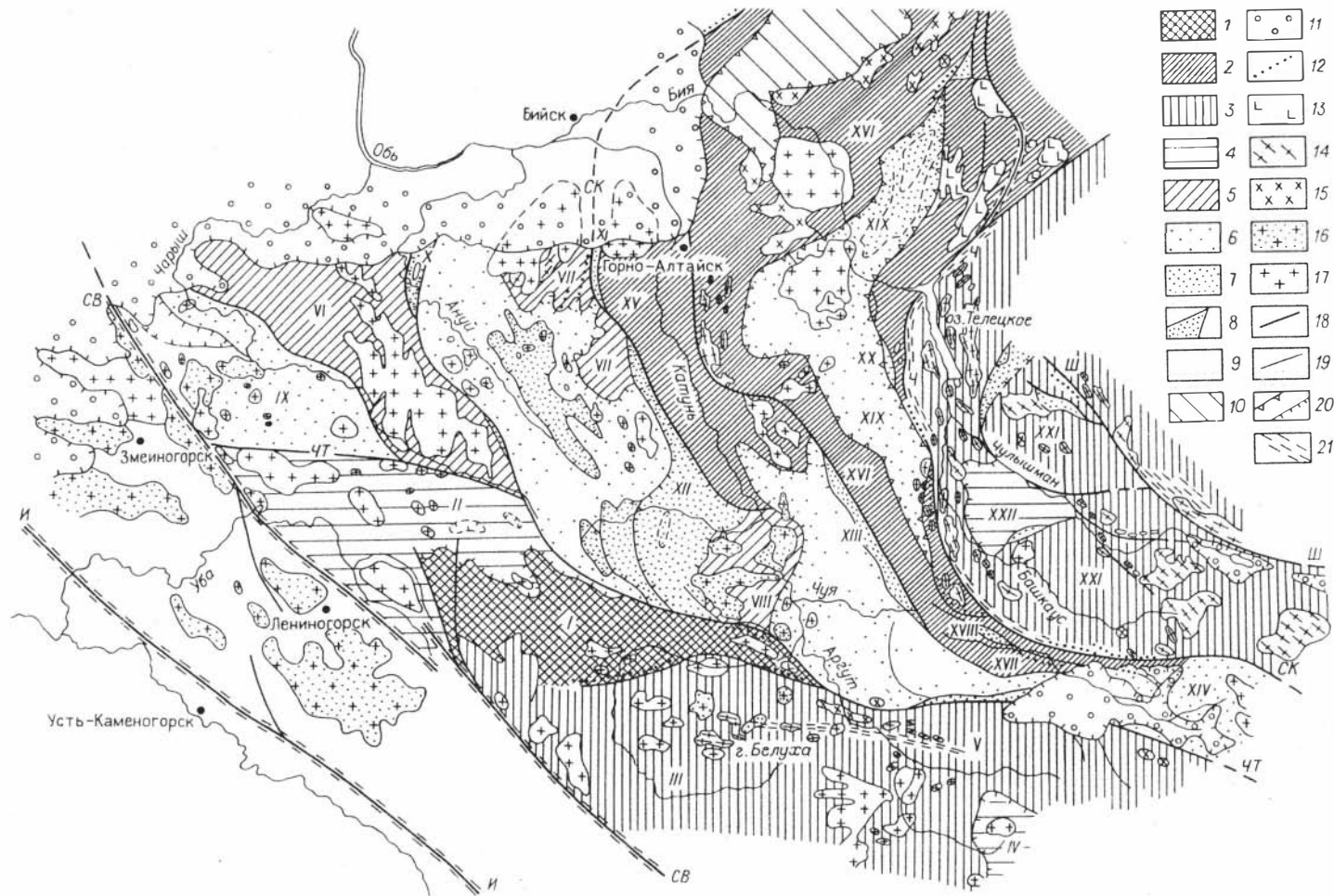
многочисленных работ предшественников, конкурируя с которыми, автор изучил непосредственно в поле все или почти все ключевые участки, на которых решались вопросы взаимоотношения уже хорошо известных структурно-вещественных комплексов.

зультатов наблюдений автора и данных его предшественников оказался очень низким.

тернативу сложившимся представлениям о геологическом строении Горного Алтая.

Традиционно, начиная с работ В.П.

регионе выделяются два главных типа структурных элементов: глубинные разломы и структурно-формационные зоны. Глубинные разломы трактуются ими как крутые разрывные структуры длительного развития, проникающие в мантию и формирующиеся в зонах максимальной неоднородности земной коры на границах между главными геотектоническими структурными элементами: структурно-формационными зонами различного возраста консолидации. Считается, что вдоль глубинных разломов на раннепалеозойском этапе развиваются эвгеосинклинальные трог и гипербазитовые



массивы, а на поздних этапах, в верхнем палеозое—кайнозое, в связи с глыбовыми движениями они становятся зонами повышенной проницаемости для магматических расплавов и мантийных флюидов. Предполагается, что на локальных участках в них образуются зоны смятия и сопутствующего метаморфизма. Исходя из этого В.А. Кузнецов составил схемы геотектонического районирования Алтае-Саянской складчатой области в целом [1954] и отдельно Горного Алтая [1963, 1966], не потерявшие своего значения до сих пор.

В.А. Кузнецов рассматривал Горный Алтай как гетерогенное складчатое сооружение, прошедшее унаследованное полициклическое развитие. В области выделяются разновозрастные складчатые зоны, отличающиеся историей развития и различным набором осадочных и магматических формаций. По возрасту складчатости зоны подразделяются на салаирскую Бийско-Катунскую, каледонские Телецкую (Саянскую) и Холзунско-Чуйскую, герцинские Ануйско-Чуйскую и Уйменско-Лебедскую (рис.1).

Многие авторы тектонических схем и редакторы карт Горного Алтая и Алтае-Саянской области в целом [Унксов, 1958; Белостоцкий и др., 1959; Янов, 1966; Мелешенко и др., 1960; Нехорошев, 1966; Сурков и др., 1973; Лепезин, 1976; и др.] также выделяют структурно-формационные (фациальные) зоны и глубинные разломы. Несущественные разногласия возникают при определении границ области развития складчатых сооружений, количества структурных этажей, а также тектонической природы некоторых из них (геосинклинальной или орогенной).

По ряду же основных проблем геологии области существуют и противоположные взгляды. Прежде всего это касается вопроса о типе земной коры Алтае-Саянской складчатой области на начальных стадиях ее развития. Его решение неразрывно связано с вопросом о возрасте метаморфических образований.

Так, В.А. Кузнецов, выделяя в западной части Алтае-Саянской области Теректинский и Томский выступы в качестве докембрийских глыб и предполагая наличие метаморфизма толщ Курайского хребта по нижнепалеозойским породам в зоне глубинного разлома, пишет: "...к началу активного геосинклинального развития Алтае-Саянской области (конец синия — ранний кембрий) сиалический слой земной коры на территории области был сравнительно маломощным и прерывистым и кора имела не континентальный, а скорее океанический характер" [Кузнецов, 1966, с. 20].

В отличие от В.А. Кузнецова многие исследователи [Белостоцкий, 1956; Моссаковский, 1975; Иванкин, Щеглов, 1971; Родыгин, 1968; и др.], предполагая древний докембрийский возраст метаморфических образований Теректинского, Курайского, Оройского, Тонгулакского, Телецкого и других

Р и с 1. Тектоническая схема Горного Алтая. Составил В.А. Кузнецов [1963].

1 — выступы (Теректинский) протерозоя — синия(?); 2, 3 — структурно-фациальные зоны салаирского (Бийско-Катунская, 2) и каледонского (3) этапов консолидации; 4 — наложенные прогибы в их пределах; 5—7 — структурно-фациальные зоны раннегерцинского этапа (5 — горст-антиклинальные структуры, нижний структурный ярус герцинской (Ануйско-Чуйской) зоны, 6, 7 — ее средний структурный ярус (6) и синклинальные структуры верхнего яруса (7)); 8 — приразломные прогибы; 9 — герцинская структурно-фациальная зона Рудного Алтая; 10 — герцинско-мезозойский (Чуымско-Ненинский) прогиб (южная окраина Кузнецкого прогиба); 11 — кайнозойские прогибы; 12—17 — интрузивные комплексы (12 — гипербазитовые пояса салаирского (кембрийского) этапа, 13, 14 — салаирские (13) и каледонские (14) гранитоидные комплексы, 15 — раннегерцинские (девонские) гранитоидные интрузии, 16 — герцинские гранитоиды эфемерного типа (комплекса), 17 — герцинские граниты калбинского типа (комплекса)); 18 — региональные (глубинные) разломы; 19 — другие крупные разломы; 20 — границы прогибов; 21 — зоны смятия и метаморфизма.

Римскими цифрами показаны тектонические структуры: I—V — Чарышско-Теректинская структурно-формационная зона (I — Теректинский горст, II — Коргонский наложенный прогиб, III — Холзунско-Чуйский массив, IV — Калгутинский наложенный прогиб, V — каледонская VI—XIX — Ануйско-Чуйская структурно-формационная зона (VI — Талицкий антиклинорий, VII — Белокурихинский и Чергинский антиклинории, VIII — Онгудайский горст, IX — Чарышский синклинорий Северо-Западного Алтая, X, XI — Ануйский (X) и Сарасинский (XI) приразломные прогибы, XII — Куратинский прогиб, XIII — Бельгашский приразломный прогиб, XIV — Чуйский прогиб, XV — XVIII — Бийско-Катунская структурно-формационная зона (XV — Катунский горстовый массив, XVI — Бийский массив, XVII — Баратальский горстовый массив, XVIII — Курайский приразломный прогиб), XIX — Уйменско-Лебедская структурно-формационная зона (прогиб)); XX — Пыжгинский грабен; XXI — Телецкая (Саянская) структурно-формационная зона; XXII — Улаганский наложенный прогиб. Глубинные разломы: И — Иртышский, СВ — Северо-Восточная зона смятия; ЧТ — Чарышско-Теректинская и СК — Сарасинско-Курайская зоны разломов; Ч — Чокракский; Ш — Шапшальский.

выступов, считают, что раннепалеозойская геосинклинальная система Алтае-Саянской складчатой области заложена на погребенном гранитно-метаморфическом фундаменте.

В последнее время Л.П. Зоненшайн [1972], А.А. Моссаковский [1975] и А.Б. Дергунов [1981, 1988, 1989; Эклогиты..., 1989; и др.] проводят геотектоническое районирование Алтае-Саянской области, Западной Монголии с мобилистских позиций. В этом плане на настоящий момент автору известны два направления. Одно из них особенно детально разработал А.Б. Дергунов. Он относит Алтае-Саянскую область, Туву и смежную с ними часть Монголии к каледонским образованиям, которые сформировались на коре океанического типа, превращенной в континентальную через метаморфизм и гранитизацию в процессе тектонического скупивания. В каледонидах выделяются палеотектонические зоны, сложенные разными формациями, соответствующими определенным частям бассейна океанического типа и его обрамлений. Зональность, по его мнению, проявлена относительно Восточно-Саянского и Тувино-Монгольского массивов, которые отнесены к древнему обрамлению каледонида. На примере Западной Монголии А.Б. Дергунов и Б. Лувсанданзан [1984] показывают, что палеотектонические зоны в виде покровов шарьированы друг на друга.

В Горном Алтае А.Б. Дергунов [1981] выделяет несколько палеотектонических зон, сформированных на месте срединных и краевых частей раннепалеозойского океанического бассейна. Их границы в большинстве случаев совпадают с традиционно выделенными зонами глубинных разломов. В связи с этим Холзунско-Чуйская и Телецкая зоны в полном объеме рассматриваются как палеотектонические зоны, прошедшие переходную стадию развития в условиях краевого моря. В Бийско-Катунской зоне выделяются образования, сформированные в условиях островных дуг и океанической стадии развития. Последние также отмечаются на юге Теректинского и внутри Телецкого горстов. Большая часть раннепалеозойских образований Ануйско-Чуйской зоны сформирована, по мнению А.Б. Дергунова, в условиях внутренних морей.

Другое направление намечилось в работах Н.Л. Добрецова и Е.В. Склярова [Эклогиты..., 1989]. Анализируя глаукофансланцевые пояса юга Сибири, в том числе Уймонский Горного Алтая, Борусский и Куртушибинский Западного Саяна, они пришли к выводу, что их совокупность фиксирует важнейшую аккреционную линию — границу Сибирского континента в венде, к которому близкоодновременно или последовательно присоединились микроконтиненты и островные дуги. При этом отмечается, что пока не ясно, являются ли глаукофансланцевые пояса единой шовной зоной, образование которой обусловлено эволюцией Палеоазиатского океана, или самостоятельными структурами более мелкого порядка.

Выделенная Н.Л. Добрецовым и В.Е. Скляровым аккреционная линия — граница Сибирского континента — пересекает палеотектонические зоны, которые наметил для каледонского бассейна А.Б. Дергунов. По разные стороны от нее расположены Восточно-Саянский и Тувино-Монгольский массивы, а также фрагменты хорошо проявленной относительно них тектонической зональности.

Совершенно иначе в последнее время многие исследователи рассматривают вопросы структурного положения и тектонической природы метаморфических пород и гипербазитов. Так, А.Б. Дергунов и Н.Н. Херасков [1985; Дергунов, 1988], изучая метаморфические породы Алтае-Саянской области, приходят к выводу, что они образованы за счет средне-верхнекембрийских терригенных пород в зонах тектонического скупивания под воздействием мощных офиолитовых покровов или при складчатых деформациях на больших глубинах. Гипербазиты трактуются как фрагменты мелано

кратового основания Западной Монголии и Алтае-Саянской области, участвующие в строении исключительно покровных структур в виде пластин и меланжей.

Н.А. Берзин [1987] на примере Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы установил, что главным механизмом транспортировки гипербазитов в верхние горизонты земной коры был покровно-надвиговый, проявляющийся в течение всего раннего палеозоя. Особенно интенсивные движения, по его мнению, фиксируются в первой половине кембрия, когда во фронте островных дуг формировался аккреционный клин. С покровно-надвиговым механизмом Н.А. Берзин связывает образование кембрийских олистостром, приуроченных также к аккреционной зоне. Таким образом, он показал взаимосвязанность формирования покровно-надвиговых дислокаций и олистостромовой седиментации во внешней части островной дуги.

Обобщая сказанное выше, можно отметить, что при тектоническом районировании Горного Алтая и смежных областей с любых позиций ключевыми являются вопросы структурного положения и тектонической природы гипербазитов и глубокометаморфизованных образований.

Для решения этих вопросов были выбраны три опорных участка. Это достаточно хорошо обнаженные и изученные Теректинская, Курайская и Улаганская зоны соответственно центральной, юго-восточной и восточной частей Горного Алтая, где в наибольшей мере развиты гипербазиты и метаморфиты. Если в смежных районах аналогичные по вещественному набору зоны уже рассмотрены как покровно-складчатые [Берзин, 1987а,б; Дергунов и др., 1980; Дергунов, Лувсанданзан, 1984; Петрология..., 1977; Ляшенко, 1979; Палей, 1979; Херасков, 1976, 1979; и др.], то для Горного Алтая в опубликованной литературе кроме работ, в которых принимал участие автор, изложены лишь общие представления о покровном строении Теректинской зоны [Дергунов, Херасков, 1985].

Выбор Теректинской, Курайской и Улаганской зон как опорных участков обусловлен также тем, что они представляют собой, по мнению многих геологов, зоны проявления глубинных разломов. На основании детального изучения этих зон у В.А. Кузнецова и других исследователей и возникли изложенные выше представления о глубинных разломах Горного Алтая с вытекающими из них принципами его геотектонического районирования.

*
* *
*

Монография написана на основе фактического материала, накопленного автором в течение 10-летних тематических исследований в экспедиционных отрядах ИГиГ СО АН СССР. Частично полевые работы были проведены совместно с Н.А. Берзиным, Ч.Б. Борукаевым и Н.Л. Добрецовым, помощь от которых автор получал и при камеральных исследованиях.

Многие рассматриваемые вопросы обсуждались с А.К. Башариным, С.Ю. Беляевым, П.М. Бондаренко, В.В. Волковым, И.И. Вологдиным, А.С. Гибшером, А.Б. Дергуновым, А.Г. Зоненшайном, М.И. Кузьминым, П.П. Кузнецовым, Л.В. Кунгурцевым, Г.Г. Лепезиным, К.Л. Паком, А.А. Пузыревым, В.А. Соловьевым, В.В. Хоментовским, Б.М. Чиковым, что во многом содействовало их разрешению. Помощь в подготовке монографии оказали В.М. Бердышева, В.П. Волкова, Г.И. Ермикова, М.Б. Лимонова, Р.И. Теслюк, Т.Н. Пузырева, Р.А. Титова, М.А. Чикова. Всем названным товарищам автор глубоко признателен.

Г л а в а 1

АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ, ЮГО-ВОСТОЧНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ ГОРНОГО АЛТАЯ

Наиболее важные результаты изучения геологического строения центральной части Горного Алтая (Теректинской зоны) нашли отражение в работах Г.В. Пинуса и соавторов [1958], А.И. Родыгина [1979], В.В. Волкова [1966], Г.Г. Дук [1982].

В центральной части Горного Алтая В.А. Кузнецов выделил каледониды Холзунско-Чуйской и герциниды Ануйско-Чуйской структурно-формационных зон (см. рис. 1). Основные структурные элементы каледонид, по его мнению, — Теректинский метаморфический выступ (горст) и обрамляющие его ветви Чарышско-Теректинского глубинного разлома. Метаморфические образования рассматриваются как выступ древнего (протерозойского) фундамента Горного Алтая. Чарышско-Теректинский глубинный разлом расчленяется на региональные Теректинский и Южно-Теректинский разломы. В зоне региональных разломов Г.В. Пинус и соавторы [1958] отметили развитие кембрийской вулканогенно-осадочной формации, образующей в современной структуре небольшие блоки. Они установили, что именно к этим кембрийским толщам пространственно приурочено подавляющее большинство гипербазитовых массивов. Значительно реже, по их мнению, гипербазиты располагаются в древних кристаллических сланцах, а иногда тектонически контактируют с более молодыми толщами, вплоть до девонских. Эти данные и особенно тесная связь гипербазитовых массивов с кембрийскими толщами спилито-кератофирового состава позволили Г.В. Пинусу и соавторам [1958] отнести их к интрузивным образованиям, фиксирующим ранние этапы развития кембрийских геосинклинальных прогибов по окраинам Теректинского протерозойского массива.

По их мнению, гипербазиты после локализации преимущественно в кембрийской зеленокаменной эффузивно-осадочной толще в дальнейшем совместно с последней участвуют в современном строении зоны разломов в качестве пассивных тектонических блоков. При этом отмечается более сложное строение Теректинского разлома. В современной структуре он представляется сложным чешуйчатым взбросом или крутопадающим глыбовым надвигом, по которому жесткий массив Теректинского горста надвинут на север, на окраину Ануйско-Чуйской зоны. Позже была отмечена и сдвиговая составляющая разлома [Кузнецов, 1963; Пожарисский, 1963; и др.].

В конце 70-х — начале 80-х годов гипербазиты по восточному обрамлению Теректинского выступа изучал В.М. Писаренко. Он установил, что гипербазиты образуют несколько линейных тел протяженностью до 30 км и мощностью до 0,4 км, и подтвердил их преимущественное расположение в эффузивно-осадочной толще. Лишь в верховьях р. Ниж. Контанда он отметил узкую полосу серпентинитов, разделяющую на протяжении около 8 км кристаллические сланцы теректинской серии и девонские отложения.

Стратиграфические работы в центральной части Горного Алтая в основном были направлены на решение двух вопросов: расчленение метаморфических толщ Теректинского выступа; обнаружение стратиграфических контактов между ними и заведомо нижнепалеозойскими образованиями.

Теректинская серия метаморфических сланцев впервые была выделена В.А. Обручевым в 1914 г. как древнейшая толща Алтая. Первые детальные исследования ее выполнил А.С. Егоров [1937], который составил геологическую карту Уймонского района в масштабе 1:200 000 и выделил Теректинский горст, сложенный в юго-восточной части формацией кристаллических сланцев. В эти же годы М.С. Баклаков в бассейнах рек Мал. Сугаш и Бол. Окол из состава теректинской серии метаморфических сланцев выделил самостоятельную вулканогенно-осадочную уймонскую свиту, содержащую наряду с метаосадочными породами, характеризующими теректинскую свиту, кварциты, известняки и метабазиты. Возраст серии М.С. Баклаков предполагал кембрийским.

После его исследований уймонская свита почти в течение двух десятилетий выпадала из поля зрения геологов. Вопрос о самостоятельном стратиграфическом положении толщ, аналогичных, как предполагалось, уймонской свите, заново рассмотрел в 1955 г. Е.С. Левицкий. Он выделил в центральной части Теректинского выступа в бассейне р. Банная чернореченскую свиту метаморфических сланцев, образовавшихся преимущественно за счет вулканогенных пород основного и среднего состава. Е.С. Левицкий предположил, что возраст чернореченской свиты кембрийский и залегают она на теректинской серии. В 1958 г. Ю.С. Перфильев и А.В. Борцова под названием чернореченской свиты выделили вулканогенные толщи и в других частях Теректинского выступа, в том числе и там, где они ранее рассматривались в составе уймонской свиты. В опубликованных работах Ю.С. Перфильева [1960, 1963] названные свиты являются синонимами. А.И. Родыгин [1979], изучая разрезы восточной части выступа, пришел к выводу о широком распространении в них метавулканитов и предложил выделять здесь уймонскую свиту. По его мнению, уймонская свита погружается под теректинскую и составляет преимущественно восточную часть Теректинского выступа. Граница между ними проводится по исчезновению в разрезах метавулканитов. В состав уймонской свиты включена и вулканогенно-осадочная формация, выделенная Г.В. Пинусом и соавторами [1958] в районе пос. Кайтанак.

По итогам крупномасштабных геолого-съемочных работ в районе пос. Барагаш, расположенного в западной части Теректинского выступа, Е.С. Левицкий из теректинской метаморфической серии выделил изометричные в плане поля развития песчано-сланцевых образований, которые он сопоставил с горно-алтайской серией. Он предположил, что в основании песчано-сланцевых образований развиты конгломераты, считая, что эта серия с перерывом и угловым несогласием перекрывает теректинскую. Такая трактовка строения района отображена на геологической карте масштаба 1:1 000 000 (лист М (44)-45), вышедшей в 1975 г. под редакцией Д.П. Аврова.

М.К. Винкман [1959], изучая преимущественно кремнисто-терригенно-карбонатные отложения из тектонических блоков по южному обрамлению Теректинского выступа, пришел к выводу об их сопоставимости с баратальской свитой Бийско-Катунской зоны. К баратальской свите были отнесены также и вулканогенно-осадочные образования из зоны Теректинского разлома по северному ограничению выступа, которые Г.В. Пинус и соавторы [1958], учитывая их преимущественно вулканогенный состав, сопоставили с вулканогенно-осадочными образованиями Чаган-Узунского района (арыджанской свитой. — М.Б.).

Аналогичные комплексы пород распространены и в южной части Теректинского выступа в поле развития теректинской серии. Разные исследователи или включают их в состав уймонской свиты, или вместе с метаморфическими сланцами трактуют как баратальскую свиту, или рассматривают как самостоятельную вещественную единицу (офиолитовая формация по Г.В. Пинусу и соавторам [1958]).

В 1959 г. Ю.С. Перфильев и А.В. Борцова в южном обрамлении Теректинского выступа в бассейне рек Бол. и Мал. Сугаш, Бол. Окол и Мульта выделили из состава горно-алтайской серии сугашскую свиту. Она была расчленена на две подсвиты: нижнюю осадочную и верхнюю вулканогенно-осадочную, возраст которых предполагался ниже-среднекембрийским. К раннему палеозою отнесли сугашскую свиту также А.Ф. Белоусов и соавторы [1969]. По кл. Воровскому (правому притоку р. Бол. Сугаш) Ю.С. Перфильев [1963] в основании сугашской свиты описал 5—10-метровый горизонт конгломератов и гравелитов, несогласно перекрывающий уймонскую и теректинскую свиты.

По данным В.Г. Молчановского, Ю.С. Перфильева и А.В. Борцовой [Волков, 1966], на сугашской свите согласно с невыдержанными по простиранию горизонтами гравелитов и конгломератов в основании залегает горно-алтайская серия.

По условиям метаморфизма в большей части Теректинского выступа выделяются преимущественно регионально метаморфизованные зеленые сланцы и лишь в его восточной части установлены локально динамометаморфизованные глаукофановые сланцы, которые развиваются преимущественно по вулканитам уймонской свиты [Елистратов, 1970; Добрецов, 1974; Лепезин, 1978; Дук, 1982; и др.]. В юго-восточном окончании Теректинского выступа отмечаются гнейсы и гранитоиды тургундинского комплекса, не имеющего аналогов среди расположенных рядом заведомо палеозойских гранитоидных интрузий. В последнее время в центральной части выступа В.А. Зыбин обнаружил диафторированные гнейсы и кристаллические сланцы, ограниченные разломами от пород уймонской свиты.

Вопрос о возрасте метаморфического комплекса пород Теректинского выступа до сего дня остается дискуссионным. Большинство геологов, учитывая высокий метаморфизм, автономную складчатость и большие цифры изотопных датировок, относят его к различным подразделениям докембрия [Егоров, 1937; Кузнецов, 1967; Винкман, 1958, 1959; Винкман и др., 1964; Перфильев, 1960; Волков, 1966; Родыгин, 1979; Лепезин, 1978; Дук, 1982; и др.]. В некоторых работах [Нехорошев, 1932, 1958, 1966; Дергунов, 1967; и др.] предполагается, что метаморфизм теректинской серии проявился в зоне смятия глубинного разлома по нижнепалеозойским песчано-сланцевым породам.

Совершенно иной подход в объяснении метаморфизма Теректинской зоны приведен в работе А.Б. Дергунова и Н.Н. Хераскова [1985]. Они рассматривают уймонскую свиту восточной части зоны в качестве тектонического покрова, представляющего венд-нижнекембрийскую офиолитовую ассоциацию. К западу от покрова в районе впадения р. Коксы в Катунь отмечаются выходы олистостромовых образований. В олистолитах устанавливаются продукты разрушения венд-нижнекембрийских пород покрова (серпентиниты, эффузивы, кварциты, глинисто-кремнистые сланцы), которые заключены, по их мнению, среди зеленых метаморфических сланцев теректинской свиты. На основании этого делается вывод, что теректинская свита моложе венда — нижнего кембрия и относится к среднему кембрию. Проявление метаморфизма связывается с воздействием мощных офиолитовых покровов, в результате чего происходит региональный метаморфизм зеле-

носланцевой фации и локальный динамометаморфизм высоких давлений с образованием глаукофановых сланцев.

Основные элементы структуры, стратиграфии, магматизма и метаморфизма юго-востока Горного Алтая (Курайской зоны) изложены в обобщающих работах А.Б. Дергунова [1967], А.А. Оболенского и соавторов [1968], П.М. Бондаренко [1976], А.И. Родыгина [1968, 1979], Л.А. Михалевой, В.А. Скуридина [1971], В.А. Кузнецова [1963, 1966].

Геотектоническую позицию юго-востока Горного Алтая В.А. Кузнецов определяет сближением разновозрастных Бийско-Катунской, Телецкой и Ануйско-Чуйской зон с образованием в результате этого глыбовых и глыбово-складчатых структур, разделенных глубинными разломами (см. рис. 1). В рассматриваемом районе границей между Бийско-Катунской и Телецкой зонами считается ветвь Сарасинско-Курайского глубинного разлома — Кубадринский региональный разлом. Бийско-Катунская и Ануйско-Чуйская зоны граничат по Актуринскому региональному разлому. Внутри Бийско-Катунской зоны выделяется Чаганузунский региональный разлом.

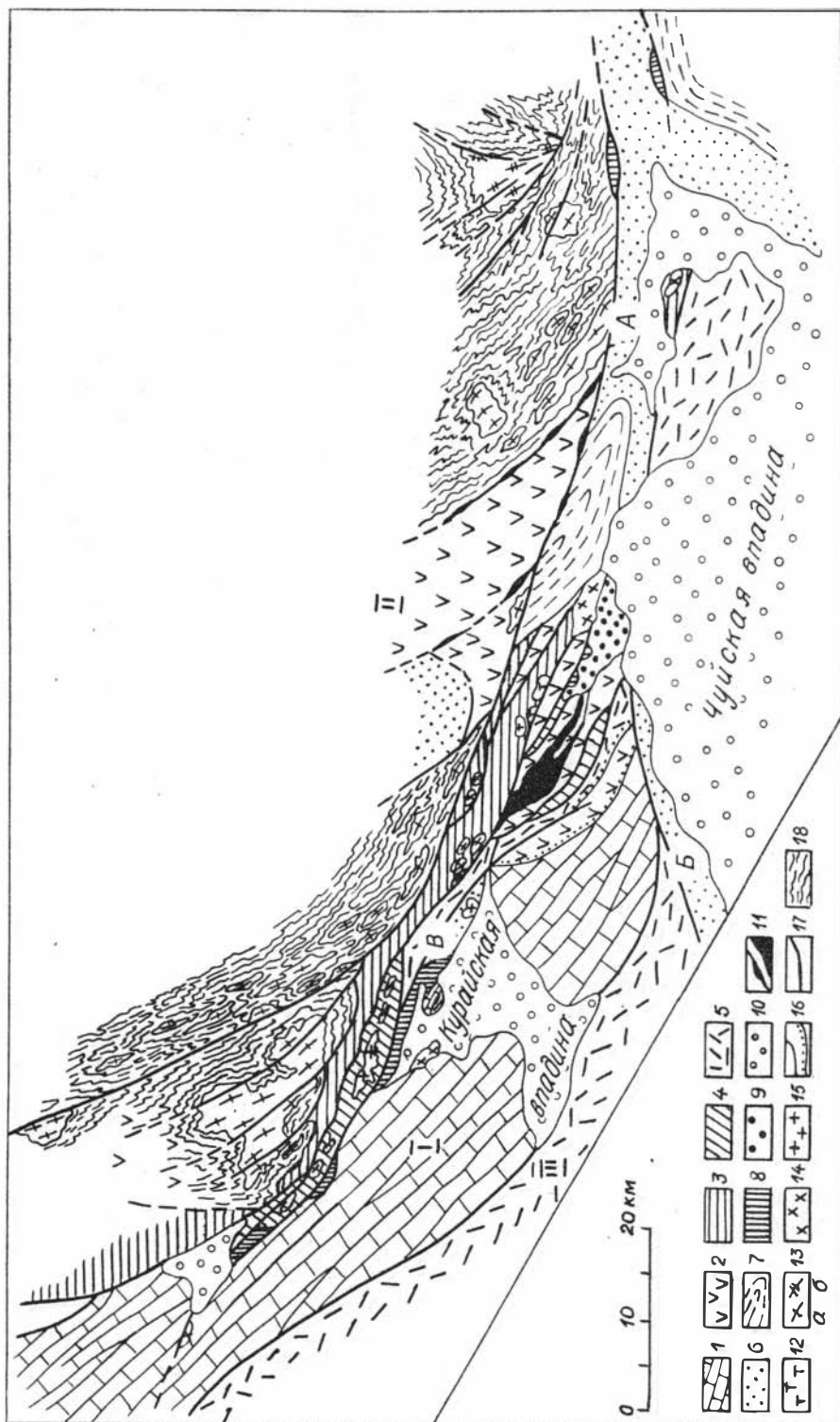
Наиболее хорошо изученная часть юго-востока Горного Алтая — Курайская зона (рис. 2), которую В.А. Кузнецов и многие другие геологи рассматривают как классический пример глубинного разлома. В ней выделяются три крупных структурных этажа, сформированных в салаирский, каледонский и герцинский этапы развития зоны [Кузнецов, 1954, 1963; Оболенский и др., 1968]. Породы центральной части зоны объединяются в нижний структурный этаж, который образует Баратальский горст салаирской Бийско-Катунской зоны. В нижней части этажа выделены кремнисто-карбонатная баратальская свита рифея и осадочно-вулканогенная арыджанская свита позднего рифея — нижнего кембрия. К верхней части его разреза отнесена вулканогенно-осадочная акташская свита нижнего кембрия. Ограничения ее тектонические. Свита разделяется на нижнюю вулканогенную и верхнюю осадочную части. Средний структурный этаж, сформированный в течение каледонского этапа развития региона, представлен кембро-ордовикскими флишоидными терригенными толщами горно-алтайской серии, распространёнными в Телецкой и Бийско-Катунской зонах. В верхний (герцинский) этаж включены девонские эффузивно-осадочные отложения.

На салаирском этапе с глубинными разломами связывают появление эффузивной деятельности, локальный динамометаморфизм (амфиболизация эффузивов арыджанской свиты), внедрение гипербазитовых интрузий чаганузунского комплекса и интрузий габбропироксенитов межуярыкского комплекса.

Считается, что толщи нижнего и среднего структурных этажей, примыкающие к Кубадринскому разлому, подвергались интенсивному метаморфизму в связи с формированием вдоль него Кубадринско-Курайской зоны смятия [Кузнецов, 1954, 1963; Михалева, Скуридин, 1971]. В осевой части Курайского хребта она выражена глубокометаморфизованными породами и приуроченными к ним мигматитами и гранитоидами. Последние выделены В.А. Кузнецовым в кубадринский гранитоидный комплекс, образованный под влиянием высоких температур и сквозьмагматических растворов в наиболее глубинных частях Кубадринского разлома.

В конце каледонского этапа предполагается завершение основной складчатости и внедрение вдоль южного склона Курайского хребта серии даек и массивов габбродиорит-гранодиоритового состава, объединяемых в таджилинский интрузивный комплекс.

К началу формирования герцинского структурного этажа рассматриваемый район представляется неоднородным глыбовым сооружением, расчле-



ненным серией приразломных (шовных) прогибов, в которых предполагается накопление преимущественно девонских эффузивно-осадочных толщ. К числу таких структур отнесены Юстыдский прогиб Юго-Восточного Алтая, Курайский, Бельгебашский, Карагемский и Тобашакский приразломные прогибы [Белостоцкий и др., 1959; Кузнецов, 1963; Оболенский и др., 1968]. По мнению многих геологов, герцинский этап — заключительный в формировании современной структуры юго-востока Горного Алтая. К важнейшим элементам его структуры относятся герцинские ступенчатые взбросы и глыбовые надвиги, расположенные кулисно и образующие в целом кулисно-эшелонную систему. Указывается в общем на крутое падение сместителей, ориентированных преимущественно на север. Отмечается сложное строение некоторых разломов, которые иногда разветвляются, образуя структуру типа конского хвоста. Наиболее ярко она выражена в Акташском тектоническом узле [Бондаренко, 1976]. В его состав входит серия глыбовых надвигов, по которым на осевую зону Курайского приразломного прогиба с девонскими и карбоновыми отложениями последовательно с севера на юг надвинуты блоки все более и более древних и глубже метаморфизованных пород. В этом же направлении отмечается и выполаживание наклона сместителей от 70 — 80 до 30° в Акташском надвиге. Разветвление регионального разлома с образованием чешуйчатого глыбового взброса (взбросо-надвига) с падением сместителей под углами 50 — 70° отмечается также на Чаганузунском участке Курайской зоны [Пинус и др., 1958]. С глыбовыми надвигами и взбросами связывается структурное положение Чаганузунского гипербазитового комплекса.

К.В. Боголепов и А.Л. Яншин, исследовав в 1972 г. наиболее крупный в Курайской зоне Чаганузунский гипербазитовый массив, усомнились в возможности его интрузивного происхождения. Слабое проявление меланжа не позволило им трактовать мантийные породы массива и как образования, выдвинутые на поверхность в процессе формирования крупных шарьяжных перекрытий. Приняв точку зрения о залегании массива вдоль глубинного разлома, К.В. Боголепов и А.Л. Яншин [1973] высказались в пользу блоково-мантийной (протрузивной) гипотезы образования гипербазитов.

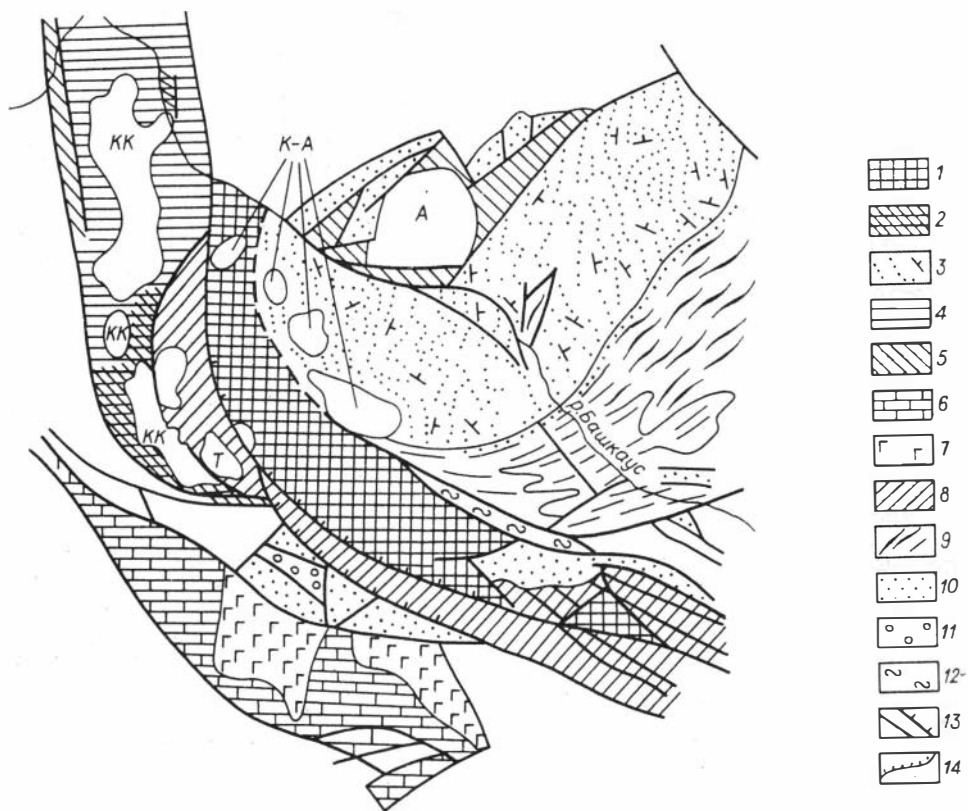
Несколько иначе к рассмотрению строения юго-востока Горного Алтая подошел А.И. Родыгин [1968, 1979]. Придерживаясь точки зрения о докембрийском (дорифейском) возрасте метаморфогенных образований района, он составил структурную схему (рис. 3), на которой показаны метаморфические комплексы Телецкого горста, Курайского и Оройского выступов в поле развития нижнепалеозойских толщ.

Главным доводом в пользу древности метаморфических пород указанных структур, по мнению А.И. Родыгина, служит их равномерный региональный метаморфизм в отличие от неравномерного локального у палеозойских образований. Напротив, А.Б. Дергунов и Н.Н. Херасков [1985] считают, что возраст метаморфических пород палеозойский, а метаморфизм выступов древнего фундамента зональный, с постепенным переходом от пород амфиболитовой фации через породы зеленосланцевой фации метаморфизма к зеленокаменным породам. По их мнению, зональный метамор-

Р и с. 2. Схема геологического строения Курайской зоны по В.А. Кузнецову и А.А. Оболенскому [Михалева, Скуридин, 1971].

1 — 8 — свиты: 1 — баратальская (Sp), 2 — арьджанская (Sn—Cm₁), 3 — акташская (Cm₁₋₂), 4 — горно-алтайская (Cm₃—O₁), 5 — аксайская (D₁²), 6 — бельгебашская и ташантинская (D₂²), 7 — барбургазинская (D₁³), 8 — кзылпашская (C₂₋₃); 9, 10 — третичные (q) и четвертичные. 11 — чаганузунский гипербазитовый комплекс (pCm₁₋₂); 12 — мештуярский габбро-пироксенитовый комплекс (pCm₁₋₂); 13 — кубадринский (а) и бузузунский (б) гранитоидные комплексы (О); 14 — таджилинский габбро-ранодиоритовый комплекс (О—S); 15 — девонский граносениитовый комплекс (D₂₋₃); 16 — стратиграфические границы; 17 — тектонические нарушения; 18 — зона метаморфизма (а — Кубадринский, б — Бузузунский плутоны).

Римскими цифрами показаны структурно-формационные зоны: I — Бийско-Катунская, II — Телецкая (Западно-Саянская), III — Ануйско-Чуйск. Приразломные прогибы: А — Тобашакский, Б — Карагемский, В — Курайский.



Р и с. 3. Схема расположения основных структурных элементов юго-восточной части Горно-го Алтая (по А.И. Родыгину [1979]).

1 — метаморфический комплекс Курайского выступа; 2–8 — свиты: уймонская Тельцекого горста, 3 — башкауская Оройского выступа и ориентировка полосчатости, 4 — башкауская Тельцекого горста, 5 — аспатинская Тельцекого горста и саратанская междуречья Башкаус — Чулышман, 6, 7 — баратальская (6) и арыджанская (7) Баратальского горста, 8 — мештурьяйская южного склона Курайского хребта; 9 — горно-алтайская серия (артлашская и кумурлинская свиты); 10, 11 — девонские (10) и каменноугольные (11) отложения; 12 — Карасуйская зона диафтореза; 13 — наиболее крупные дизъюнктивы; 14 — несогласный контакт.

Интрузивы: КК — Кубадринский и Каракудюрский, Т — Теранджинский, К-А — Карумбы-Айринский, А — Атуркольский.

физм достаточно четко связан с процессами гранитизации нижнепалеозойских образований.

Стратиграфические работы в юго-восточной части Горного Алтая особенно широко велись в хорошо обнаженной и доступной Курайской зоне. Здесь кроме указанных свит были выделены вулканогенно-осадочные сагалакская, тыдтуяйская и эсконгинская, осадочно-вулканогенные балхашская и каянчинская свиты. Но несмотря на хорошую обнаженность зоны среди геологов нет единого мнения о взаимоотношении и возрасте выделенных свит (табл. 1).

Многие геологи придерживаются мнения о рифейском возрасте карбонатно-кремнистой баратальской свиты, опираясь на определения находящейся в ней водорослевой проблематики и на более высокое стратиграфическое положение венд-нижнекембрийских сагалакской и арыджанской свит в юго-восточной части Баратальского выступа [Дергунов, 1967; Винкман, 1959; Зыбин, 1967; и мн. др.]. Напротив, Н.И. Гусев и Е.А. Киселев [1986] отмечают в центральной части выступа налегание баратальской свиты на арыджанскую (актуринскую) с маломощными и невыдержанными по

Сопоставление стратиграфических схем рифея — нижнего кембрия юго-востока Горного Алтая

Дергунов, 1967	Зыбин, 1967	Романенко, 1971	Зыбин, Сергеев, 1978	Гусев, Киселев, 1986
----------------	-------------	-----------------	----------------------	----------------------

Венд — нижний кембрий

	Тыдтуярыкская свита	Тыдтуярыкская свита	Тыдтуярыкская свита	
		Н е с о г л а с и е		
Каянчинская свита	Балхашская свита	Арыджанская свита	Балхашская (сагалакская) — чулекташская свиты	Баратальская свита
	Арыджанская свита	Балхашская свита	Несоогласие	Несоогласие
?	Несоогласие	?		
Манжерокская свита	Сагалакская свита	Сагалакская свита	Арыджанская — эсконгинская свиты	Арыджанская (актуринская) свита

Рифей

Баратальская свита	Баратальская свита	Баратальская свита	Баратальская свита
--------------------	--------------------	--------------------	--------------------

простирацию горизонтами гравелитов и конгломератов в основании. Принимая возраст актуринской свиты за венд, опять же по проблематике, Н.И. Гусев и Е.А. Киселев датируют баратальскую свиту вендом — нижним кембрием.

Считается, что в юго-восточной части Баратальского выступа арыджанская свита согласно, местами с перерывом, налегает на сагалакскую [Дергунов, 1967; Винкман, 1959]. В левом борту р. Аккая В.А. Зыбин [1967] выделяет балхашскую свиту, перекрывающую арыджанскую. В Курайском хребте в бассейне р. Тыдтуярык балхашская свита, по данным В.А. Зыбина [1967], согласно перекрывается тыдтуярыкской. В бассейнах рек Мокрый и Сухой Тыдтугем А.Б. Дергунов [1967] выделяет каянчинскую свиту, разделяя ее на две части: нижнюю осадочно-вулканогенную и верхнюю вулканогенно-осадочную. Взаимоотношения между подсвитами трактуются как согласные.

По юго-западному обрамлению Баратальского выступа развит комплекс пород исключительно терригенного состава (чибитская, чулекташская, курайская свиты). Чибитская свита выделена в районе р. Акташ, где она с резким структурным несогласием залегает на баратальской [Бондаренко, 1976]. В ее нижней грубообломочной пачке находятся глыбы и мелкие обломки кремнисто-карбонатных пород баратальской свиты и известняков с археоциатами нижнего кембрия.

В последнее время чибитская и развитая юго-восточнее чулекташская свиты признаны грубообломочными олистостромовыми образованиями [Зыбин, 1985; Гусев, 1986]. Они прослежены В.А. Зыбиным на протяжении 200 км от бассейна р. Анос на севере Горного Алтая до Курайской степи на юге.

В юго-западной части выступа аналогичные отложения также стратиграфически перекрывают баратальскую свиту [Дергунов, 1967], но В.П. Сергеев рассматривает их под названием курайской свиты. Под этим же названием выделяются нижнекембрийская известняково-граувакковая толща в устье р. Балхаш и терригенно-карбонатные породы в Акташском тектоническом узле. Следует отметить, что известняково-граувакковая тол-

ща — единственная из доордовикских образований юго-востока Горного Алтая, которая содержит строго определенную фауну. В ней обнаружены археоциаты санаштыкгольского горизонта верхней половины нижнего кембрия [Зыбин, 1967; Дергунов, 1967].

В.А. Зыбин и В.П. Сергеев [1978] сделали попытку обобщить стратиграфический материал по Курайской зоне в целом. Применяя принцип унаследованного развития, они рассмотрели структуру рифейско-кембрийских образований как горст-антиклинорную, в ядре которой находится баратальская свита. Разнородные комплексы пород, слагающие крылья этой структуры, они посчитали возрастными аналогами. По их мнению, наиболее вероятно сопоставление арыджанской свиты с эсконгинской, а балхашской (сагалакской) — с чулукташской. В состав эсконгинской свиты они включили комплекс пород, находящихся между сплошным полем развития баратальской и чулукташской свит. В ней отмечаются известняки, карбонатные брекчии, конгломераты, доломиты, сланцы и вулканиты, представляющие разные по генезису и глубине формирования породы [Зыбин, 1987].

Геологическое строение восточной части Горного Алтая (Улаганской зоны), где широко развиты разнообразные по составу и метаморфизму доордовикские образования, наиболее интенсивно изучалось в конце 50-х — начале 60-х годов. Результаты этих работ были дополнены и обобщены в монографиях В.В. Волкова [1966], А.Б. Дергунова [1967] и А.И. Родыгина [1979].

В Восточном Алтае традиционно выделяются (см. рис. 3) четыре крупные структуры: Телецкий (горст) и Чулышманский (горст, антиклинорий) выступы, сложенные регионально метаморфизованными породами, Оройский выступ и Башкауский синклинорий, представленные преимущественно песчано-сланцевыми толщами. Между ними выделяют Улаганский глубинный разлом, а к западу от Телецкого выступа — Курайско-Телецкий глубинный разлом. Внутри перечисленных структур стратиграфическую последовательность многие исследователи устанавливают довольно однозначно, хотя здесь существуют определенные трудности, связанные с неоднородным, часто глубоким метаморфизмом пород. Что же касается взаимоотношения образований, слагающих зоны глубинных разломов, и характера их контактов с метаморфическими и песчано-сланцевыми толщами, то на их счет существуют самые противоречивые точки зрения.

Первоначально Ю.С. Перфильев, М.Н. Ланда и А.В. Борцева пришли к выводу о существовании в бассейне р. Башкаус согласно наложенного (до 20 км) кембрийско-раннеордовикского разреза, в основании которого находится существенно вулканогенная саратанская свита, перекрытая согласно с постепенными переходами песчано-сланцевой башкауской свитой Оройского выступа. Последняя рассматривалась как нижний член горно-алтайской серии Восточного Алтая. К башкауской свите они отнесли горизонты вулканогенных сланцев мощностью до 300 м, аналогичных таковым из саратанской свиты. Несколько позже А.И. Родыгин и И.А. Вылцан [1965] исследовали верховья р. Саратан и подтвердили вещественную близость башкауской и саратанской свит, но отметили, что последняя, состоящая на 80 — 85 % из рассланцованных эффузивов (часто шаровых лав) основного состава, отделена от башкауской разрывами. Исходя из структурных построений, они предположили, что налегание башкауской свиты на саратанскую несогласное. Последняя свита на этом основании и по близости состава была сопоставлена с уймонской свитой Теректинского выступа. Возраст саратанской свиты датируется первой, а башкауской — второй половиной среднего рифея. А.И. Родыгин и И.А. Вылцан также отметили широкое развитие в поле выходов саратанской свиты мелких тел гипербазитов.

Н.И. Гусев, Я.М. Гутак и ряд других исследователей вычленили базальты из состава башкаусской свиты, ограничили их поверхностью стратиграфического несогласия и отнесли к саратанской свите. Получилось, что саратанская свита верхнерифейско-вендского возраста стратиграфически перекрывает верхнерифейскую башкаусскую свиту.

А.И. Родыгин и И.А. Вылцан [1965] между вулканогенно-осадочной башкаусской свитой и песчано-сланцевыми породами арташской и кумурлинской свит горно-алтайской серии предположили наличие признаков тектоно-денудационного перерыва. Это послужило причиной объединения выходов башкаусской свиты в самостоятельный Оройский выступ.

Г.Г. Лепезин [1972], детально изучивший особенности метаморфизма Курайского и Оройского выступов, определил в них метаморфическую зональность и объединил в единый Тонгулакский выступ.

Таким образом, в работах ряда исследователей по многим вопросам, касающимся геологического строения региона, наметился широкий круг противоречий, причины которых кроются, на наш взгляд, прежде всего в недоучете роли горизонтальных тектонических движений в формировании структуры Горного Алтая.

При горизонтальном совмещении часто в едином разрезе в форме покровов или пластин находятся образования нескольких палеотектонических зон или различные части стратиграфического разреза одной из них. Дальнейшие складчатые и разрывные деформации покровных сооружений приводят к образованию в современном срезе ряда тектонических форм (останцы покрова, тектонические окна и полуокна, складчатые послыпные надвижки и т.п.), недоучет которых приводит к ошибочным выводам касательно палеотектонических условий, времени и последовательности формирования слагающих их структурно-вещественных комплексов. Поэтому автор при изучении Горного Алтая особое внимание уделял выявлению признаков горизонтальных тектонических движений. В центральной, юго-восточной и восточной частях региона были закартированы фрагменты сложной покровно-чешуйчатой структуры и связанные с ее формированием меланжи и олистохромы.

В связи с этим возникла необходимость пересмотреть традиционные стратиграфические схемы, представления о тектонической природе глубоко-метаморфизованных образований Горного Алтая, его структуру, как в целом, так и отдельных элементов. Это позволило значительно изменить трактовку нижнепалеозойской эволюции региона и частных структур его составляющих, наметить связь процессов метаморфизма и магматизма с тектоническими движениями.

Г л а в а 2

ПОКРОВНО-ЧЕШУЙЧАТАЯ СТРУКТУРА ГОРНОГО АЛТАЯ

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ

Выделенные ранее основные структурные элементы и вещественные комплексы пород в центральной, юго-восточной и восточной частях Горного Алтая изучены нами методом детального геологического картирования [Буслов, 1984, 1985, 1986а,б, 1987а-г; Берзин и др., 1988; Буслов и др., 1988]. В результате исследований выделены две основные разновозрастные группы разломов: додевонские складчатые надвижки и нарушающие их постдевонские преимущественно взбросо-сдвиги, взбросо-надвижки и надвижки.

Проследивание разновозрастных групп разломов на площади и определение связанных с их развитием структурных форм и вещественного состава последних послужили основой тектонического районирования рассматриваемых частей Горного Алтая.

Выявлено, что поверхности древних надвигов смяты в складки с углами наклона крыльев от пологих до вертикальных, а местами опрокинутых. Они сопровождаются обычно серпентинитовым меланжем, милонитами, blastsмилонитами, редко брекчиями и рассланцеванием пород. Надвиги расчленяют исключительно додевонские толщи с образованием сложной покровно-чешуйчатой структуры.²²

Древние надвиги, в силу их деформированности и фрагментарного проявления, выпали из поля зрения предыдущих исследователей. В основном картировались хорошо выраженные в рельефе молодые разломы, а поверхности надвигов в большинстве случаев рассматривались в качестве стратиграфических границ. На этой основе проводилась классификация структур, составлялись геологические карты и тектонические схемы. Надвигообразованию же подвержены раннепалеозойские вещественные комплексы Горного Алтая, что позволяет рассматривать его каледонский структурный план как линейный покровно-чешуйчатый, нарушенный девонской и постдевонской блоковой тектоникой.

Позднепалеозойско-мезозойские разломы обычно сопровождаются лишь продуктами катаклазирования и брекчирования пород, реже рассланцеванием и диафторезом. Иногда в тектонитах этого возраста встречаются обломки милонитов, blastsмилонитов и лиственитов. Местами разломы трансформируются серпентинитами, образующими протрузии из зон более древних надвигов. Последевонские разломы (Курайский, Кубадринский, Чарышско-Теректинский и др.) нарушают каледонское покровно-чешуйчатое сооружение и перекрывающие его стратиграфически отложения. При этом образуется мозаично-блоковая структура, в которой на дневную поверхность в отдельных блоках выведены самые разнообразные по составу, метаморфизму и возрасту образования, принадлежащие различным структурным этажам. Девонские толщи деформированы обычно в крупные брахиформные складки и лишь вблизи разломов осложнены мелкой напряженной складчатостью.

В качестве основных структурных элементов в закартированных участках выделяются тектонические покровы [Буслов, 1986а, 1987а-в; Берзин и др., 1988], которые представляют собой, как будет показано ниже, прямое следствие проявления аккреционной тектоники. Это изначально в общем плоские геологические тела, испытывавшие горизонтальные или субгоризонтальные перемещения по надвигам (как правило, от нескольких десятков до сотен километров). С формированием покровов связано развитие сложных пликативных дислокаций, метаморфизм пород, образование олистостром и меланжей. В последующем покровы, как и обычные толщи, претерпевают складчатые и разломные деформации, но имеют вместо нормальных стратиграфических контактов тектонические. Покровы отличаются от нижележащих образований несколькими или всеми следующими признаками: особенностями состава, возраста пород, структурой и метаморфизмом. Они могут состоять из отдельных пластин или пакетов пластин, сложенных близкими по перечисленным характеристикам образованиями.

Для нижней части покровных тел характерны зоны интенсивного расчешуивания, где слагающие их породы чередуются с породами нижележащих структур. В связи с этим в строении некоторых покровов выделяются основное тело и расчешуенное основание.

Офиолиты и метаморфиты — индикаторы выделяемых предшествующими глубинных разломов, повсеместно вовлечены в процессы горизонталь-

ных тектонических движений. Так, метаморфические породы в юго-восточной и восточной частях Горного Алтая слагают тектонические покровы, которые подстилаются серпентинитовым меланжем [Буслов, 1985, 1987а, в.]. В центральной части Горного Алтая теректинский метаморфический комплекс образован серией крупных пластин и представляет собой чешуйчатую структуру, погруженную под офиолитовый покров [Буслов, 1986а, 1987б].

В связи с указанным структурным положением гипербазитов и метаморфических пород зоны глубинных разломов рассматриваются как фрагменты раннепалеозойской чешуйчатой структуры Горного Алтая, образующие блоки, ограниченные позднепалеозойско-мезозойскими взбросо-сдвигами. Вследствие этого иначе трактуются границы выделяемых в Горном Алтае структурно-формационных (фациальных) зон и изменяется интерпретация их глубинного строения.

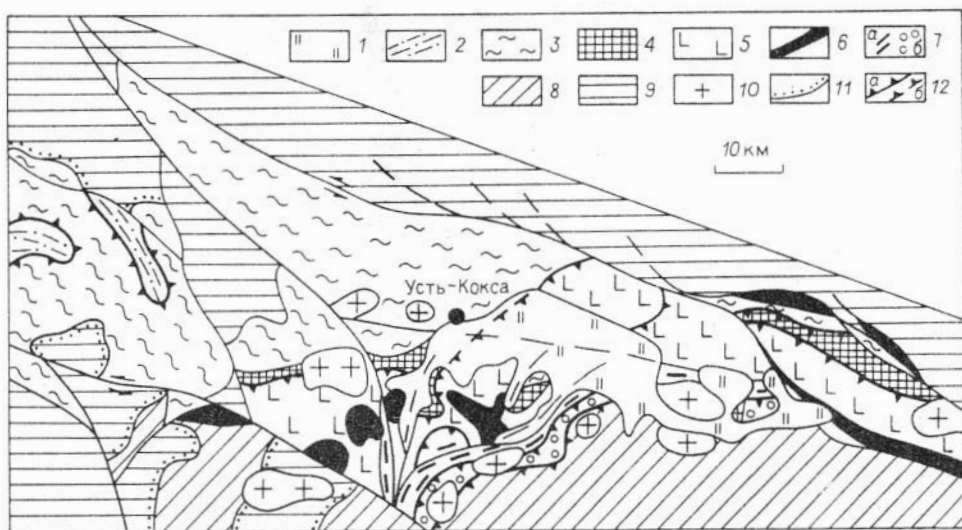
Офиолиты и метаморфиты Горного Алтая локализируются исключительно в покровно-чешуйчатых структурах, которые образуют протяженные шовные (сутурные) зоны, разделяющие относительно слабо нарушенные геоблоки, которые формировались в различных тектонических обстановках. Геоблоки различаются стратиграфией, структурой, метаморфизмом и магматизмом и отвечают обычно фрагментам островных дуг, микроконтинентов и комплексов континентальных склонов и шельфов. Границы геоблоков разломные, в современной структуре — в основном молодые сдвиговые, реже древние шовные и не могут быть объяснены быстрыми фациальными замещениями. Шовные зоны сложены реликтами океанической и окраинно-морской коры. Участвующие в их строении гипербазиты трактуются как фрагменты их меланократового фундамента, а метаморфические породы, имеющие четкую пространственно-временную связь с процессами горизонтальных тектонических движений, рассматриваются как продукт метаморфизма окраинно-морской и океанической коры в субдукционных зонах (глаукофановые сланцы, эклогиты) и в зонах тектонического скупивания (гранитогнейсовые купола).

Выявление площадного развития геоблоков и шовных структур, характера взаимоотношения и зрелости превращения их в складчатые и покровно-чешуйчатые структуры положено в основу геотектонического районирования Горного Алтая и сходного по структурно-вещественным характеристикам Западного Саяна. В его пределах выделяются фрагменты крупных геоблоков, совмещенные через ранне- и позднекаледонские покровно-чешуйчатые шовные зоны. Неоавтохтоном раннекаледонской структуры служат осадочные флишеидные толщи среднего кембрия — силура. Формирование позднекаледонских покровно-чешуйчатых сооружений, слагающих Западный Саян, южную и восточную части Горного Алтая, продолжалось до позднего силура — раннего девона. Неоавтохтоном для Горного Алтая и Западного Саяна в целом служат орогенные осадочно-вулканогенные толщи девона, которые стратиграфически перекрывают различные элементы древней покровно-чешуйчатой структуры. Таковы основные структурные единицы, обоснование которых приводится в следующих главах.

МОРФОЛОГО-КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОВРОВО-ЧЕШУЙЧАТОЙ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

Теректинская чешуйчатая структура

В современной структуре теректинский метаморфический комплекс пород представлен одноименным выступом. Он разбит крутозалегающими последевонскими разломами на ряд блоков, в который входят различные уровни среза его древней чешуйчатой структуры (рис. 4).



Р и с. 4. Тектоническая схема Теректинской зоны Горного Алтая.

1 — неоген-четвертичные осадки Уймонской впадины; 2—5 — Теректинская чешуйчатая структура (2 — метазелено-сланцевая толща, 3 — зеленосланцевая вулканогенно-карбонатно-терригенная теректинская свита, 4 — диафторизированные кристаллические сланцы, гнейсы, а также гранитоиды Тургундинского комплекса и его аналогов, 5 — глаукофан-сланцевая уймонская свита); 6 — офиолиты Кайтанакского покрова; 7 — осадочно-вулканогенные образования Сугашского покрова (а — нижняя осадочно-туфогенная и б — верхняя вулканогенная пластины); 8 — нижне-среднекембрийские песчано-сланцевые толщи Холзуноско-Чуйской зоны; 9 — преимущественно девонские образования; 10 — девонские и последовонские гранитоиды; 11 — последовонские взбросо-сдвиги; 12 — додевонские надыги, ограничивающие пластины и покровы (а — выявленные, б — предполагаемые).

Обобщенный разрез теректинской чешуйчатой структуры, который наращается с запада на восток, может быть представлен следующим образом (снизу вверх).

1. Песчано-сланцевая толща кембрия, вероятно, аналог горно-алтайской серии. Она имеет флишоидный характер переслаивания, обусловленный чередованием прослоев песчаников и сланцев. В большей части разреза ритмы достигают мощности первых метров. Часто ритмы начинаются с гравелитов. Цвет пород обычно грязно- и серо-зеленый, некоторые прослои мелкозернистых песчаников и филлитов имеют лиловые оттенки окраски.

Песчаники и гравелиты по составу преимущественно кварц-полевошпатовые. Е.С. Левицким определены редкие обломки жильного кварца, плагиоклазов, эпидозитов, кварцитов, кислых интрузивных пород. Цемент представлен хлоритом, серицитом, кальцитом, кварцем и альбитом, реже эпидотом. Эти же минералы составляют основную часть филлитов и метасланцев, образованных по алевролито-глинистым и глинистым породам.

В районе пос. Карагай песчано-сланцевая толща тектонически перекрыта метавулканогенно-карбонатно-терригенной. В других местах западной части выступа этот контакт не изучался. Здесь толща образует среди метаморфических сланцев изолированные, обычно изометричные, местами линейные в плане выходы. В этих случаях возможны две трактовки их соотношения: чередование пластин; песчано-сланцевая толща служит параавтохтоном для всего комплекса чешуй Теректинской структуры.

2. Метавулканогенно-карбонатно-терригенная толща (теректинская свита) образует крупную пластину в западной и центральной частях Теректинского выступа. Зеленые сланцы представлены эпидот-кварц-альбит-хлоритовыми и хлорит-альбит-карбонатными породами в общем высококальцитового мергелисто-песчано-сланцево-грауваккового состава [Дук, 1982]. Среди них встречаются прослои, линзы, пачки кварцитосланцев,

кристаллических мраморов, метабазальтов. Эти дополнительные члены теректинской свиты сходны с лежащей выше уймонской, но не содержат даже реликтов высокobarических минералов. Состав теректинской свиты более карбонатный и условия метаморфизма соответствуют умеренным давлениям (3—6 кбар) и температурам (350—500 °C).

В пограничной полосе с лежащей выше пластиной в бассейне рек Казнахты, Поперечной и Культайры метавулканогенно-карбонатно-терригенные породы интенсивно меланжированы. Как отмечает А.И. Родыгин [1979, с. 111], в этом районе широко развиты “плоскосланцевые породы, оконтуривающие блоки с сохранившейся плейчатостью”. Выше залегает пакет тектонических пластин уймонской свиты. В других местах — на юге центральной и в восточной частях Теректинского выступа — между пластинами теректинской и уймонской свит располагаются пластины диафторированных пород эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма ($T = 500\text{—}650\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4\text{—}6$ кбар). Зеленосланцевый диафторез в зонах тектонических контактов и вторичное расщепление глубокометаморфизованных пород создают видимость постепенных переходов к зеленым сланцам теректинской свиты.

3. Глубокометаморфизованные породы эпидот-амфиболитовой фации протягиваются не выдержанной по мощности прерывистой полосой субширотного простирания на расстояние почти в 100 км.

В крайней восточной части Теректинского блока пластина глубокометаморфизованных пород известна под названием тургундинского метаморфического комплекса. В современной структуре наблюдается близкое к вертикальному сечению линзообразной формы. Юго-восточное окончание комплекса составляют гнейсы и плагиогранито-гнейсы. Они представлены преимущественно амфиболовыми, амфибол-биотитовыми, биотитовыми, биотит-кордиеритовыми (иногда содержащими силлиманит и гранат) плагиогнейсами и плагиосланцами, реже амфиболитами и кристаллическими сланцами. Среди перечисленных пород часто встречаются мигматиты, образующие послейные пластообразные тела плагиогранитного состава. Мощность тел варьирует от долей метра до первых метров. Кроме того, они образуют мелкие неправильные гнезда, линзочки и полосы, параллельные кристаллизационной сланцеватости. Плагиограниты представляют собой типичные мигматиты, возможно, генетически связанные с гранитоидами Тургундинского массива, расположенными непосредственно к северо-западу от гранито-гнейсов. Массив сложен различными по составу магматическими породами, взаимосвязанными постепенными переходами. В направлении центральной части массива состав пород постепенно меняется от габбродиоритов (реже габбро), меланократовых кварцосодержащих диоритов, кварцевых диоритов к адамеллитам и нормальным гранитам.

4. Метаморфогенно-вулканогенная толща (уймонская свита) представлена частично теми же породами, что и теректинская свита. Главные отличия заключаются в повышенном содержании метавулканогенных сланцев, роль которых в разрезах достигает 40—60 %, отсутствии карбонатных (мергелистых) сланцев и наличии глаукофана, кроссита, винчита как показателей метаморфизма высоких давлений ($T = 400\text{—}500\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 7\text{—}9$ кбар). Типичные глаукофановые сланцы приурочены к телам метабазальтов (лавам и туфам), которые часто ассоциируют с кварцевыми сланцами, содержащими пьедонтит, редко рибекит и Мп-гранат. Глаукофановые сланцы представлены полосчатыми породами неоднородного состава, среди которых выделяются альбит- и эпидот-глаукофановые, эпидот-кросситовые и мусковит-винчитовые разновидности [Добрецов, 1974; Дук, 1982; Кузнецова, 1985; и др.]. Породы в разной степени диафторированы и превращены в порфиробластические альбит-хлоритовые (± фенгит, кварц) сланцы.

Метабазиты и кварциты составляют обычно нижнюю часть разреза уймонской свиты. Ее верхняя часть представлена преимущественно метаграуваками с прослоями кварцитосланцев, метабазальтов, редкими линзами мраморов.

Высокобарические породы образуют по крайней мере две крупные пластины, имеющие обычно меланжевые контакты. Один из них, с зелеными сланцами, описан выше. Другой — в основании верхней пластины — детально охарактеризован в работе Г.Г. Дук [1982]. Она отмечает на уч. Маргала-Чендек зону меланжа, где среди кварц-альбит-карбонат-хлорит-фенгитовых, кварц-альбит-хлорит-карбонатных, хлорит-эпидотовых и других сланцев расположены сорванные и растащенные замки складок, сложенные кварцитами, глаукофан-кроссит-винчитсодержащими актинолит-эпидот-хлоритовыми сланцами; блоки и линзы — закатыши мраморов.

Структурный рисунок метаморфических пород Теректинского выступа очень сложный. "Сложность строения этих толщ местами настолько велика, что некоторыми геологами высказывалась мысль о невозможности установления истинного залегания пород и расшифровки складчатой структуры" [Родыгин, 1979, с. 4]. Решение рассматриваемого вопроса сильно осложняет региональное расланцевание толщ. Тем не менее преобладающее совпадение сланцеватости со слоистостью в метаморфической толще обычно сводит задачу к следующему: является ли ее структура моноклинойю или представляет собой серию тесно сжатых изоклиналиных складок. В последнем случае сланцеватость совпадает с простираем крыльев изоклиналиных складок. В крыле каждой конкретной складки независимо от ее размеров оно параллельно слоистости, но в перегибах складок сланцеватость пересекает и часто затушевывает слоистость до неузнаваемости.

А.И. Родыгин [1979] отмечает, что по некоторым плоскостям сланцеватости происходит дифференциальное перемещение смежных пластин, что еще больше усложняет и без того сложную складчатую структуру метаморфических толщ.

На анализе фоновых материалов, работ А.И. Родыгина [1979], Г.Г. Дук [1982] и наших собственных наблюдений складчатую структуру метаморфического комплекса пород Теректинского выступа мы можем охарактеризовать следующим образом.

Пачки метаморфических сланцев собраны в изоклиналиные складки нескольких порядков. Складки первого порядка развиты по всей площади Теректинского выступа и имеют размах крыльев от нескольких десятков и сотен метров до первых километров. Г.Г. Дук [1982] выявила также в центральной и восточной частях выступа изоклиналиные складки более высокого второго порядка, являющиеся более ранними по отношению к описанному выше. Они характерны только для теректинской метаморфической серии (уймонской свиты. — М.Б.). Складки довольно редко встречаются в обнажениях. Первоначально они были представлены пакетами сильно сжатых лежащих изоклиналиных складок с размахом крыльев от сантиметров до десятков сантиметров и углами погружения крыльев 10—15°. По мнению Г.Г. Дук, эти складки формировались в режиме повышенных давлений одновременно с высокобарическими минералами.

Тектонические пластины, оси изоклиналиных складок в метаморфических сланцах, а также кристаллизационная сланцеватость в породах тургундинского метаморфического комплекса деформированы в поздние крупные брахиформные и куполовидные складки, которые характерны и для девонских отложений рассматриваемого района.

Итак, метаморфический комплекс Теректинского выступа докембрийского фундамента представляет собой нагромождение четырех пакетов

мощных пластин, породы которых преобразованы в различных фациях метаморфизма: низкой и высокой стадиях зеленосланцевой (соответственно горно-алтайская серия и теректинская свита), глаукофановой (уймонская свита) и эпидот-амфиболитовой (тургундинский комплекс и его аналоги). Причем наиболее метаморфизованные породы залегают выше слабо измененных. Кроме этого уймонская свита отличается большим количеством складчатых деформаций и зеленосланцевым диафторезом пород, который характерен и для пород эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Следует упомянуть еще одно обстоятельство, которое, на наш взгляд, свидетельствует в пользу предположения о чешуйчатой структуре Теректинского выступа. Пластины уймонской и теректинской свит повсеместно прорваны дайками габбродиабазов, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, которые часто деформированы в складки и будинированы. Местами дайки занимают до 50 % площади (правый борт р. Катунь напротив устья р. Бол. Сугаш). Они не встречаются в песчано-сланцевой толще. Ниже будет показано, что габбродиабазы не прорывают и образования Кайтанакского офиолитового покрова. По-видимому, внедрение даек произошло перед или одновременно с формированием покровно-чешуйчатой структуры района и только в породы теректинской и уймонской свит, возможно, тургундинского комплекса.

Без учета покровной структуры трудно объяснить, каким образом в современной структуре Теректинского выступа чередуются в форме мощных пластин столь разнообразные по перечисленным признакам комплексы пород. Чешуйчатая структура теректинского метаморфического комплекса хорошо согласуется с общим покровно-чешуйчатым строением центральной части Горного Алтая. Выше нее залегают офиолиты Кайтанакского покрова.

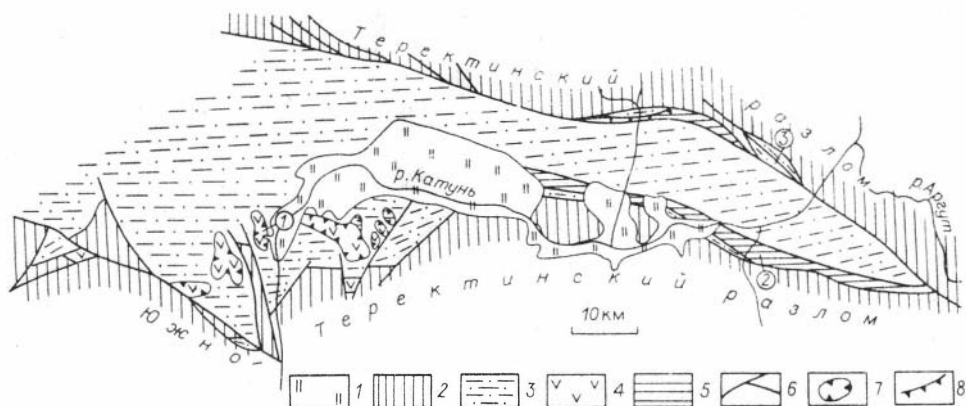
Кайтанакский офиолитовый покров

Кайтанакский покров в современной структуре Теректинской зоны проявлен по-разному (рис. 5). В центральной части он представлен деформированными останцами, перекрывающими различные части метаморфического пакета пластин. По обрамлению Теректинского выступа покров распространен неравномерно и образует различные по морфологии тектонические единицы, ограниченные последовонскими разломами [Буслов, 1986а, 1987б].

В строении покрова участвуют венд-нижнекембрийские кремнисто-вулканогенная и кремнисто-вулканогенно-осадочная толщи, а также гипербазиты, габбро, редко комплексы параллельных даек.

Кремнисто-вулканогенная толща (офиолитовая формация по: [Пинус и др., 1958]) по петрографическим и минералогическим признакам относится к фации зеленых сланцев и представлена вулканогенными сланцами (порфириоидами), кремнями (силицилитами) и карбонатными породами.

Вулканогенные сланцы обычно имеют мелкозернистую структуру и массивную или сланцевую текстуру. Минеральный парагенез сланцев позволяет считать, что они образованы в большей мере по вулканогенным породам основного состава (диабазам, диабазовым порфиритам, базальтам и их туфам). К тому же в них часто встречаются хорошо сохранившиеся реликты вкрапленников плагиоклаза, а также структуры основной массы — микроофитовая, микролитовая, офитовая, гиалопилитовая и др. Карбонатные породы представлены мраморизованными известняками и доломитами. Они совместно с кварцитами образуют прослой и линзы мощностью до нескольких метров и имеют обычно массивную текстуру.



Р и с. 5. Схема распространения фрагментов Кайтанакского офиолитового покрова в Теректинской зоне Горного Алтая.

1 — неоген-четвертичные отложения Уймонской впадины; 2 — нерасчлененные палеозойские толщи Ануйско-Холзунско-Чуйской зон (к северу от Теректинского разлома); 3 — Теректинская чешуйчатая структура; 4, 5 — венди-нижнекембрийские породы, слагающие фрагменты Кайтанакского тектонического покрова (4 — кремнисто-вулканогенные, 5 — кремнисто-терригенно-карбонатные); 6 — последевонские разломы; 7 — додевонские складчатые надвиги в основании останцов Кайтанакского покрова; 8 — складчатый надвиг в основании фрагмента покрова в верховьях р. Ниж. Котанда. Цифры в кружках — опорные участки (Кайтанакский (1), Аккемский (2), Казнахтинский (3)).

Кремнисто-вулканогенно-осадочная толща (баратальская свита по М.К. Винкман [1959]) образована переслаивающимися глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, порфиритоидами, доломитизированными массивными известняками с маломощными прослоями кремнистого, углисто-кремнистого и углистого вещества, а также графитистыми кварцитами. Массивные известняки, порфиритоиды и кварциты аналогичны породам вулканогенно-кремнистой толщ.

Гипербазиты почти повсеместно превращены в серпентиниты и слагают зоны мономиктового меланжа. Меланж представлен овальными глыбами (до 1 м в поперечнике) массивных серпентинитов, реже серпентинизированных дунитов и пироксенитов, заключенных в развальцованные, часто с идеальными зеркалами скольжения. Иногда среди них встречаются шаровидные и овальные тела пятнистых габбро, родингитизированных полнокристаллических габбро размерами до первых метров. Кроме этого, габбро слагают маломощные пластины.

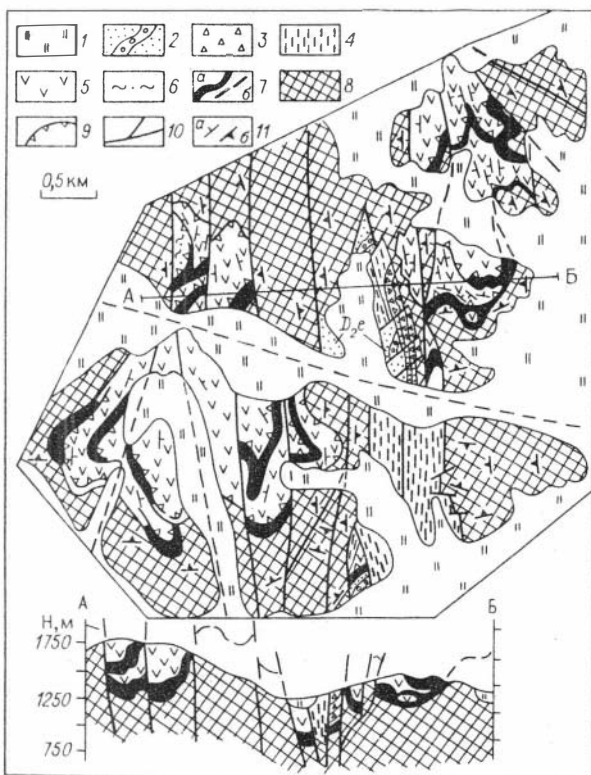
Останцы тектонического покрова в центральной части Теректинского блока (см. рис. 4, 5) залегают на метаморфическом комплексе его южного ограничения на площади 15х35 км. Они смяты обычно в брахиформные синклиналильные складки. В основании останцов обычно картируется серпентинитовый меланж, который также широко развит и внутри останцов покрова, разделяя их на ряд тектонических пластин. Внутренняя структура пластин в основном дисконформна ограничениям. Слои в них смяты в изоклинальные складки различных порядков с размахом крыльев и амплитудой до первых сотен метров.

Охарактеризуем основные черты геологического строения отдельных тектонических останцов.

Группа останцов на Кайтанакском участке залегает на сланцах, сопоставимых с уймонской свитой и тургундинским комплексом, прорванных дайками метаморфизованных габбродиабазов (рис. 6). Наиболее хорошо обнажен останец, расположенный в 2 км к северу от пос. Кайтанак (рис. 7). Он имеет неправильную в плане форму и занимает площадь около 6 км². Останец нарушен последевонскими разломами и в приподнятых блоках

Р и с. 6. Схема геологического строения тектонических останцов офиолитового покрова на Кайтанакском участке.

1 — четвертичные отложения; 2,3 — терригенные (2) и вулканогенные (3) эйфельские образования; 4 — нерасчлененные венд-нижнекембрийские толщи сугашской свиты; 5—7 — офиолиты Кайтанакского покрова (5 — кремнисто-вулканогенные и 6 — кремнисто-терригенно-карбонатные отложения, 7 — зоны серпентинитового меланжа (а — выявленные, б — предполагаемые)); 8 — диафторированные метаморфические породы; 9 — направление падения надвиговых поверхностей; 10 — последевонские разломы; 11 — элементы залегания (а — слоистость, б — сланцеватость).



уничтожен эрозией, в центральной части перекрыт четвертичными отложениями.

В подошве останца картируются линейные линзообразные тела серпентинитового меланжа, достигающего по мощности 100 м, а также листовениты. Углы наклона складчатой подошвы останца, трассируемой серпентинитами, изменяются от 0 до 60—70°. Останец залегает на различных литологических горизонтах диафторитовых сланцев по гранитогнейсам тургундинского комплекса срезает ее складчатую структуру.

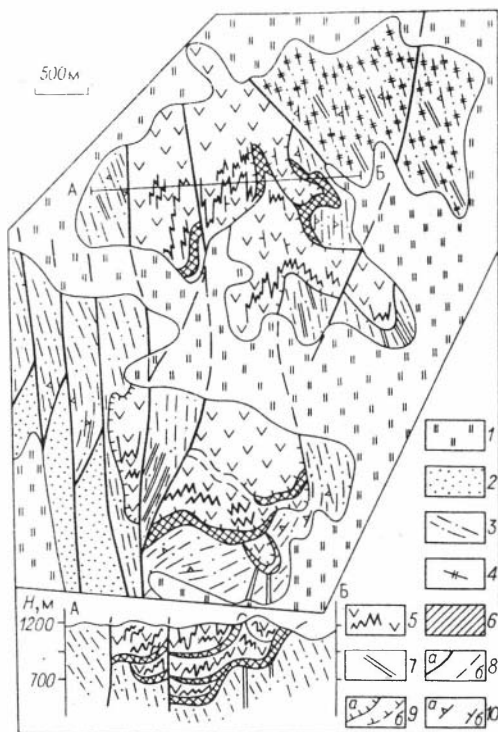
Обычно серпентинитовый меланж разделяет останец на ряд пластин, сложенных кремнисто-вулканогенной толщей, габбро, комплексом параллельных даек. Мощность пластин достигает 300 м. По горизонтам кварцитов в пластинах устанавливаются крупные изоклиальные складки с размахом крыльев до 300 и амплитудой до 250—300 м, осложненные более мелкими изоклиальными складками двух порядков. Кварциты часто будинированы. Изгибы слоев внутренних частей пластин иногда близки к простиранию зон серпентинитового меланжа, а в большинстве случаев резко дисконформны.

В других останцах Кайтанакского участка наблюдается аналогичная структура. Для фрагментов тектонического покрова для Верх-Уймонского (как и для Кайтанакского) участка характерно развитие дисгармоничной складчатости (рис. 8). Структура здесь также нарушена последевонскими разломами северо-восточного простирания, которые разбивают его на серию тектонических блоков.

Самый крупный из останцов Верх-Уймонского участка общей площадью около 12 км² разделен на четыре субпараллельные пластины мощностью до 300 м, отделенные друг от друга зонами серпентинитового меланжа. Мощность зон в отдельных пересечениях достигает 100 м. Тектонические пластины сложены преимущественно кремнисто-вулканогенными отложениями. Лишь в северной части останца картируется кремнисто-терригенно-карбонатная толща, слагающая самостоятельную пластину.

Самый крупный из останцов Верх-Уймонского участка общей площадью около 12 км² разделен на четыре субпараллельные пластины мощностью до 300 м, отделенные друг от друга зонами серпентинитового меланжа. Мощность зон в отдельных пересечениях достигает 100 м. Тектонические пластины сложены преимущественно кремнисто-вулканогенными отложениями. Лишь в северной части останца картируется кремнисто-терригенно-карбонатная толща, слагающая самостоятельную пластину.

Самый крупный из останцов Верх-Уймонского участка общей площадью около 12 км² разделен на четыре субпараллельные пластины мощностью до 300 м, отделенные друг от друга зонами серпентинитового меланжа. Мощность зон в отдельных пересечениях достигает 100 м. Тектонические пластины сложены преимущественно кремнисто-вулканогенными отложениями. Лишь в северной части останца картируется кремнисто-терригенно-карбонатная толща, слагающая самостоятельную пластину.



Р и с. 7. Схема геологического строения останца тектонического покрова, расположенного в 2 км к северу от пос. Кайтанак.

1 — четвертичные отложения; 2 — осадочно-вулканогенные девонские породы; 3 — диафторированная глаукофан-сланцевая уймонская свита; 4 — диафториты по гранитогнейсам; 5, 6 — офиолиты Кайтанакского покрова (5 — венд-нижнекембрийские кремнисто-вулканогенные образования с прослоями кварцитов); 6 — серпентинитовый меланж; 7 — дайки метаморфизованных габбро-диоритов; 8 — последевонские крутозалгающие разломы (а — выявленные, б — предполагаемые); 9 — складчатые додевонские надвиги (а — выявленные, б — предполагаемые); 10 — направления погружений сланцеватости (а) и слоистости (б).

В основании останца по северо-восточному обрамлению развит тектонический меланж, перекрывающий глаукофан-сланцевую пластину. В нем широко развиты различные по величине угловатые обломки и глыбы силицилитов, пластинки черных сланцев, блоки мраморов и винчитовых сланцев, заключенные в диафторированные породы уймонской свиты — порфиروبластические сланцы, а также сланцы серпентинитовые. Вероятно, эти образования и были описаны

в работе А.Б. Дергунова и Н.Н. Хераскова [1985] в качестве олистостромы.

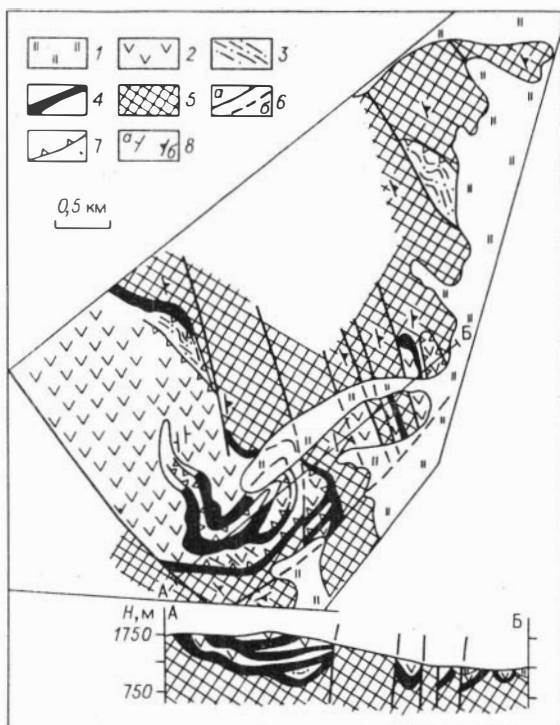
Фрагменты Кайтанакского покрова по обрамлению Теректинского выступа, как отмечалось выше, имеют различные формы обособления. Их различия обусловлены неоднородными проявлениями молодых сдвиговых движений по плоскостям ограничивающих выступ Южно-Теректинской и Теректинской систем разломов.

Южно-Теректинская система разломов в восточной части выступа представлена взбросо-сдвигами субширотного и северо-западного простирания, нарушенными поперечными малоамплитудными разломами. По взбросо-сдвигам песчано-сланцевые толщи юга Горного Алтая граничат с образованиями Теректинского блока. На границе расположен ряд более мелких линейных тектонических блоков. Часть из них, длиной более 60 и шириной до 2 км, представлена фрагментами тектонического покрова (рис. 9). Причем если в междуречье Аргута и Аккема фрагмент покрова зажат в зоне разломов между кембрийскими песчано-сланцевыми толщами Холзунско-Чуйской зоны и метаморфическими образованиями Теректинского блока, то западнее он постепенно отходит от этой границы и располагается в поле развития последних.

Наиболее показателен в отношении строения фрагмента покрова по южному обрамлению восточной части выступа Аккемский участок, изученный автором совместно с Н.А. Берзиным и В.М. Писаренко. На этом участке (рис. 10) в левом борту р. Аккем напротив устья р. Ороктой в тектоническом блоке развит серпентинитовый меланж, разделяющий пластины, сложенные кремнисто-вулканогенно-осадочной толщей. Зоны меланжа и пластины смяты в крупную синклинальную складку, крылья которой осложнены рядом более мелких складок. Максимальные углы наклона крыльев достигают 50—60°. Осевые плоскости складок простираются в юго-вос-

Р и с. 8. Схема геологического строения останца тектонического покрова на Верх-Уймонском участке.

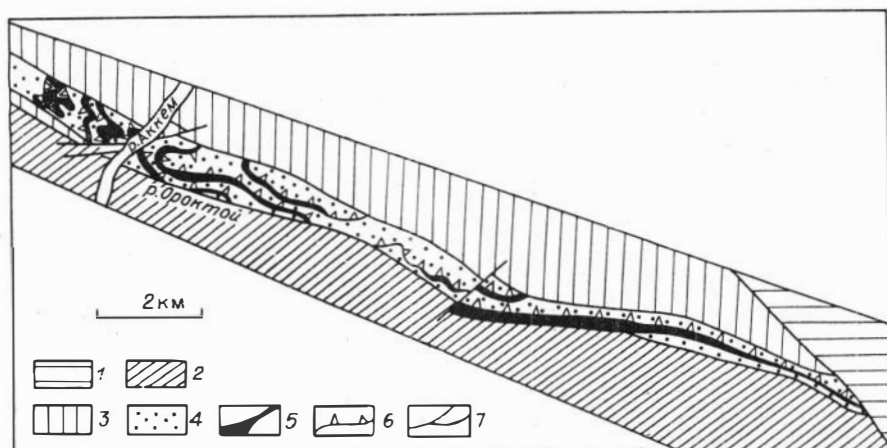
1 — четвертичные отложения; 2 — 4 — офиолиты Кайтанакского покрова; 2 — венд-нижнекембрийские кремнисто-вулканогенные образования, 3 — венд-нижнекембрийские кремнисто-терригенно-карбонатные образования, 4 — серпентинитовый меланж; 5 — глаукофан-сланцевая уймонская свита; 6 — последовонские крутозалегающие разломы; 7 — додевонские надвиги; 8 — элементы залегания (а — слоистость, б — сланцеватость).



точном направлении. Зеркало складчатости погружается в этом же направлении в сторону р. Аккем под углами 10—20°.

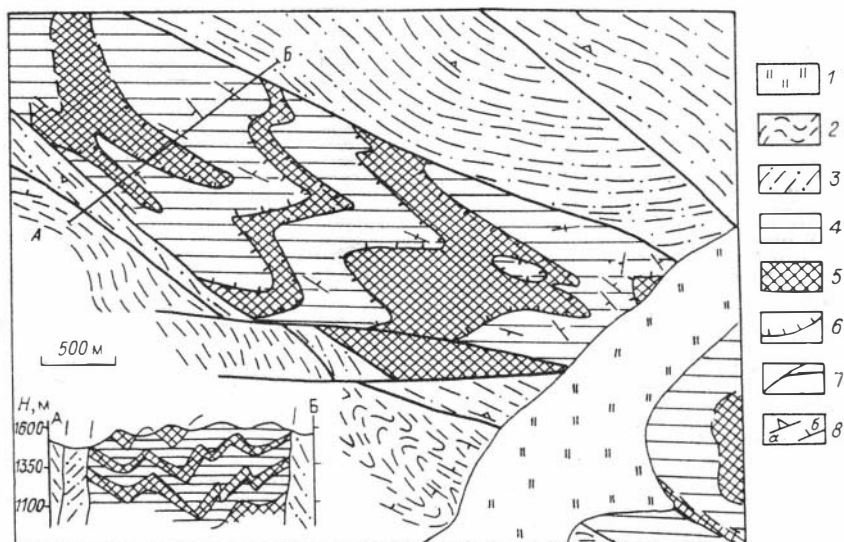
Внутри блока картируются три тектонические пластины и четыре зоны серпентинитового меланжа, содержащего местами глыбы пятнистых габбро. Видимая мощность пластин и тел меланжа не превышает соответственно 200 и 100 м.

В хорошо обнаженной нижней тектонической пластине, выходящей на дневную поверхность в скальных обрывах р. Аккем, наблюдается сложная внутренняя структура. Слоистость в кровле пластины конформна ограничению, а в подошве деформирована в серию мелких складок, резко дискордантных надвиговой поверхности. Лежащие выше



Р и с. 9. Схема геологического строения фрагмента Кайтанакского офиолитового покрова в междуречье Аргуня и Аккема (составлена совместно с Н.А. Берзиным и В.М. Писаренко).

1, 2 — палеозойские образования (1) Ануиско-Чуйской и кембрийские песчано-сланцевые толщи (2) Холзунско-Чуйской зон; 3 — глаукофан-сланцевая уймонская свита; 4, 5 — Кайтанакский офиолитовый покров (4 — нерасчлененные венд-нижнекембрийские толщи, слагающие тектонические пластины, 5 — гипербазитовый меланж); 6 — направление погружения складчатых надвигов; 7 — последовонские крутозалегающие разломы.



Р и с. 10. Схема геологического строения фрагмента офиолитового Кайтанакского покрова на Аккемском участке (составлена совместно с Н.А. Берзиным и В.М. Писаренко).

1 — четвертичные отложения; 2 — кембрийские песчано-сланцевые толщи Холзунско-Чуйской зоны; 3 — глаукофан-сланцевая уймонская свита; 4, 5 — Кайтанакский покров (4 — венд-нижнекембрийские кремнисто-терригенно-карбонатные образования, 5 — серпентинитовый меланж); 6 — складчатые надвиги; 7 — последовонские крутозалегające разломы; 8 — элементы залегания сланцеватости (а) и слоистости (б).

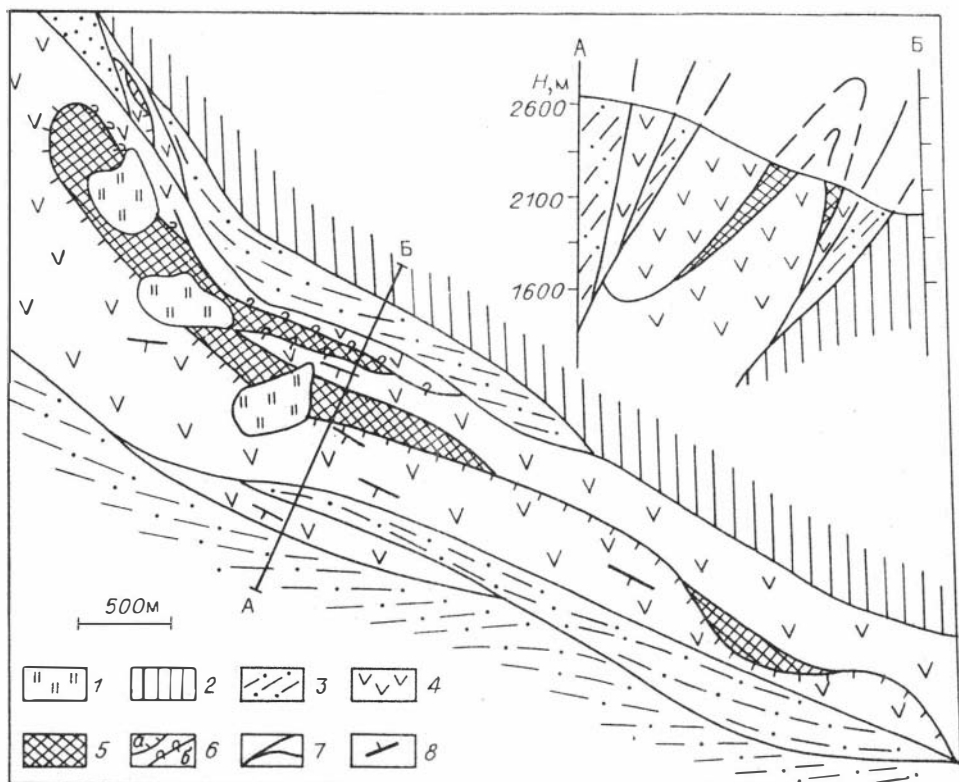
пластины обнажены относительно слабо и в них хорошо картируются лишь горизонты кварцитов и известняков, при прослеживании которых выявляются, что внутренняя структура пластин складчатая.

На юго-восток от Аккемского участка, в северном борту р. Ороктой, прослеживается также крупная синклинальная складка. Далее на юго-восток вдоль южного обрамления выступа в узкой полосе, не превышающей 2 км, обнажается южное крыло синформной складки, где тела серпентинитового меланжа под углом в 40—70° моноклинально погружаются на север и северо-восток, образуя несколько протягивающихся на многие десятки километров зон (см. рис. 9).

Северо-западнее Аккемского участка на левобережье р. Катунь ширина выходов блока гипербазитов и венд-нижнекембрийских образований не превышает 1 км. Плохая обнаженность не позволяет полностью закартировать структуру этой части блока. Видно лишь, что серпентинитовый меланж образует узкие извилистые зоны и разделяет катаклазированные венд-нижнекембрийские толщи, смятые в складки.

Теректинский разлом, являющийся частью Чарышско-Теректинского лениамента, ограничивает с севера выступ и характеризуется как взброс-сдвиг. Разлом имеет сложное строение. Сместители основной зоны имеют общее северо-западное простираение. От них отходят на северо-северо-восток многочисленные оперяющие разломы. Совместно они образуют структуру типа конского хвоста, нарушенную малоамплитудными поперечными разломами.

По Теректинскому разлому образования рассматриваемой зоны под углами 70—80° взброшены на толщи Ануйско-Чуйской зоны. В пограничной полосе располагаются многочисленные тектонические блоки линзообразной в плане формы. Два таких блока представлены фрагментами тектонического покрова.



Р и с. 11. Схема геологического строения Кайтанакского покрова на Казнахтинском участке.

1 — четвертичные отложения; 2 — палеозойские породы Ануйско-Чуйской зоны; 3 — зеленые сланцы теректинской свиты; 4, 5 — Кайтанакский покров (4 — венд-нижнекембрийские кремнисто-вулканогенные образования, сложенные деформированные тектонические пластины, 5 — серпентинитовый меланж); 6 — направление погружения надвига (а — нормальное, б — опрокинутое); 7 — крутозалегающие последовонские сместители Теректинского разлома; 8 — направление погружения слоистости.

Первый блок в верховьях р. Казнахта (Казнахтинский участок) имеет длину более 10 км при ширине чуть более 1 км. Фрагмент покрова деформирован в крупную опрокинутую на северо-восток антиклинальную складку (рис. 11) и представлен двумя тектоническими пластинами, сложенными кремнисто-вулканогенными образованиями. Разделяющая их надвиговая поверхность трассируется серпентинитовым меланжем, мощность которого достигает местами 250 м. Видимая мощность пластин составляет 300—500 м. Внутренняя структура в общем конформна разделяющей поверхности надвига.

Второй блок (см. рис. 5) в верховьях р. Ниж. Котанда превышает по длине 20 км, а по ширине достигает 1 км. Внутри блока прослеживается на расстоянии до 8 км зона серпентинитового меланжа. Меланж трассирует поверхность надвига, погружающуюся на юг. В висячем крыле надвига развита кремнисто-вулканогенно-карбонатная толща, в лежащем — метаморфические породы уймонской свиты.

На юге образования блока контактируют с метаморфитами Теректинского выступа, на севере — с верхнедевонскими породами Ануйско-Чуйской зоны. К разлому северного ограничения приурочена крутозалегающая протрузия серпентинитов.

Фрагментарное распространение частей Кайтанакского покрова по площади — идеальный случай для определения максимальной амплитуды пе-

рекрытия офиолитами метаморфических пород теректинской чешуйчатой структуры. Если предполагать, что перемещение аллохтонных масс происходило в субмеридиональном направлении, то амплитуда перекрытия составляет, как минимум, 30 км (см. рис. 5). Учитывая, что пластины теректинского метаморфического комплекса пород погружаются на восток и юго-восток, можно считать, что офиолиты Кайтанакского покрова перемещались в западном направлении. В этом случае амплитуда надвигания достигает 100 км. Таким образом, амплитуду перекрытия офиолитами Кайтанакского покрова метаморфических пород теректинского комплекса можно оценить в пределах 30—100 км.

Сугашский андезитобазальтовый покров

В строении покрова принимают участие венд-нижнекембрийские осадочно-туфогенная (нижняя подсвита сугашской свиты) и вулканогенная (верхняя подсвита сугашской свиты) толщи (см. рис. 4).

Осадочно-туфогенная толща сложена чередующимися туфо-алевролитоглинистыми породами и туфопесчаниками с небольшой примесью кремнистых пород. Чередование часто носит ритмичный характер.

Вулканогенная андезитобазальтовая толща представлена переслаивающимися диабазовыми, пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами, вариолитовыми лавами основного состава, их туфами, туффитами, дайками и силлами диабазов, диабаз-порфиритов и габбродиабазов, реже (до 25 %) — песчаниками (в основном граувакковыми) и алевролитовыми сланцами.

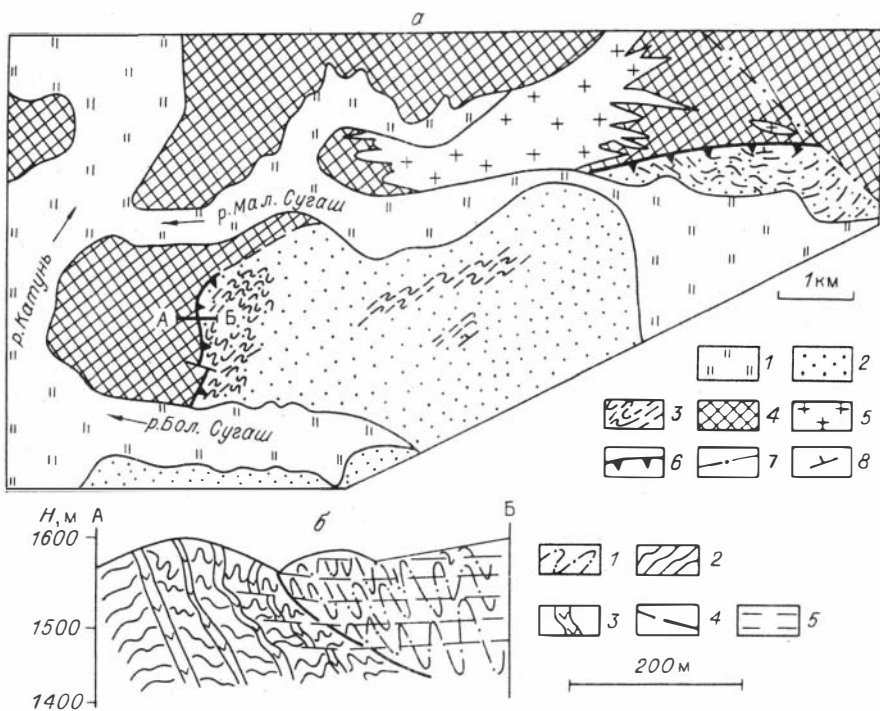
Следует отметить, что в литературе укрепилась точка зрения о стратиграфических взаимоотношениях перечисленных толщ. Так, Ю.С. Перфильев [1960], В.В. Волков [1966] и другие авторы приводят сведения о том, что: сугашская свита с базальным горизонтом конгломератов мощностью 5—10 м перекрывает в верховьях руч. Воровской Ключ уймонскую и содержит гальку пород последней; осадочно-туфогенная толща согласно переходит в вулканогенную, образуя единую сугашскую свиту; выше сугашской свиты согласно залегает песчано-сланцевая катунская свита.

Достоверность указанной стратиграфической последовательности имеет важное значение, особенно в трактовке возраста метаморфических образований Теректинского выступа. Поэтому нами был детально изучен контакт сугашской и уймонской свит в верховьях руч. Воровской Ключ на правом берегу р. Бол. Сугаш (рис. 12, а). На всем протяжении контакт разломный и образует в плане складку с размахом крыльев до нескольких километров. Г.Г. Дук [1982] считает его также тектоническим, складчато-деформированным. Висячем крыле надвига расположена сугашская свита.

В верховьях руч. Воровской Ключ (см. рис. 12, а) линия контакта образует в плане тупой угол, раскрытый на юг в сторону выходов сугашской свиты. Слоистость же в свите резко дисконформна контакту. Лишь в одном месте она имеет близкое к направлению контакта простирание, но погружена в противоположную сторону (на северо-восток) под углами 50—60°. Породы сугашской свиты и метаморфического комплекса здесь превращены в тектоническую брекчию мощностью до нескольких метров.

При таких простираниях слоистости сугашской свиты и характере ее контакта с уймонской свитой нет в принципе места для базальных конгломератов. Вероятно, за них была принята тектоническая брекчия. К такому же мнению пришел В.А. Зыбин (устное сообщение), изучивший контакт в 1986 г.

Южнее, в правобережье р. Бол. Сугаш, отчетливо прослеживается надвиговая природа контакта. Поверхность контакта погружается на восток



Р и с. 12. Схемы геологического строения подошвы Сугашского покрова в бассейнах рек Бол. и Мал. Сугаш (а) и разрез по линии А—Б (б).

а: 1 — четвертичные отложения; 2 — осадочно-туфогенная толща сугашской свиты; 3 — элементы простиранья слоистости; 4 — метаморфические сланцы уймонской свиты; 5 — гранитоиды; 6 — фронтальный надвиг Сугашского покрова; 7 — прочие разломы; 8 — элементы слоистости.
 б: 1, 2 — элементы слоистости в осадочно-туфогенной толще (1) и сланцеватости в метаморфических сланцах уймонской свиты (2); 3 — дайки; 4 — фронтальный надвиг; 5 — субгоризонтальные малоамплитудные срывы.

под углами в 30—60° и сопровождается серией субгоризонтальных малоамплитудных срывов. Вблизи контакта они смещают породы уймонской свиты и локализованные в ней дайки основного состава. Особенно хорошо это видно по деформациям даек. Вблизи контакта они разорваны, на расстоянии в первые сотни метров от него — дислоцированы, а далее имеют первичные прямолинейные формы залегания (см. рис. 12, б). Для осадочно-туфогенной толщи вблизи контакта характерны сильно сжатые складки северо-восточного простиранья, с крутыми (60—80°) углами падения осевых поверхностей на северо-запад и юго-восток. По породам развита субгоризонтальное рассланцевание.

Что же касается взаимоотношения осадочно-туфогенной, вулканогенной и песчано-сланцевой толщ, то об их тектонической природе свидетельствуют следующие данные. Толщи имеют в общем северо-восточное направление ограничений с коленообразными изгибами в бассейнах рек Бол. Сугаш и Бол. Окол. В случае постепенных стратиграфических переходов простиранье слоистости в них должно было бы совпадать с простираньем контактов. Изучение же осадочно-туфогенной толщи показало, что породы в большинстве случаев испытали сильное рассланцевание и превращены в филлитовые сланцы, ориентированные обычно дисконформно слоистости. Простиранье сланцеватости в них в общем совпадает с простираньем контакта и создает видимость постепенных переходов. Прекрасный пример соотношения слоистости и сланцеватости наблюдался в правом борту р. Катунь в 6 км вверх по течению от совхоза "Кайтанакский". В скальных обрывах обнажаются филлиты, погружающиеся моноклинально под углами в

60—70° на юго-восток. Обнаружить в них какие-либо признаки слоистости не удалось. Рядом на площадках, отшлифованных водой в русле р. Катунь, картируется сложная дисгармоничная складчатость.

Северо-восточнее, в правобережье р. Бол. Окол, наблюдалась сходная картина. Широко развитые здесь полосы филлитов по туфогенно-терригенным породам имеют северо-восточное простирание, близкое к простиранию контакта с вулканогенной толщей. В незатронутых рассланцеванием породах видно, что слоистость имеет чаще всего субширотное, северо-западное и реже северное простирание.

Для туфогенно-терригенной толщи, распространенной в междуречье рек Бол. Окол и Мульта, Г.Г. Дук [1982] отмечает тесно сжатые складки, нередко асимметричные, с дополнительными мелкими симметричными складками на крыльях. Характерны южные, в целом крутые падения длинных крыльев и зеркал дополнительных мелких складок. На крыльях складок местами наблюдаются тесно сжатые изоклинальные складки, которые относятся к самой ранней группе складок. Контакт же туфогенно-терригенной толщи с лежащей выше вулканогенной образует в плане крупную складку, шарнир которой погружается в юго-восточном направлении. Контакт под различными углами срезает элементы складчатой структуры туфогенно-терригенной толщи и является разломным.

О тектоническом совмещении рассматриваемых толщ свидетельствует и то обстоятельство, что среди вышележащих вулканогенных образований широко (до 25 %) развиты комагматичные им дайки и силлы пород основного состава, которые полностью отсутствуют в осадочно-туфогенной толще. Учитывая близкий состав слагающих их осадочных пород, можно предполагать, что первоначально вулканогенная толща подстилала осадочно-туфогенную.

Песчано-сланцевая толща (катунская свита) образована ритмично переслаивающимися кварц-полевошпатовыми песчаниками и филлитизированными глинистыми сланцами, редко лиловыми тонкослоистыми кремнистыми сланцами, сургучно-красными яшмами и туфами.

Перечисленные образования в рассматриваемом районе на всем протяжении тектонически перекрывают вулканогенную пластину сугашской свиты. Пласты песчано-сланцевой толщи часто образуют крупные складки, имеющие размах крыльев до нескольких километров. Оси складок почти под прямым углом срезаются контактом с сугашской свитой, что свидетельствует о его разломной природе.

Приведенные данные позволяют считать, что венд-нижнекембрийские туфогенно-терригенная и вулканогенная толщи образуют тектонический покров, перекрывающий покровно-чешуйчатую структуру Теректинского выступа. Тектонически выше залегают сложно деформированные песчано-сланцевые толщи катунской свиты кембрийского возраста.

Учитывая, что фрагменты Сугашского покрова участвуют в строении грабена, расположенного в левобережье р. Катунь вблизи пос. Кайтанак, и находятся в 10 км от основного его тела, то это расстояние принимается за минимальную амплитуду горизонтального перекрытия им покровно-чешуйчатой структуры Теректинского выступа.

О СООТНОШЕНИИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТОЛЩ, СТРУКТУРНОМ ПОЛОЖЕНИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ГИПЕРБАЗИТОВ И МЕТАМОРФИТОВ

Детальным геологическим картированием установлено, что большинство выделяемых и предполагаемых в центральной части Горного Алтая стратиграфических контактов представляет собой разломы. Так, терек-

тинская серия метаморфических сланцев, расчленяемых на уймонскую и теректинскую свиты, образована пакетом складчатых пластин, сложенных сильно и неоднородно дислоцированными породами различных фаций метаморфизма. Породы, выделяемые в баратальскую, чернореченскую и частично в уймонскую свиты, слагают пластины Кайтанакского офиолитового покрова. Подсвиты сугашской свиты представляют собой тектонические пластины, и их контакты с теректинским метаморфическим комплексом и катунской свитой разломные. Песчано-сланцевые породы западной части теректинского выступа, выделяемые в горно-алтайскую серию, также отделены надвигами от метавулканогенно-карбонатно-терригенных пород теректинской свиты.

Гипербазиты повсеместно входят в состав серпентинитового меланжа, приуроченного в большинстве случаев к складчатым надвиговым поверхностям. Совместно с габбро, комплексом параллельных даек, венд-нижнекембрийскими кремнисто-вулканогенными и кремнисто-вулканогенно-осадочными толщами они образуют единый офиолитовый Кайтанакский покров, представленный в современной структуре различными по морфологии фрагментами. В центральной части Теректинского выступа они слагают деформированные останцы, перекрывающие метаморфическую серию. По обрамлениям выступа офиолиты участвуют в строении линейных тектонических блоков, ограниченных последовонскими сместителями Теректинского и Южно-Теректинского разломов. Их современное структурное положение связано с блоковой тектоникой, в результате которой были выведены на эрозионный срез различные уровни древней додевонской покровно-чешуйчатой структуры и перекрывающие ее стратиграфически отложения. Именно в это время теректинская метаморфическая серия и была оформлена в качестве выступа (горста). Чешуйчатая же структура теректинской серии, разнородный метаморфизм слагающих ее пород, отсутствие стратиграфических контактов с заведомо раннепалеозойскими отложениями не позволяют рассматривать ее как выступ докембрийского регионально метаморфизованного фундамента Горного Алтая. Несомненно, что причины метаморфических и структурных преобразований теректинской серии пород и офиолитов нужно тесно связывать с процессами каледонских горизонтальных тектонических движений [Дергунов, Херасков, 1985; Буслов, 1986а, б].

Учитывая, что в составе уймонской и теректинской свит значительную роль играют кремнистые сланцы, в различном объеме присутствуют вулканиды, которые близки по петрохимическим параметрам и соответствуют окраинно-морским и океаническим базальтам [Дук, 1982; Петрология..., 1977], то теректинскую серию можно трактовать как фрагмент верхних частей океанической коры (уймонская свита) и ее осадочного чехла (теректинская свита), частично преобразованных в зоне субдукции.

Чешуйчатая структура теректинской серии пород, наличие глаукофановых сланцев, высокая степень синметаморфических пластических деформаций, пространственная ассоциация с офиолитовым и островодужным покровом служат аргументами в пользу указанного предположения и не противоречат представлениям о формировании рассматриваемой серии пород в зонах субдукций [Ernst, 1984] или в зонах коллизий океаническая плита — островная дуга — окраинное море — континент [Dobretsov et al., 1987]. Нарушенная последовательность перечисленных комплексов пород по сравнению с первичной позицией в зоне субдукции объясняется, скорее всего, возвратными течениями в аккреционном клине при его “закупоривании” [Cloos, 1982; Добрецов, Кирдяшкин, 1990]. Вероятно, на начальных стадиях возвратного течения, когда субдукционный комплекс пород (уймонская свита) совместно с содраным чехлом еще не субдуцированной океанической коры (теректинская свита) вошли в состав аккреционного

клина, произошла пропитка их дайками габбродиабазов. Возможно, до этого часть пород переплавилась под грузом лежащих выше покровов с формированием гранитогнейсовых куполов, фрагменты которых представлены Тургундинским комплексом и его аналогами. На конечной стадии формирования Теректинской покровно-чешуйчатой структуры произошел зеленосланцевый диафторез высокометаморфизованных пород, их расчешуивание и надвигание на песчано-сланцевые породы горно-алтайской серии. Такова возможная модель формирования покровно-чешуйчатой структуры центральной части Горного Алтая.

МОРФОЛОГО-КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОВРОВО-ЧЕШУЙЧАТЫХ СТРУКТУР ЮГО-ВОСТОЧНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ ГОРНОГО АЛТАЯ

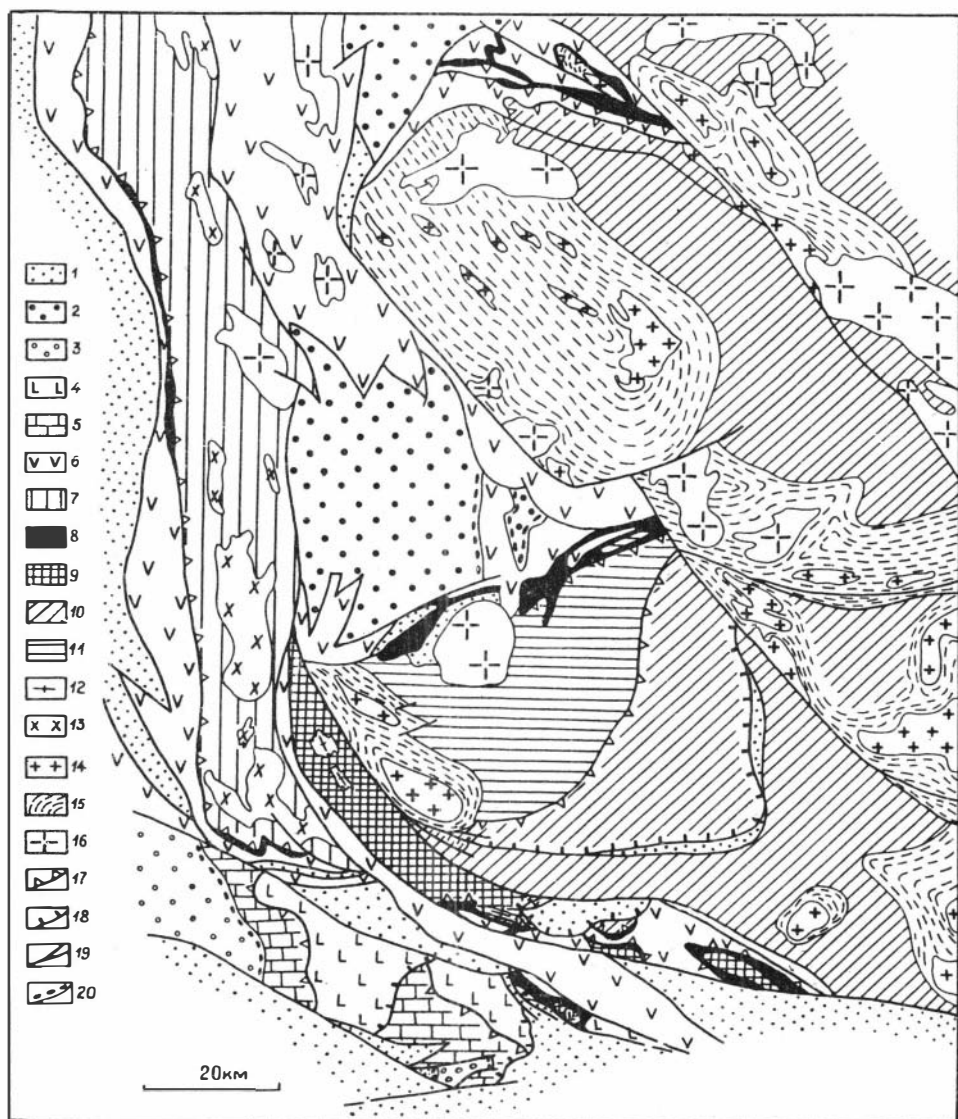
В юго-восточной и восточной частях Горного Алтая отчетливо проявлены многочисленные покровы и сопровождающие их меланжи и олисто-стромовые образования (рис. 13). Особенно сложная структура наблюдается в Курайской зоне. В ее западной части, в Баратальском блоке, отчетливо выделяются две крупные структурные единицы: Баратальский кремнисто-карбонатный покров и Арыджанская чешуйчатая структура. Породы этих структур часто меланжированы, сложно дислоцированы и разделены на разновеликие пластины, которые особенно четко выражены в зоне их контакта.

Покровно-чешуйчатая структура Баратальского блока по взбросо-сдвигу граничит с Балхашской системой пластин, которая перекрыта в различных частях Телецким, Курайским и Артлашско-Башкаусским покровами.

Баратальский кремнисто-карбонатный покров

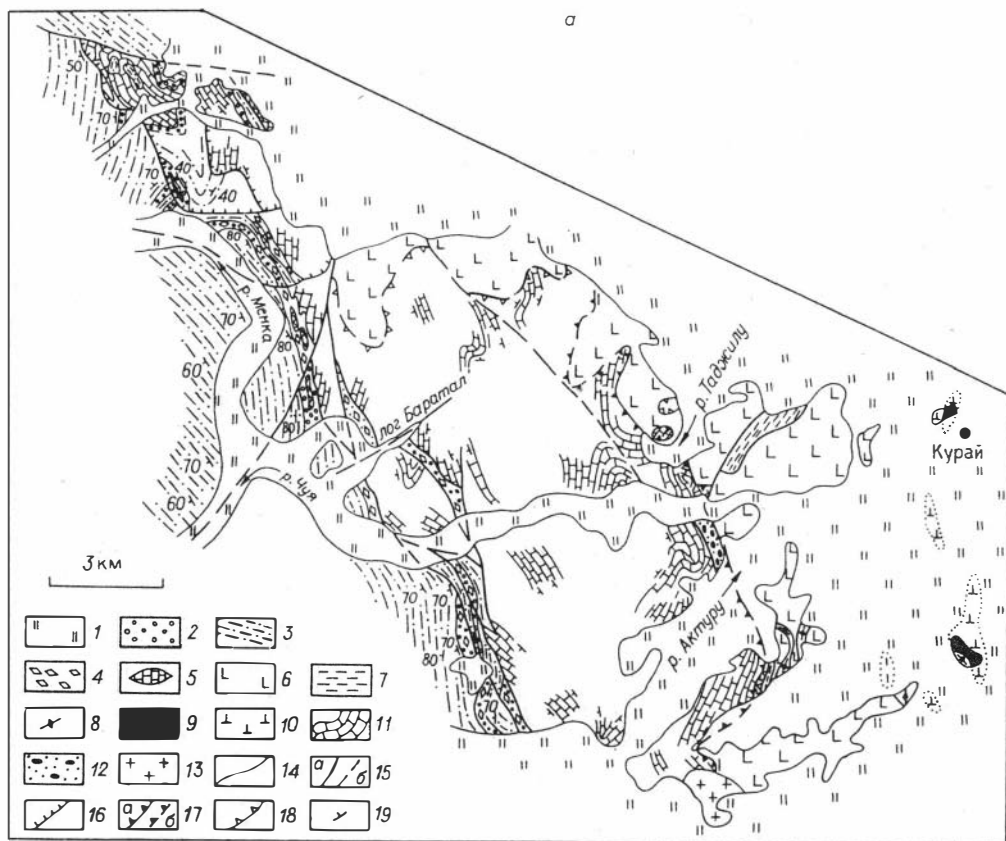
Баратальский покров занимает юго-западную часть одноименного блока (рис. 14). Покров сложен верхнерифейско(?) -раннекембрийскими кремнисто-карбонатными образованиями баратальской свиты. Она состоит из серых, темно-серых и черных слоистых и массивных мраморизованных известняков, содержащих линзы и прослои темноцветных массивных и тонкослоистых силицилитов, а также редкие прослои туфов основного состава. Иногда среди известняков встречаются послойные тела полнокристаллических пород, представляющих собой или силы диабазов, или раскристаллизованные лавы базальтов. Слои кремнисто-карбонатных пород собраны преимущественно в крупные брахиформные складки субширотного простирания. Местами породы разделены складчатыми надвигами на пластины вблизи подошвы покрова.

В левобережье р. Актуру в подошве Баратальского покрова выявлена пластина полимиктовой олистостромы [Берзин и др., 1988]. В ней преобладают крупные олистолиты длиной до первых десятков метров. Они образуют обычно плотные скопления с незначительной ролью тектонизированного матрикса. Олистолиты представлены в основном эффузивами, туфами, туффитами, силицилитами и разнообразными известняками (в том числе с водорослевой проблематикой). Аналогичные породы широко прослеживаются в вулканогенно-осадочном и вулканогенном комплексах пород. Встречаются также блоки карбонатных и кремнисто-карбонатных отложений, сходных с баратальскими. Матрикс олистостромы песчано-глинистый, преимущественно известковистый. В олистостромовой толще встречаются горизонты, слабо насыщенные крупноглыбовым материалом. Они сложены пере-



Р и с. 13. Схема расположения основных структурных элементов в юго-восточной и восточной частях Горного Алтая.

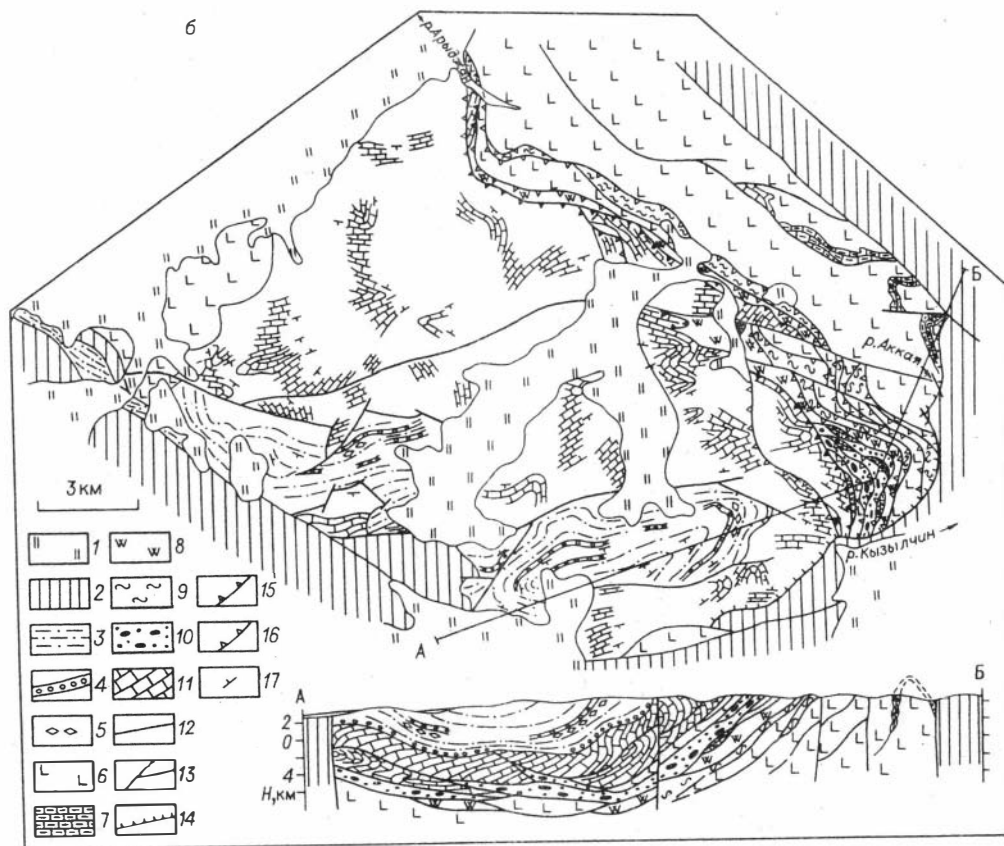
1 — неавтохтон каледонской покровно-чешуйчатой структуры, сложенный девонскими осадочно-вулканогенными образованиями; 2–6 — структурные элементы ранних каледонид (2 — ордовикско-силурийские вулканогенно-массовые образования Улаганской и Еринатской впадин, 3 — средне-верхнекембрийские грубообломочные толщи краевой части Ануйско-Чуйского прогиба, 4 — венд-нижекембрийские осадочно-вулканогенные образования Арыд-жанской чешуйчатой структуры, 5 — верхнерифейско(?)—раннекембрийская кремнисто-карбонатная толща Баратальского покрова, 6 — венд-среднекембрийский комплекс пород Уйменско-Лебедской зоны); 7–15 — структурные элементы поздних каледонид Холзунской (Телецкой) зоны (7 — венд-нижекембрийские зеленые сланцы по вулканогенно-терригенным породам, мраморы и кварциты Телецкого покрова, 8 — офиолиты (серпентинитовые меланжи, пластины массивных гипербазитов, габбро, габбродиабазов, диабазов), 9 — кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, реже мраморы и кремнистые сланцы по венд-нижекембрийским образованиям, слагающие Курайский покров, 10 — ниже-среднекембрийские флишионные туфогенно-песчано-сланцевые толщи, 11 — венд-нижекембрийские метаосадочно-вулканогенные и песчано-сланцевые породы, 12–14 — раннепалеозойские магматические образования различной глубинности (12 — автохтонные плагиограниты — гнейсы (мигматиты) абиссальной зоны, локализирующиеся в породах эпидит-амфиболитовой фации метаморфизма Курайского покрова. 13 — автохтонные порфириновые граниты мезо-биссальной зоны, локализирующиеся в породах зеленосланцевой фации метаморфизма Телецкого покрова, 14 — аллохтонные гранитоиды гипабиссальной зоны, локализирующиеся среди слабоизмененных пород); 15 — зоны контактовых ореолов вокруг аллохтонных гранитоидов; 16 — средне-верхнепалеозойские граниты; 17 — додевонские складчатые надвиги; 18, 19 — позднепалеозойско-мезозойские разломы (18 — взбросо-надвиги и надвиги, 19 — региональные взбросо-сдвиги); 20 — стратиграфические границы.



слаивающимися полимиктовыми песчаниками, карбонатно-глинистыми сланцами и известняками, образующими тонкие (в несколько сантиметров) будинированные прослойки. В песчаниках и сланцах местами встречаются сравнительно хорошо окатанные гальки мраморизованных известняков, доломитов, миндалекаменных андезитов-базальтов, диабазовых порфиритов и диабазов.

Контакт между кремнисто-карбонатной толщей и породами Арыджанской чешуйчатой структуры детально изучался на четырех участках: на левобережье р. Кызыл-Чин; на правобережье р. Актуру; на левобережье р. Чуя ниже устья р. Актуру; в нижнем течении р. Таджили.

Первый участок представляет собой местность, на которой, по мнению некоторых геологов [Зыбин, 1967; Зыбин, Сергеев, 1978; Дергунов, 1967; и др.], верхнерифейско-нижнекембрийская арыджанская свита согласно перекрывает рифейскую баратайскую. При этом оговаривается, что контакт между ними на большом протяжении залечен вторичными кварцитами, слагающими широкие поля. Наши исследования [Берзин и др., 1988] показали, что в поля вторичных кварцитов были включены пластины как силицитов, так и существенно кремнисто-обломочной олистостромы (рис. 15), которые расположены на границе между двумя указанными свитами. При этом кремнисто-карбонатная баратайская толща находится гипсометрически выше и залегает в форме покрова. Основание покрова здесь расчленено и представлено различными по мощности пластинами и линзами кремнисто-карбонатных пород, которые сильно раздроблены, ожелезнены и пронизаны жилами и прожилками кварца. Ограничивающие их надвиги погружаются на запад. Возможно, останцом основного тела покрова являются под-



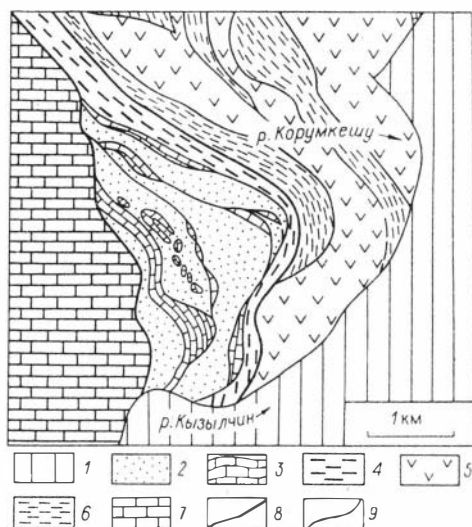
Р и с. 14. Схемы геологического строения западной (а) и восточной (б) частей Баратальского блока.

а: 1 — неоген-четвертичные отложения, 2–5 — грубообломочная толща среднего — верхнего кембрия (2 — конгломераты, 3 — флишиодные песчано-сланцевые отложения, 4 — мелкие олистолиты силицилитов и карбонатных пород, 5 — крупные олистоплаки карбонатных пород); 6–10 — Арзджанская чешуйчатая структура (6 — венд-нижнекембрийские вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования, 7 — венд-нижнекембрийские осадочные образования, 8 — гранатовые амфиболиты и амфиболиты, 9, 10 — серпентинитовый меланж (9 — закартированный, 10 — выявленный геофизическими методами)); 11 — верхнерифейско(?)-раннекембрийская кремнисто-карбонатная толща Баратальского покрова; 12 — среднекембрийская полимиктовая олистострома в основании Баратальского покрова; 13 — граниты; 14 — литологические границы; 15, 16 — позднепалеозойско-мезозойские разломы (15 — взбросо-сдвиги (а — выявленные, б — предполагаемые), 16 — взбросо-надвиги и надвиги); 17, 18 — среднекембрийские надвиги (17 — фронтальный надвиг Баратальского покрова (а — выявленный, б — предполагаемый), 18 — прочие); 19 — элементы залегания слоистости.

б: 1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — девонские образования; 3–5 — грубообломочная толща среднего — верхнего кембрия (3 — флишиодные песчано-сланцевые отложения, 4 — конгломераты, 5 — мелкие олистолиты силицилитов и карбонатных пород); 6–9 — Арзджанская чешуйчатая структура (6, 7 — венд-нижнекембрийские толщи (6 — вулканогенная и вулканогенно-осадочная, 7 — карбонатная), 8 — силицилиты, 9 — метаморфические сланцы); 10 — кремнисто-обломочная олистострома верхов раннего кембрия; 11 — верхнерифейско(?)-раннекембрийские кремнисто-карбонатные образования Баратальского покрова; 12 — литологические границы; 13, 14 — позднепалеозойско-мезозойские разломы (13 — взбросо-сдвиги, 14 — взбросо-надвиги); 15, 16 — среднекембрийские надвиги (15 — фронтальное ограничение Баратальского покрова, 16 — прочие); 17 — элементы залегания слоистости.

ковообразные по форме выходы известняка, расположенные в 0,5 км восточнее его фронтального надвига. Подошва предполагаемого останца насыщена жилами кварца.

Наклон пластин и линз, как и наклон фронтального надвига Баратальского покрова, в целом пологий. Наблюдается отчетливая корреляция форм рельефа с конфигурацией границ покрова. Выше был упомянут (см. рис. 15) подковообразный останец известняков, расположенный на западном склоне возвышенности к востоку от полосы развития основного тела



Р и с. 15. Схема геологического строения юго-восточной части Баратальского блока в районе фермы Сагалак (составлена совместно с Н.А. Берзиным и Ч.Б. Борукаевым).

1 — девонские образования; 2 — кремнисто-обломочная олистострома верхов нижнего кембрия; 3 — венд-нижнекембрийские вулканогенно-карбонатные породы; 4 — силлициты; 5 — преимущественно вулканогенные венд-нижнекембрийские образования; 6 — метаморфические сланцы; 7 — верхнерифейско(?)-раннекембрийская кремнисто-карбонатная толща Баратальского покрова; 8 — разломы, ограничивающие пакет пластин с олистостромой и силлицитами; 9 — прочие разломы.

покрова и подстилающей его пластины из карбонатно-вулканогенных пород. Вокруг него картируются еще несколько небольших изометричных останцов известняков, площадь каждого из которых составляет несколько квадратных метров. Останцы залегают непос-

редственно на олиостромовой толще. Если принять вариант, что они принадлежат основному телу покрова, то поверхность его фронтального надвига окажется субгоризонтальной. Во втором случае, т.е. если известняки относятся к карбонатно-вулканогенной пластине, то она погружается в данном месте под углами $25-30^\circ$ к западу под Баратальский покров.

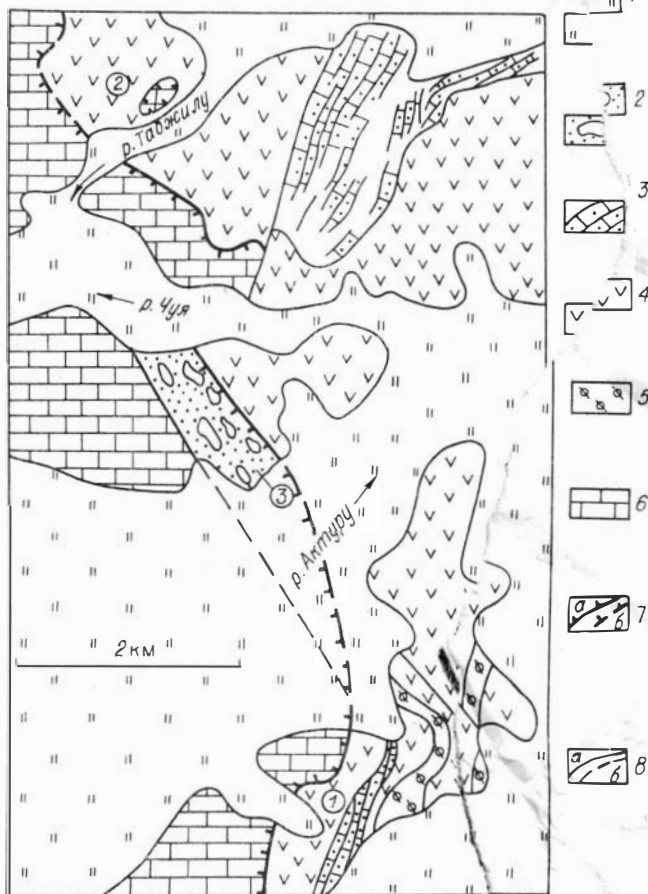
На втором участке (рис. 16) кремнисто-карбонатная толща Баратальского покрова моноклинально погружается на северо-запад под углами 60—70°. В подошве покрова породы тектонизированы. При приближении к подошве плитчатые и массивные известняки сначала испытывают брекчирование, а затем превращаются в тонкополосчатые карбонатные сланцы с включениями дробленных силицилитов. Суммарная мощность тектонизированных пород достигает первых десятков метров. Они погружаются на запад под углом 60°, что, вероятно, соответствует элементам залегания фронтального надвига основного тела покрова. Под надвигом развит пакет чешуй, принадлежащий Арыджанской структуре. Чешуи, а также слои в них круто погружаются под основное тело Баратальского покрова и простираются в северо-восточных румбах. Угол их отклонения от простираения подошвы достигает 20°.

На третьем участке (см. рис. 16) в левобережье р. Чуи ниже устья р. Актуру Баратальский покров подстилается пластиной полимиктовой олистостромы. Слои в нем на границе с олистостромовой толщей в одних местах простираются вдоль разлома, в других срезаются им. Разлом между олистостромовой толщей и осадочно-вулканогенным комплексом подчеркнут интенсивной сланцеватостью, будинированием и мелкими складчатыми деформациями.

Структурное положение грубообломочных пород и состав обломков не позволяют считать их переходной пачкой между осадочно-вулканогенным и лежащим выше кремнисто-карбонатным комплексами пород, как это предполагали Н.И. Гусев и Е.А. Киселев [1988]. Они явно имеют здесь разломные ограничения и содержат олистолиты известняков и силицилитов баратальского облика.

Р и с. 16. Схема геологического строения западной части Баратальского блока в бассейнах рек Актур, Чуя, Таджилу (составлена совместно с Н.А. Берзиным и Ч.Б. Бо-рукаевым).

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — олистострома; 3 — переслаивание олистостромоподобных образований, мергелей и карбонатных пород; 4 — нерасчлененные вулканогенные и вулканогенно-осадочные венд-кембрийские образования; 5 — гранатовые амфиболиты и амфиболиты; 6 — верхне-рифейско(?)—раннекембрийская кремнисто-карбонатная толща Баратальского покрова; 7 — его фронтальный надвиг и 8 — прочие разломы (7, 8 — а — выявленные, б — предполагаемые); Цифры в кружках — номера участков: 1 — правобережье р. Актур, 2 — нижнее течение р. Таджилу, 3 — левобережье р. Чуя ниже устья р. Актур.



пад, а на крыльях угол ее наклона достигает $60-70^\circ$. Пологое залегание поверхности надвига в сводовой части складки подчеркивается наличием небольшого останца в поле распространения комплекса пород Арыджанской структуры. Останец расположен на правом берегу р. Таджилу в 1,5 км выше устья. Его размер 100×300 м. Останец сложен темно-серыми массивными известняками, которые разбиты несколькими системами трещин. Одна из них, наиболее четко выраженная, полого наклонена согласно подошве останца на запад в сторону основного тела Баратальского покрова.

Баратальский покров налагает на различные элементы Арыджанской чешуйчатой структуры (см. рис. 14).

Арыджанская чешуйчатая структура

Структура сложена в основном венд-нижнекембрийскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными толщами, различные сочетания которых обычно выделяются под названием арыджанской (актуринской) и сагалакской свит. В современной структуре перечисленные комплексы пород чаще всего отделены разломами и интенсивно тектонизированы. Кроме этого, в строении чешуйчатой структуры участвуют раннекембрийские олистостромы, метаморфические породы и ультрабазиты.

Вулканогенная толща представлена в основном темно-серыми и серо-зелеными регионально метаморфизованными в низкотемпературной стадии зеленосланцевой фации подушечными и вариолитовыми лавами основного состава, редко покровами миндалекаменных андезитов, туфами раз-

с собой, состава, диабазами и габбродиабазами. Последние представляют собой как раскристаллизованные излившиеся эффузивы, так и комагматичные дайково-силловые тела.

Среди магматических пород комплекса встречаются прослои и линзы сланцев, ланцев, песчаников, темно-серых и серых обломочных, пелитоморфизованных известняков и доломитов, черных и серых, редко зеленых силицилитов.

Вулканогенно-осадочная толща сложена преимущественно темно-серыми, иногда красноватыми слоистыми и массивными мраморизованными известняками, переслаивающимися с зелено-серыми хлоритизированными сланцеватыми песчаниками (редко граувакковыми), силицилитами и вулканическими породами, аналогичными описанным выше.

В толще арыджанской, сагалакской свит и диабазы дайково-силловых комплексов по петрохимическим и геохимическим особенностям относятся к вулканическим и субщелочным базальтам, которые формировались в р. 1987; Гусев, 1985, 1988].

Осадочная толща сложена переслаивающимися олистостромоподобными мергелями и глинами, конгломератами, гравелитами, песчаниками, сланцами, и среднего состава известняками. В обломках присутствуют эффузивы основного и кислого состава, силицилиты, кварц и карбонатные породы. Вмещающие породы представлены обычно вулканомиктовыми песчаниками и туфами.

Олистостромы состоят в основном из продуктов разрушения кремнистых пород. Матрикс представлен мономиктовыми гравелитами. Обломки встречаются в основном серые, реже красные. Иногда встречаются также обломки красных эффузивов. В небольшом количестве присутствуют фрагменты измененных в среднеосновного состава, карбонатных и тонкослоистых глинисто-карбонатных пород. Цемент некоторых моно-, а также полимиктовых гравелитов и брекчий кремнистый, глинисто- и карбонатно-кремнистый. Характерно развитие бурого железняка за счет карбонатных пород как цемента, так и обломков.

Среди гравелитов и брекчий встречаются разрозненные олистолиты кремнистых, а в единичных случаях и карбонатных пород. Кремнистые олистолиты представлены в основном черными и серыми силицилитами, редко красными яшмами. Форма их продолговато-овальная, размер в поперечнике достигает нескольких десятков метров. Олистолиты четко выражены в рельефе в виде небольших бугров. Обломочный материал таких олистостром мог быть образован при разрушении вулканогенно-осадочной толщи, содержащей большое количество силицилитов.

Метаморфические породы представлены зелеными сланцами, амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, эклогитами, образованными за счет венд-нижнекембрийских вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.

Ультрабазиты участвуют в строении меланжей или слагают массивные пластины. В меланжах они преобразованы в серпентинитовые сланцы, в которые заключены среди прочих и блоки массивных серпентинитов. В пластинах встречаются наряду с массивными серпентинитами и слабо измененные гарцбургиты.

Пространственное расположение перечисленных образований в покровно-чешуйчатой структуре Баратальского блока дано на рис. 14. В западной его части (см. рис. 14,а) в строении Арыджанской структуры участвуют почти все перечисленные выше комплексы пород, кроме кремнисто-обломочной олистостромы.

Вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы местами интенсивно тектонизированы и слагают разновеликие пластины, которые деформированы в простые крупные складки субширотного простирания. Внутренняя структура в них различна и чаще всего дисконформна ограничениям. Встречаются и моноклинальные структуры, характерные для осадочно-вулканогенного комплекса в бассейне р.Таджилю. Среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород наблюдаются пластины кристаллических сланцев, которые принадлежат в большей мере к группе гранатовых амфиболитов и амфиболитов.

Так, в правобережье р.Актур вулканогенные амфиболиты образуют две невыдержанные по мощности пластины, мощность которых меняется по простиранию от 50 до 250 м. Пластины в основном погружаются на запад под углами 70—80°. Породы в них интенсивно диафторированы и меланжированы. Местами в них обнаруживается обломочная текстура, выраженная блоками гранатовых амфиболитов, которые заключены среди зеленосланцевых диафторитов.

Для слабо измененных разновидностей кристаллических сланцев характерны гранаты зонального строения и пойкилитовой структуры с включением кварца, амфибола, сфена. Наличие в них будин силицитов позволяет считать гранатовые амфиболиты продуктом метаморфизма вулканогенной толщи.

Метаморфические породы более разнообразного состава встречены к югу от пос. Курай, на левобережье р.Чуя. Здесь они выходят в двух разобщенных четвертичными отложениями местах и, вероятно, принадлежат одной пластине, ширина выхода достигает 1,5 км. С юго-запада метаморфиты граничат с вулканогенно-осадочной толщей, а с северо-востока — с серпентинитовым меланжем. Мы наиболее детально изучали метаморфические породы вблизи серпентинитов. Здесь они сами образуют меланжевую зону мощностью до 250 м. В ее строении принимают участие блоки (размерами до нескольких метров) серпентинизированных пироксен-оливиновых порфиринов (пикритовых лав?), диафторированных гранатовых амфиболитов, амфиболитов, эклогитоподобных пород. В матриксе находятся серпентинитовые сланцы и милониты по метаморфическим породам и базальтам.

Серпентинитовый меланж состоит из рассланцованных серпентинитов, в которые заключены глыбы размерами до первых метров массивных серпентинитов (антигоритов) и светло-серых скрытокристаллических родингитов, состоящих преимущественно из граната (до 80 %) и пироксена. Судя по отдельным выходам пород и геофизическим данным [Гусев, Киселев, 1988], тела серпентинитов протягиваются в субмеридиальном направлении, что согласуется с общим простиранием Арыджанской чешуйчатой структуры и фронтальным ограничением кремнисто-карбонатного Баратальского покрова.

В восточной части блока (см. рис. 14,б) Арыджанская чешуйчатая структура в нижней части представлена крупной пластиной, сложенной вулканогенной и вулканогенно-осадочной толщами общей мощностью более 1,5 км. Они погружаются моноклинально на север и северо-восток под углами 50—70°. Нижнюю часть разреза пластины слагает вулканогенная толща, мощность которой превышает 1 км. В среднем течении р. Аккая она постепенно наращивается осадочно-вулканогенными породами, которые местами интенсивно нарушены разломами Чаган-Узунской системы и деформированы в складки. При этом тела карбонатных пород или будинированы, или образуют невыдержанные по мощности прослои с пережимами.

В восточной части блока Арыджанская структура в верхней части состоит из пакета чешуй (см. рис. 14,б), который прослеживается в севе-

ро-западном направлении на расстояние более 20 км вдоль фронтального ограничения кремнисто-карбонатного Баратальского покрова. В строении пакета принимают участие пластины меланжированных и рассланцованных пород вулканогенно-осадочного и вулканогенного состава, а также зеленых метаморфических сланцев, силицилитов и олистостром. Пластины повсеместно погружаются на юго-запад под Баратальский покров. Их углы наклона составляют 30—70°.

Наибольшая мощность пакета пластин в левом борту р. Кызыл-Чин в районе фермы Сагалак превышает 2 км (см. рис. 15). Здесь непосредственно над чередующимися пластинами вулканогенных и метаморфических пород (зеленых сланцев) залегает пластина силицилитов, состоящая из пестрых по окраске массивных и тонкополосчатых силицилитов, испытавших местами вторичную перекристаллизацию, они осветлены и превращены в микрокварциты. Среди силицилитов встречаются единичные линзы известняков. Ширина выхода пластины достигает 300 м и при пологом ее залегании мощность, по-видимому, не менее 100—150 м.

Над силицилитами наблюдается тектоническое чередование пластин и линз с различным набором пород. Одни из них представлены в основном олистостромами, другие — серыми известняками, ассоциирующимися местами с эффузивами основного состава. Границы между этими двумя комплексами пород всегда резкие разломные, какие-либо переходные литологические разности не обнаружены. Максимальная мощность олистостромовой толщи в пределах одной пластины — 300 м. Пакет пластин в направлении бассейна р. Арыджан постепенно сокращается по мощности и из него, по-видимому, исчезают тела олистостром.

Зеленые кристаллические сланцы образованы за счет пород вулканогенной толщи.

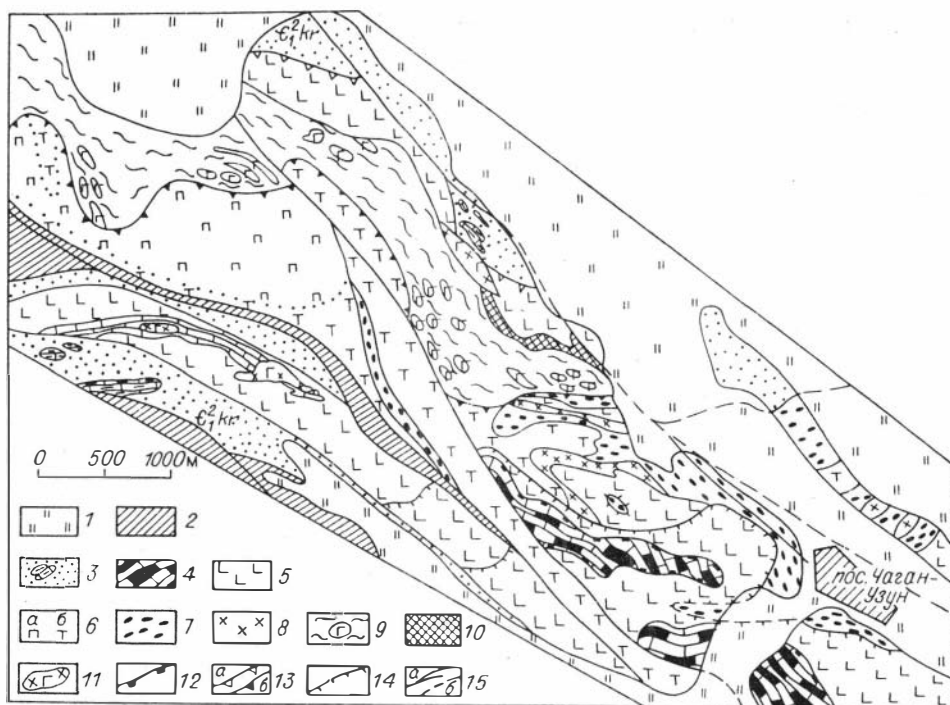
Метавулканиты представлены хлорит-кварц-эпидот-актинолитовыми и хлорит-эпидот-актинолитовыми сланцами (со структурами и текстурами вулканогенных пород), содержащими прослои кварц-хлорит-серицитовых, кварц-эпидотовых и кварц-эпидот-актинолитовых сланцев (с реликтами метаалевролитов, песчаников и туфов) и редкие линзы мраморизованных известняков и силицилитов.

Вблизи пос. Чаган-Узун на левом берегу р. Чуя наблюдался следующий разрез Арыджанской структуры (рис. 17) (сверху вниз):

1. Кремнисто-карбонатный Баратальский покров, образующий несколько деформированных в складки выходов. Его видимая мощность — до первых сотен метров. В основании покрова развита зона меланжа, состоящая из зеленосланцевого матрикса, в котором заключены мелкие обломки и глыбы известняков и силицилитов.

2. Пластина вулканогенной толщи, породы которой подвержены интенсивному рассланцеванию, будинированию, разлинзованию. Мощность ее — первые сотни метров.

3. Пластины Чаган-Узунского массива общей мощностью до 3 км. Верхняя пластина сложена ультрабазитами, представленными в верхней части слабо серпентинизированными гарцбургитами, в нижней — массивными серпентинитами. В основании пластины расположен серпентинитовый меланж с включениями глыб известняков, базальтов, силицилитов, амфиболитов, гранатовых амфиболитов, эклогитов и чешуй, состоящих из зонально-метаморфизованных пород. Мощность чешуй достигает 300 м. На этом расстоянии наблюдаются постепенные переходы от эклогитов и гранатовых амфиболитов через амфиболиты в базальты зеленосланцевой фации метаморфизма, среди которых прослеживаются линзы и будины силицилитов и прослои черных сланцев [Добрецов и др., 1991].



Р и с. 17. Схема геологического строения габбро-гипербазитового Чаган-Узунского массива (составлена Н.Л. Добрецовым и М.М. Бусловым с использованием материалов П.П. Кузнецова [1980]).

1, 2 — неоген-четвертичные (1) и осадочно-вулканогенные девонские (2) отложения; 3 — курайская свита (турбиниты, известняки) раннего кембрия; 4 — фрагмент кремнисто-карбонатного Баратальского покрова; 5 — арьджанская свита (сланцы, мраморы) венда — раннего кембрия; 6—10 — Чаган-Узунские офиолиты (6—8 — верхняя пластина: слабо измененные перидотиты (ба), массивные серпентиниты (бб), серпентинитовый меланж (7), гранатопые амфиболиты и эклогиты (8)); 9, 10 — нижняя пластина (серпентиниты и серпентинитовый меланж с включениями габброидиабазов, родингитов (9) и осадочно-базальтовая толща с амфиболитами в метаморфической подошве (10)); 11 — дайки девонских габброидиабазов; 12 — подошва Баратальского покрова; 13 — подошвы пластин Чаган-Узунских офиолитов (нижние (а) и верхние (б)); 14 — прочие надвиги; 15 — взбросо-сдвиги (а — выявленные, б — предполагаемые).

Нижняя пластина состоит из массивных и сланцеватых серпентинитов, которые содержат будинированные и деформированные дайки габбро, габброидиабазов и диабазов. Кайма и выклинивающиеся зоны этих тел сложены родингитами. Перечисленные породы по простираию на восток в правом борту р. Чуя превращены в меланж, который перекрыт здесь меланжем верхней пластины. Судя по всему, в этом направлении происходит выклинивание габброультрабазитов Чаган-Узунской чешуйчатой структуры. Нижняя пластина через зону меланжа налегает на верхние члены первоначального офиолитового разреза: вулканогенные породы, пронизанные диабазами дайково-силлового комплекса. На контакте четко выражена метаморфическая подошва, сложенная безгранатовыми амфиболитами. Ее мощность достигает первых сотен метров.

Весь комплекс пород верхней пластины, включая эклогиты и гранатопые амфиболиты, соответствует высоким давлениям (7—9 кбар), а нижней пластины, содержащей метагаббро, родингиты, безгранатопые амфиболиты, — низким давлениям (2—3 кбар). Можно считать [Добрецов и др., 1991], что верхняя пластина с эклогитами в меланже представляет субдукционный комплекс (висячий блок субдукции?), а амфиболиты в подошве нижней пластины были сформированы при надвигании горячих амфиболитов на базальты океанического ложа по модели, которая предполагается для офиолитов Омана и других аналогичных случаев [Nikolas, 1989]. К

субдукционным породам относятся также гранатовые амфиболиты, амфиболиты и эклогитоподобные породы из левобережья р. Чуя. Характерно, что субдукционные породы (амфиболиты левобережья р. Чуя), а также гипербазиты Чаган-Узунского массива прорваны деформированными дайками габбродиабазов, габбро и диабазов. Близкие соотношения наблюдаются и в Теректинской чешуйчатой структуре. Вероятно, в обоих случаях происходили одинаковые процессы формирования сутурной зоны: субдукция — формирование аккреционного клина — “закупоривание” его — приращение субдукционных комплексов пород к островной дуге — инъецирование их дайками габбродиабазов — диафторез и покровно-складчатые деформации пород. Вероятно, часть пород при увеличении мощности шовных структур в зонах максимального тектонического сжатия регионально метаморфизуется с формированием гранитно-гнейсовых куполов (Кайтанакско-Теректинская покровно-чешуйчатая структура) и (или) зеленых кристаллических сланцев (Баратальско-Арыджанская покровно-чешуйчатая структура). В дальнейшем они вовлекаются в покровно-складчатые деформации и в современной структуре в форме пластин чередуются с фрагментами офиолитов и субдукционных комплексов.

Балхашская чешуйчатая структура

Структура расположена преимущественно на южных склонах хорошо обнаженного Курайского хребта (рис. 18), основные черты стратиграфии и магматизма которого освещены во многих работах [Дергунов, 1967; Зыбин, 1967; Скуридин, 1964; и др.]. Широко развитые здесь надвиговые поверхности залегают часто субпараллельно слоистости контактирующих пород. Такие взаимоотношения некоторые исследователи трактуют как согласные стратиграфические. Послойные тектонические контакты наблюдались между вендской балхашской и ниже-среднекембрийской тыдтуярыкской свитами в бассейне р. Тыдтуярык и подсвитами каянчинской свиты в бассейнах рек Сухой и Мокрый Тыдтугем. В первом случае о его тектонической природе свидетельствует опрокинутое залегание более молодых слоев тыдтуярыкской свиты над плоскостью надвига, выраженного рассланцеванием пород. Во втором случае картируется местами срезание надвигами под острым углом слоев верхней подсвиты каянчинской свиты [Буслов, 1987а].

В строении Балхашской структуры участвуют комплексы расслоенных интрузий габбропироксенитового состава, массивных интрузий габбродиабазов, параллельных даек и дайкосиллов, вендские эффузивно-туфогенные образования (балхашская свита по В.А. Зыбину [1967]; нижняя подсвита каянчинской свиты по А.Б. Дергунову [1967]) и нижекембрийские карбонатно-туфогенно-черносланцевые турбидиты. Перечисленные комплексы пород рассматриваются как островодужные офиолиты, перекрытые чехлом турбидитов. Лавы, магматические породы из комплексов параллельных даек и дайкосиллов по составу отвечают толеитовым базальтам и, что особенно важно, бонинитам [Добрецов и др., 1991; Симонов, Кузнецов, 1991]. Средние значения основных показателей бонинитов таковы, %: SiO_2 — 54,64; MgO — 10,22; TiO_2 — 0,27; Cr — 893 г/т. Офиолиты и нижекембрийские турбидиты чередуются в разрезе с пластинами ниже-среднекембрийских турбидитов известняково-грауваккового (курайская свита) и туфогенно-терригенного (тыдтуярыкская свита) составов. Кроме этого выявлено, что карбонатные породы в верховьях рек Тыдтуярык и Янтерек, относимые к тыдтуярыкской свите, также слагают самостоятельную пластину.

Расслоенный мештуярыкский комплекс сложен крупнокристаллическими, иногда с кумулятивной структурой клинопироксенитами, “нижними”

среднекристаллическими, местами полосчатыми габбро, верлитами и серпентинитами. Перечисленные породы прорваны дайками плагиогранитов, с которыми часто образуют магматическую брекчию. Ограничения комплекса надвиговые.

Массивные интрузии габбродиабазов представляют собой, по-видимому, переходные образования между расслоенным комплексом и комплексом параллельных даек. Они также прорваны плагиогранитами, а местами и кварцевыми порфирами. В левобережье урочища Куяхтонар в осевой части Курайского хребта видны соотношения массивных габбродиабазов с комплексом параллельных даек, которые можно трактовать как нормальные, т.е. не тектонические.

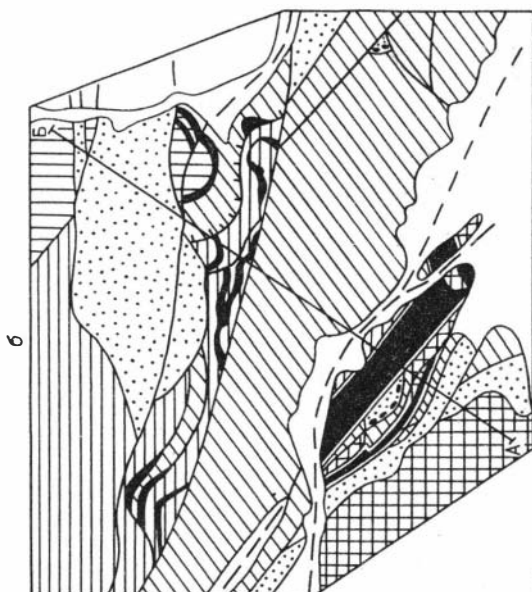
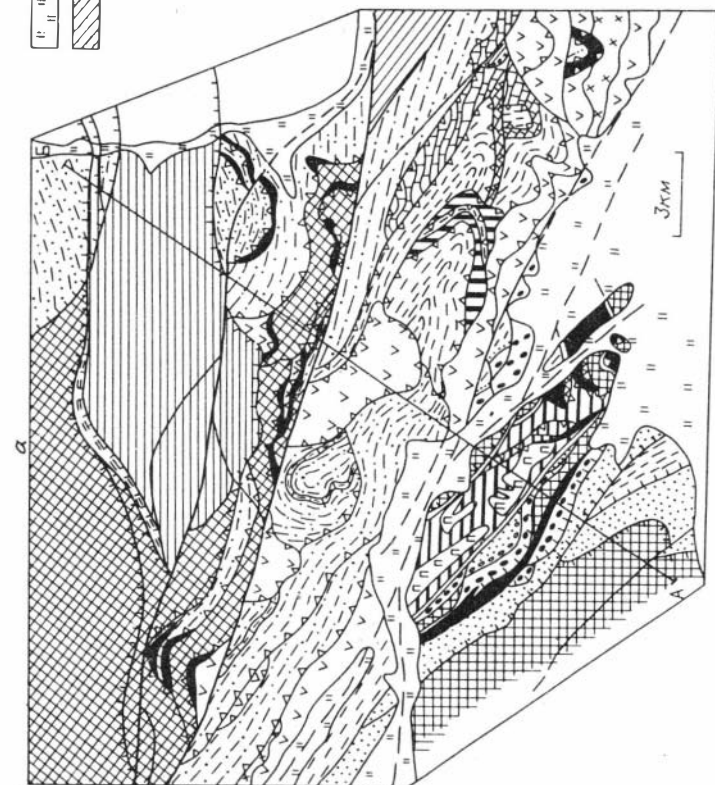
Комплекс параллельных даек отмечается во многих местах, но наиболее хорошо сохранился он в левом борту руч. Янтерек и в устьевой части руч. Балхаш. Они располагаются субперпендикулярно осадочно-вулканогенным породам. Дайки сложены габбро, диабазами, долеритовыми порфиритами и бонинитами. Мощность большинства из них составляет 60—90 см. Дайки бонинитов маломощные (около 50 см), зональные, с четкими зонами закалок и центром с крупными кристаллами пироксенов. В устье руч. Балхаш комплекс этих даек расположен между габбродиабазами и эффузивно-туфогенной толщей. Наблюдается обратная последовательность их залегания: габбродиабазы занимают более высокое гипсометрическое положение.

Эффузивно-туфогенная толща сложена массивными и подушечными лавами, лавобрекчиями толеитовых и бонинитовых порфиритов, их туфами, туфоконгломератами, суггучно-красными яшмами и известняками, редко песчаниками, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами.

Дайково-силловый комплекс широко развит среди пород эффузивно-туфогенной толщи и в параллельных дайках. Дайки и силлы являются, по-видимому, подводщими каналами для более поздних эффузивов балхашской свиты. В их составе развиты те же породы, что и в параллельных дайках. Местами дайково-силловые образования преобладают в разрезах и от комплекса параллельных даек и нижних частей эффузивно-туфогенного разреза остаются лишь небольшие изолированные пятна, как это наблюдается в устье руч. Балхаш.

Карбонатно-терригенно-черносланцевая турбидитовая толща имеет в своем составе переслаивающиеся углисто-глинистые, глинисто-кремнистые и глинистые сланцы, кварц-полевошпатовые песчаники, известковистые и вулканомиктовые гравелиты и конгломераты, туфогенные песчаники и туфы смешанного состава, известняки с четкими прослоями глинисто-кремнистого материала, редкие тела эффузивов различного состава. Толща подразделяется на две четко выраженные части: нижнюю, состоящую из средне- и крупноритмичных (первые десятки метров) пачек пород, и верхнюю. Низы нижней пачки сложены конгломератами, гравелитами, песчаниками и сланцами различного состава. Выше по разрезу в ритмах увеличивается роль карбонатно-кремнистого материала, который и венчает разрез нижней толщи прослоем мощностью в несколько десятков метров. Местами среди перечисленных образований встречаются редкие потоки лав и туфы. Верхняя часть толщи состоит в основном из углисто-глинистых сланцев, в которых расположены многочисленные и разнообразные по форме и мощности турбидитовые потоки грубообломочных пород.

Известняково-граувакковая и туфогенно-терригенная толщи характеризуются крупной ритмичной слоистостью. Известняково-граувакковая толща в нижней части разреза по руч. Балхаш представлена ритмами от песчаников до известняково-мергелистых пород, в верхней части — от олистом и валунных конгломератов до рифогенных археоциатово-онколито-



вых известняков. Археоциты принадлежат санаштыкгольскому горизонту нижнего кембрия [Дергунов, 1967; Зыбин, 1967]. Туфогенно-терригенная толща нормально стратиграфически дополняет известняково-граувакковую и состоит из глинисто-углистых сланцев, аркозовых и полимиктовых песчанников, гравелитов, конгломератов, туфов, реже лав основного и среднего состава.

В обломочном материале ниже-среднекембрийских образований широко представлены почти все разновидности пород островодужных офиолитов и их чехла ([Буслов, 1967] и наши новые данные).

Мощность горизонтов олистостром достигает первых десятков метров. Олистостры сложены полимиктовыми песчаниками, в которых хаотически разбросаны олистолиты в виде обособлений неправильной формы и линз. На водоразделе рек Балхаш — Мештуярк наблюдался олистолит миндалекаменного пироксенового порфирита. Олистолит имеет овальную форму со сглаженными углами и размером по длинной оси 1,2 м. Вокруг него расположены более мелкие угловатые обломки тех же эффузивов, а также серых известняков. В русле р. Балхаш расположены уплощенные олистолиты серых известняков с расщепленными концами. Они достигают по длине 0,8 м, ориентированы согласно слоистости вмещающих песчаников и локализируются в них в форме линз. Конгломераты и гравелиты характеризуются разнообразным составом обломков. Детальное петрографо-литологическое их изучение показало, что обломки по составу соответствуют или продуктам разрушения интрузивных венд-нижекембрийских вулканогенных и осадочных пород Балхашской структуры, или представлены продуктами внутрiformационного перемыва.

В обломках широко представлены следующие породы: эффузивы основного, среднего и реже кислого состава, кремнистые породы черного, зелено-го, серого и красного цвета, жильный кварц, серые и черные известняки (иногда с прослоями кремней), кварц-плагиоклазовые порфиристы, песчаники, габбродолериты, габбродиабазы, диориты, тоналиты и гранит-порфиры. Кроме того, встречаются окатыши известняков с археоцитами, конгломераты и гравелиты, а также пластинки песчаников и алевролитов, сорванные и переотложенные гравитационными потоками в бассейне осадконакопления граувакково-известняковой толщи. Ее основание не установлено. В устье р. Балхаш, для которого составлен наиболее полный разрез курайской свиты, грубообломочные породы и известняки согласно перекрываются

Р и с. 18. Схемы геологического строения (а) и расположения тектонических элементов поровно-чешуйчатой структуры (б) центральной части Курайской зоны.

а: 1 — нерасчлененные третично-четвертичные отложения; 2—4 — девонские образования (2 — нерасчлененные красноцветные вулканогенно-осадочные эйфельская аксайская свита и франская барбаргузинская свиты, 3 — черно-сланцевая живетская тащантинская свита Табошакской синклинали, 4 — частично красноцветная франская барбаргузинская свита Берт-Озекской грабен-синклинали); 5 — терригенно-карбонатные нижнесилурийские образования; 6 — флишиодная песчано-сланцевая толща нижнего — среднего кембрия (Холзунской (Телецкой) зоны); 7—9 — венд-среднекембрийские образования собственно Курайской зоны (7 — туфогенно-терригенная ниже-среднекембрийская тыштуярская свита (туфогенно-терригенная (а) и карбонатная (б) части), 8 — известняково-граувакковая нижекембрийская курайская свита, 9 — эффузивно-туфогенная венд-нижекембрийская балхашская свита (или нижняя подсвита каянчинской)); 10, 11 — карбонатно-терригенная венд-нижекембрийская толща (верхняя подсвита каянчинской свиты) (10 — преимущественно терригенные породы, 11 — крупные карбонатные тела); 12 — нерасчлененные вулканогенно-осадочные образования венда — нижнего кембрия арыджанской и сагалакской свит; 13 — амфиболиты, гнейсы и кристаллические сланцы курайского комплекса; 14 — серпентиниты, слагающие зоны меланжа; 15 — массивные серпентиниты (а) с глыбами слабоизмененных перидотитов (б) Чаган-Узунского массива; 16 — габбропироксениты мештуярского комплекса; 17 — габбродиориты венда — нижнего кембрия таджиклинского комплекса; 18 — разломы (а — додевонские деформированные надвиги, б — последевонские взбросо-надвиги и взбросы, в — последевонские взбросо-сдвиги); 19 — стратиграфические границы (а — согласная постепенная, б — несогласная с базальными конгломератами).

б: 1 — неавтохтон, сложенный девонскими образованиями; 2 — базальные конгломераты; 3 — Артлашко-Башкаузский покров; 4 — основное тело и пластины Курайского покрова; 5 — серпентинитовые меланжи и сланцы; 6 — Балхашская чешуйчатая структура; 7, 8 — Арыджанская чешуйчатая структура (7 — осадочно-вулканогенные толщи венда — нижнего кембрия, 8 — гипербазитовые пластины и меланжи Чаган-Узунского массива); 9 — последевонские разломы.

пачкой переслаивающихся туфов, песчаников, алевролитов. Они близки по составу и текстуре к образованиям тыдтуяркской свиты, развитой в верховьях р. Балхаш и в бассейне р. Тыдтуярк.

Вероятно, нижнюю часть разреза в устье р. Балхаш нужно относить к известково-граувакковой собственно курайской свите нижнего кембрия, а верхнюю — к низам ниже-среднекембрийской туфогенно-терригенной тыдтуяркской свиты. Переход между ними устанавливается постепенный стратиграфический.

Туфогенно-терригенная толща сложена углистыми и глинистыми алевролитами, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, реже прослоями диабазовых порфиров, серыми туфами, туфопесчаниками и туфогравелитами, туфами кислого состава. Для терригенных образований характерна четкая градационная слоистость.

Карбонатные породы представлены доломитизированными известняками и доломитами с редкими прослоями углистых сланцев. Выходы карбонатных пород ограничены надвиговыми поверхностями и не являются в настоящее время образованиями единого разреза с туфогенно-терригенной толщей.

Породы офиолитовой ассоциации подвержены зеленокаменному изменению. По вулканогенно-осадочным и магматическим породам развиваются минералы эпидот-хлоритовой группы. Пироксены часто замещены серпентином, амфиболом и хлоритом.

Ниже-среднекембрийские толщи не несут следов существенного метаморфизма. Лишь в принадвиговых зонах они катаклазированы и смяты с развитием метаморфических минералов зеленосланцевой фации.

Перечисленные характеристики состава, метаморфизма и взаимоотношения образований Балхашской системы пластин могут свидетельствовать о ее формировании из формаций единой палеотектонической зоны. Нижний ряд формаций представлен венд-нижекембрийскими офиолитами, перекрытыми туфогенно-терригенно-черносланцевыми турбидитами нижнего кембрия, а верхний сложен ниже-среднекембрийскими турбидитами, содержащими продукты разрушения пород нижнего ряда.

Балхашский пакет пластин к северу от пос. Чаган-Узун деформирован в общую синформную структуру с северо-западным простираанием осевой плоскости (см. рис. 18). Наиболее полно разрез представлен на замыкании складки в бассейне рек Балхаш, Тыдтуярк, Янтерек. Здесь снизу вверх выделяются следующие структурные единицы.

1. Нижняя пластина, состоящая из ниже-среднекембрийских турбидитов. Мощность пластины около 1,5 км. Она прослеживается лишь в юго-западном крыле синформы в основании Курайского хребта. В правом борту р. Балхаш турбидиты в опрокинутом залегании под углами в 40—50° срезаются надвиговой поверхностью, выше которой залегает туфогенно-эффузивная толща следующего пакета пластин.

2. Пакет пластин, сложенный массивными габбродиабазами, комплексами параллельных даек, дайкосиллов и туфогенно-эффузивными образованиями. Мощность пластин достигает 1 км.

3. Выше, в замковой части синформы, залегают туфогенно-терригенные турбидиты, которые разделены пластиной карбонатных пород, мощность которой меняется от первых десятков метров до 1,5—2 км. Мощность пластин турбидитов составляет 1—1,5 км.

4. Пакет чешуй габбро-пироксенитов, разделенных пластиной нижекембрийских черносланцевых турбидитов. Мощность чешуй магматических пород — до 1 км. Габбропироксениты нижней чешуи перекрывают образования пакетов пластин 2 и 3.

5. Пакет мощных, до 1,5—2 км, пластин карбонатно-терригенно-черносланцевых турбидитов. Он налегает на различные структурные элементы пакетов пластин 2—4.

6. Верхняя пластина мощностью 0,5—1 км, аналогичная по составу пакету пластин 2.

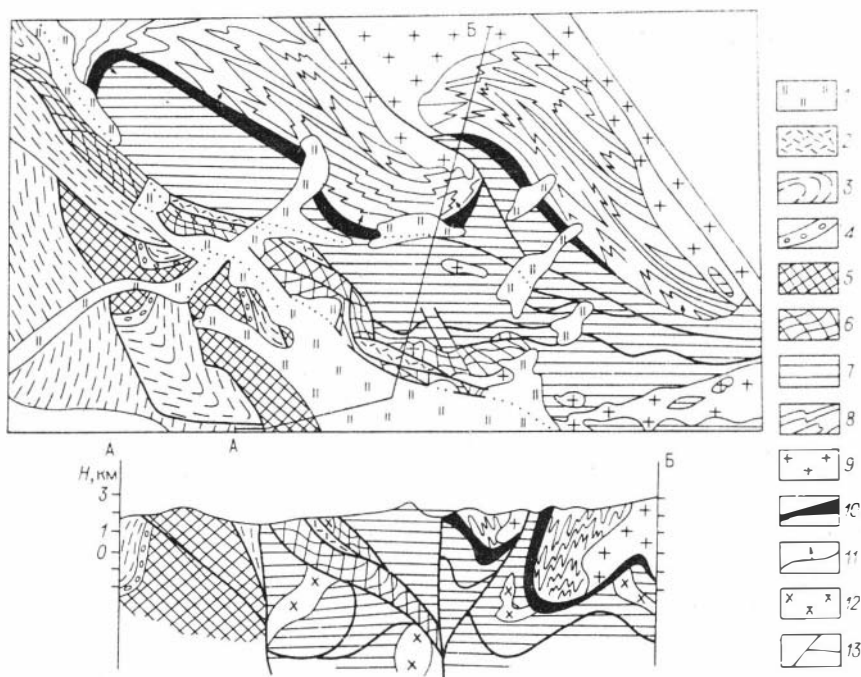
Общая мощность пакета пластин Балхашской структуры превышает 5—6 км. Складчатые поверхности надвигов, образующие ее, ранее рассматривались в зависимости от состава контактируемых пластин, в качестве стратиграфических или магматических контактов. Рассмотрим некоторые из них и те данные, которые позволяют выделять их как надвиги. Так, пологий контакт между венд-нижекембрийской балхашской свитой и залегающей “согласно” выше ниже-среднекембрийской тыдтуярынской свитой в бассейне р. Тыдтуярык устанавливается как надвиговой, так как по градационной слоистости в турбидитах нижнего — среднего кембрия определяется опрокинутое залегание. И в этом случае, если рассматривать весь разрез в качестве опрокинутого, а последовательность — как согласную стратиграфическую, то получается, что молодые толщи перекрыты более древними. Сама зона надвига выполнена рассланцованными и осветленными породами мощностью до нескольких метров. В других местах мощность таких зон достигает многих сотен метров. В левом борту устья руч. Куяхтанар наблюдался фрагмент соотношения магматических пород (габброидов), относимых к балхашской свите, с нижекембрийскими туфогенно-терригенно-черносланцевыми турбидитами. Более древние габброиды залегают гипсометрически ниже, а рассланцованные субпараллельно положому контакту нижекембрийские породы, на первый взгляд, нормально их дополняют. Детальное картирование элементов изоклиальной складчатости в турбидитах и соотношение их с прямолинейной линией контакта приводят к однозначному выводу в пользу его надвиговой природы. Близкая картина наблюдается и вдоль контактов кембрийской карбонатной пластины, которая долгое время рассматривалась как составная часть ниже-среднекембрийской тыдтуярынской свиты. Магматические образования мештуярынского комплекса, самые древние в Балхашской структуре, образуют в плане подковообразную структуру и контактируют с породами венда — нижнего кембрия и нижнего — среднего кембрия. Явно, что древние магматические породы могут входить в контакт с более молодыми только через разломы.

Таким образом, лишь изучая весь комплекс структурно-вещественных и возрастных особенностей контактируемых комплексов пород, можно в большинстве случаев однозначно определить характер их контакта, тогда как в отдельных пересечениях при составлении разреза, например, можно пропустить надвиги, имеющие близкие с контактируемыми толщами элементы залегания.

К северу и северо-западу от пос. Курай Балхашская система пластин интенсивно нарушена последевонскими взбросо-надвигами и взбросо-сдвигами, образующими Акташскую структуру [Бондаренко, 1976]. Основание Балхашской чешуйчатой структуры не известно. От Баратальского покровно-чешуйчатого сооружения она отделена взбросо-сдвигами, в Акташской структуре и к северу от нее перекрыта Телецким, а в осевой части Курайского хребта — Курайским покровами.

Телецкий метаморфический покров

Покров в юго-восточной части Горного Алтая сложен метаосадочно-вулканогенной кубадринской свитой, представленной разнообразными по составу метаморфическими сланцами: биотит-кварцево-хлоритовыми, кварцево-амфиболовыми, кварцево-альбит-биотитовыми, эпидот-альбит-



Р и с. 19. Схема геологического строения подошвы Телецкого покрова (составлена автором с использованием материалов П.М. Бондаренко [1976]).

1 — четвертичные отложения; 2 — девонские толщи; 3 — грубообломочные образования среднего — верхнего кембрия краевой части Ануйско-Чуйского прогиба; 4 — базальные конгломераты; 5 — нерасчлененные образования верхнерифейско(?)—раннекембрийской баратальской свиты; 6 — Балхашская чешуйчатая структура (6 — известняки, 7 — преимущественно карбонатно-терригенные отложения с редкими телами эффузивов кислого и среднего состава, 8 — Телецкий покров (8 — метавулканогенно-карбонатно-терригенная кубадринская свита, 9 — кубадринский гранитоидный комплекс)); 10 — серпентинитовые сланцы; 11 — направление погружения серпентинитовых тел; 12 — габбро-диорит-гранодиориты таджилинского комплекса; 13 — последевонская система разломов.

хлоритовыми, актинолит-эпидотовыми и другими, содержащими редкие мало-мощные горизонты биотитовых кварцитов, известняково-сланцевых пород и мраморов.

Сланцы часто карбонатизированы, имеют тонкополосчатую, значительно реже пятнистую текстуру, отмечаемую обычно на участках с развитием в меньшей степени метаморфизованных пород. При изучении реликтовых структур в этих породах П.М. Бондаренко [1976] пришел к выводу, что сланцы кубадринской свиты могли быть образованы за счет основных вулканогенных и вулканогенно-обломочных пород.

Слои сильно сжаты большей частью в изоклинальные складки северо-северо-западного простираения с амплитудой от первых метров до 1 км. Повсеместно развиты интенсивная гофрировка и микроплочатость.

Среди метаморфических сланцев южной части Телецкого покрова наблюдаются гранитогнейсы, гнейсограниты, порфириовидные граниты, диориты и гранодиориты Кубадринского массива [Михалева, Скуридин, 1971]. Диориты и гранодиориты встречаются преимущественно в краевых зонах массива. Он имеет удлиненную в северо-северо-западном направлении форму, согласную с общим простираанием линейности в метаморфических сланцах. Его границы с вмещающими породами нечеткие, извилистые, часто представленные зонами постепенных переходов от гранитогнейсов в метаморфические сланцы через неравномерно фельдшпатизированные породы, среди которых встречаются гнейсы с единичными кристаллами полевого шпата и гнейсы, сильно обогащенные порфиробластами. По мнению

Л.А. Михайловой и В.А. Скуридина [1971] Кубадринский гранитоидный комплекс образован в результате гранитизации метаморфических пород кубадринской свиты. Об этом свидетельствуют, по их мнению, и реликты вмещающих пород, сохранивших ориентировку, согласную с общим простиранием свиты.

В подошве Телецкого покрова (рис. 19) залегают серпентинитовые сланцы. В современной структуре подошва нарушена взбросо-сдвигами и ее поверхность приобрела винтообразную форму, детально изученную П.М. Бондаренко [1976]. По простиранию в юго-восточном направлении сланцы погружаются вначале на юг, затем на север. Характерно, что простирание фронтального ограничения Телецкого покрова конформно простиранию осей складок внутри метаморфического комплекса пород. Под покровом расположены образования Балхашской системы пластин. Они представлены известняками и карбонатно-терригенными породами, прорванными габбродиорит-гранодиоритами Таджилинского комплекса.

В других, более северных, частях Телецкого покрова распространен тот же комплекс пород, метаморфизованных в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. В его составе выделяются метаосадочно-вулканогенные уймонская и аспатинская толщи, а также метаосадочная башкауская (теректинская) толща [Родыгин, 1979].

Восточное ограничение Телецкого покрова представляет собой продолжение последевонского Кубадринского взбросо-сдвига.

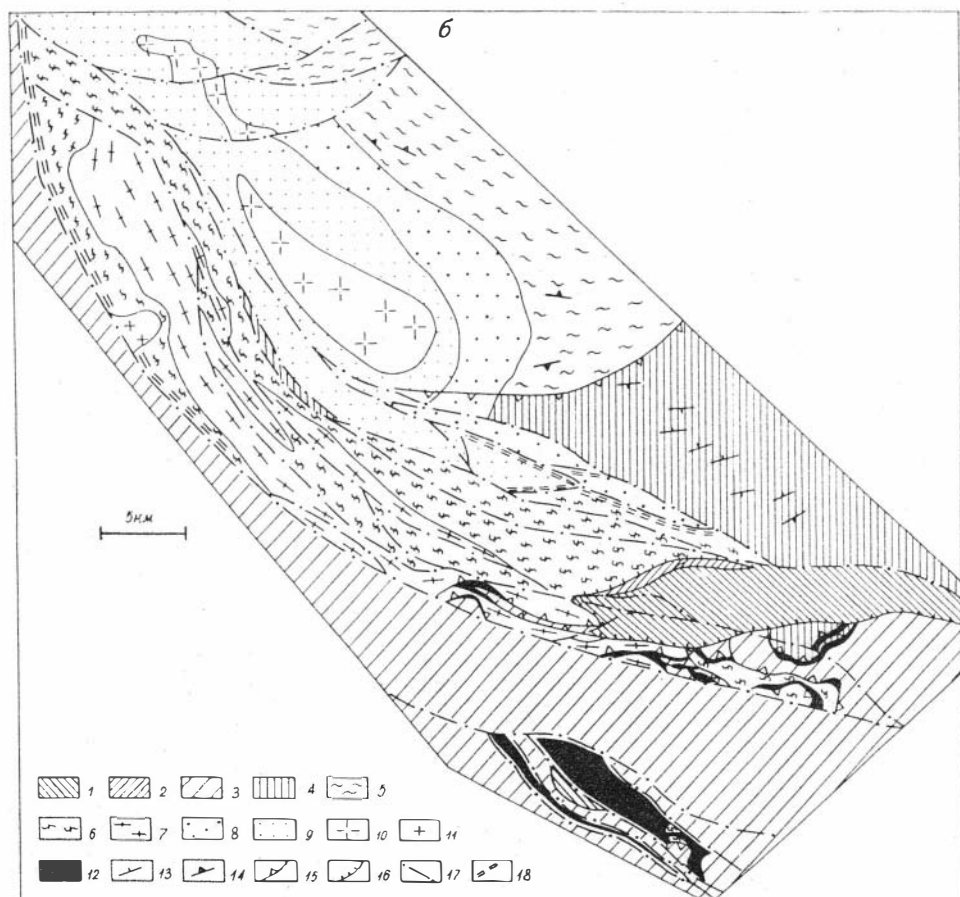
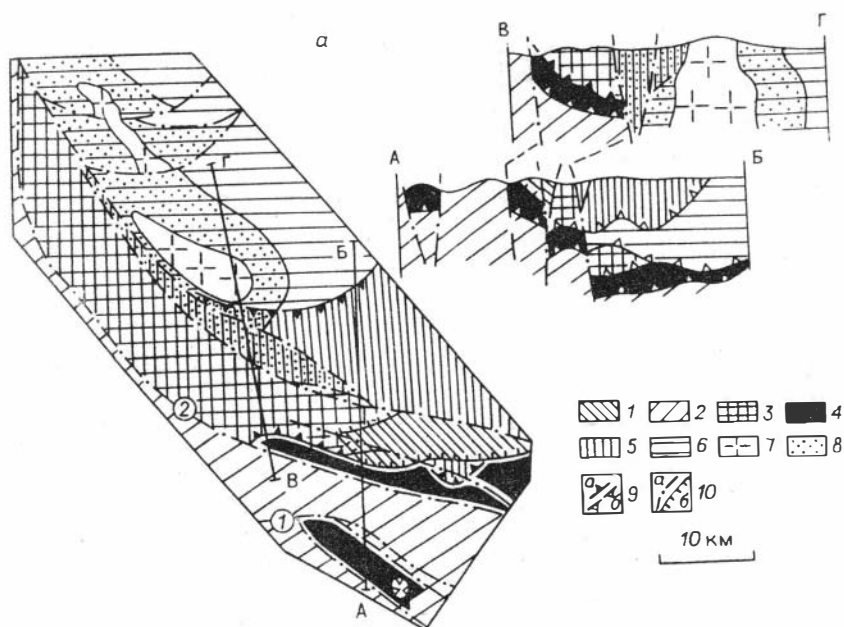
Курайский метаморфический покров

Покров расположен в осевой части Курайского хребта и состоит из двух структурных элементов: основного тела и расчешуенного основания (рис. 20,а). В его строении принимают участие метаморфические породы курайского комплекса и венд-нижнекембрийские вулканогенно-осадочные толщи (см. рис. 20,б). Поверхности надвигов в основании покрова часто трассируются серпентинитами, которых в исследуемом районе гораздо больше, чем считалось. Серпентиниты слагают линейные тела сланцев, а также моно- и полимиктового меланжа. Мощность тел обычно составляет первые десятки метров. Серпентиниты часто подвержены метасоматическому изменению с образованием тальк-кварц-карбонатных пород и листовников.

Курайский покров нарушен взбросо-надвигами и более поздними взбросо-сдвигами (Кубадринским, Карасуйским и др.). В строении взбросо-надвигов принимают участие линейные блоки пород, сложенные породами курайского метаморфического комплекса, нижнесилурийскими и девонскими отложениями Берт-Озекской синклинали, нижнепалеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями. Взбросо-надвиги имеют общее субширотное простирание и северные углы падения 60—70°, редко выполаживаются на отдельных интервалах до 20—40°.

Взбросо-сдвиг, ограничивающий с юга основное тело покрова, представляет часть известного Кубадринского разлома [Родыгин, 1968; Зыбин, 1969; и др.]. Разлом характеризуется широкой (до 300 м) зоной дробления, брекчирования и гидротермального изменения пород. С ним связана Курайско-Кубадринская зона диафтореза по глубокометаморфизованным породам курайского комплекса [Родыгин, 1968]. На всем исследуемом участке разлом прослеживается в субширотном направлении и имеет крутое (80—90°) падение сместителей на северо-северо-восток.

Взбросо-сдвиги, оперяющие с севера Кубадринский разлом, нарушают надвиги и взбросо-надвиги. Их сдвиговая амплитуда достигает 1,5—2 км.



Плоскости разломов имеют углы падения 70—90°, направление падения меняется по простиранию.

Основное тело покрова представлено курайским зонально-метаморфизованным комплексом пород эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Его мощность достигает нескольких километров, длина и ширина выхода на дневную поверхность — соответственно 70 и 10 км. Комплекс пород представлен гранитогнейсами, мигматитами, различными по составу гнейсами и кристаллосланцами, амфиболитами и пегматитами, наиболее полная характеристика которых приведена в работах А.И. Родыгина [1968] и Г.Г. Лепезина [1972]. По данным этих исследователей, они образуют крупную антиклиналь с крутым (70—90°) падением юго-западного крыла и более пологим (40—80°) — восточного. В ядре антиклинали развиты более высокотемпературные образования (тонгулакская свита по А.И. Родыгину, зона Г по Г.Г. Лепезину), чем на крыльях (ильдугемская свита, зона В). Признаки перехода в сторону увеличения температуры связаны с разложением ставролита на гранат, уменьшением процентного содержания окиси марганца в гранатах, увеличением количества гнейсов и гранитогнейсов, появлением мигматитов.

Общая антиклинальная структура Курайского покрова осложнена серией складок первого порядка, которые, в свою очередь, на крыльях осложнены второстепенными складками нескольких порядков, а также продольными и поперечными нарушениями. Продольные разломы — Ильдугемский и Тыдтугемский, имеют северо-западное простирание, крутое северо-восточное падение и взбросо-сдвиговый характер. Вблизи них вдоль плоскостей скольжения отмечаются брекчированные, окварцованные и хлоритизированные милониты [Родыгин, 1968]. Поперечные разломы имеют незначительную амплитуду смещения и обычно нарушают продольные.

Складки первого порядка в плане образуют антиклинальные формы от изометричных куполовидных вздутий до сильно сжатых, вытянутых, нередко опрокинутых или наклонных валов, между которыми развиты удлиненные синклинали с острыми периклинальными замыканиями.

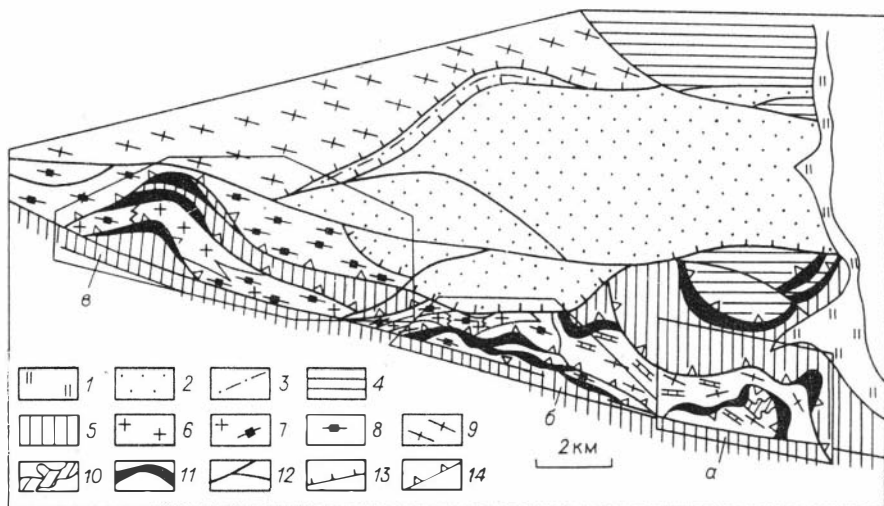
Кристаллизационная сланцеватость метаморфических пород почти повсеместно ориентирована в северо-западном направлении. Различная линейность, характеризующая динамометаморфическую переработку пород, имеет преобладающее юго-восточное пологое падение под углами 4—7, реже 15—20°.

Бластомилониты в большинстве случаев располагаются параллельно залеганию линейности метаморфических пород. Они образуют зоны, вблизи которых часто развиты мелкие складки волочения.

Р и с. 20. Схемы расположения структурных единиц покровно-чешуйчатой структуры (а) и геологического строения (б) Курайского и Тонгулакского хребтов.

а: 1 — девонские образования Берт-Озекской грабен-синклинали; 2 — нерасчлененные комплексы пород Балхашской и Арыджанской чешуйчатых структур; 3, 4 — Курайский покров (3 — метаморфические породы основного тела, 4 — расчлененное основание с участием гипербазитов); 5—8 — Артлашко-Башкаузский покров (5 — Артлашская пластина, 6 — Башкаузская пластина, 7 — граниты Корумбы-Айринской интрузии, 8 — контактовый ореол вокруг интрузии); 9 — надвиги в подошве основного тела Курайского покрова и Артлашской пластины (а — выявленные, б — предполагаемые); 10 — последовенские разломы (а — взбросо-сдвиги, б — взбросо-надвиги). Цифры в скобках — номера региональных разломов (1 — Чаган-Узунский, 2 — Кубадринский).

б: 1, 2 — девонские (1) и нижнесилурийские (2) отложения; 3 — нерасчлененные венд-среднекембрийские осадочно-вулканотенные образования Балхашской и Арыджанской чешуйчатых структур; 4 — ниже-среднекембрийские песчано-сланцевые образования; 5 — полосчато-плотчатые метаморфические сланцы по венд-нижнекембрийским вулканогенно-осадочным породам; 6, 7 — венд-нижнекембрийские регионально-метаморфизованные образования Курайского покрова (6 — кристаллические сланцы, амфиболиты, редко гнейсы и гранитогнейсы, иногда мраморы и кремнистые породы, 7 — кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы, гранитогнейсы, мигматиты); 8, 9 — контактовый метаморфический комплекс Корумбы-Айринской интрузии (8 — преимущественно кварц-хлорит-мусковит-биотитовые сланцы, 9 — кварц-мусковит-биотит-кордиеритовые гнейсы (сланцы), иногда с гранатом и (или) хлоритом, редко с андалузитом); 10 — Корумбы-Айринская гранитная интрузия; 11 — Теранджикский гранитоидный массив; 12 — габброгипербазиты; 13, 14 — элементы залегания (13 — слонистости, 14 — сланцеватости); 15 — надвиги; 16 — взбросо-надвиги; 17 — взбросо-сдвиги; 18 — зоны диафтореза.



Р и с 21. Схема геологического строения подошвы Курайского покрова.

1 — четвертичные отложения долины р. Верх. Ильдугем; 2, 3 — девонские (2) и нижнесилурийские (3) образования; 4 — нижне-среднекембрийская песчаносланцевая толща; 5 — венд-среднекембрийские вулканогенно-осадочные породы; 6 — граниты и гранит-мigmatит-гнейсы; 7 — гранитогнейсы; 8 — гнейсы; 9 — кристаллические сланцы и амфиболиты; 10 — мраморы; 11 — гипербазиты; 12 — взбросо-сдвиги; 13 — взбросо-надвиги; 14 — надвиги; а — в — опорные участки.

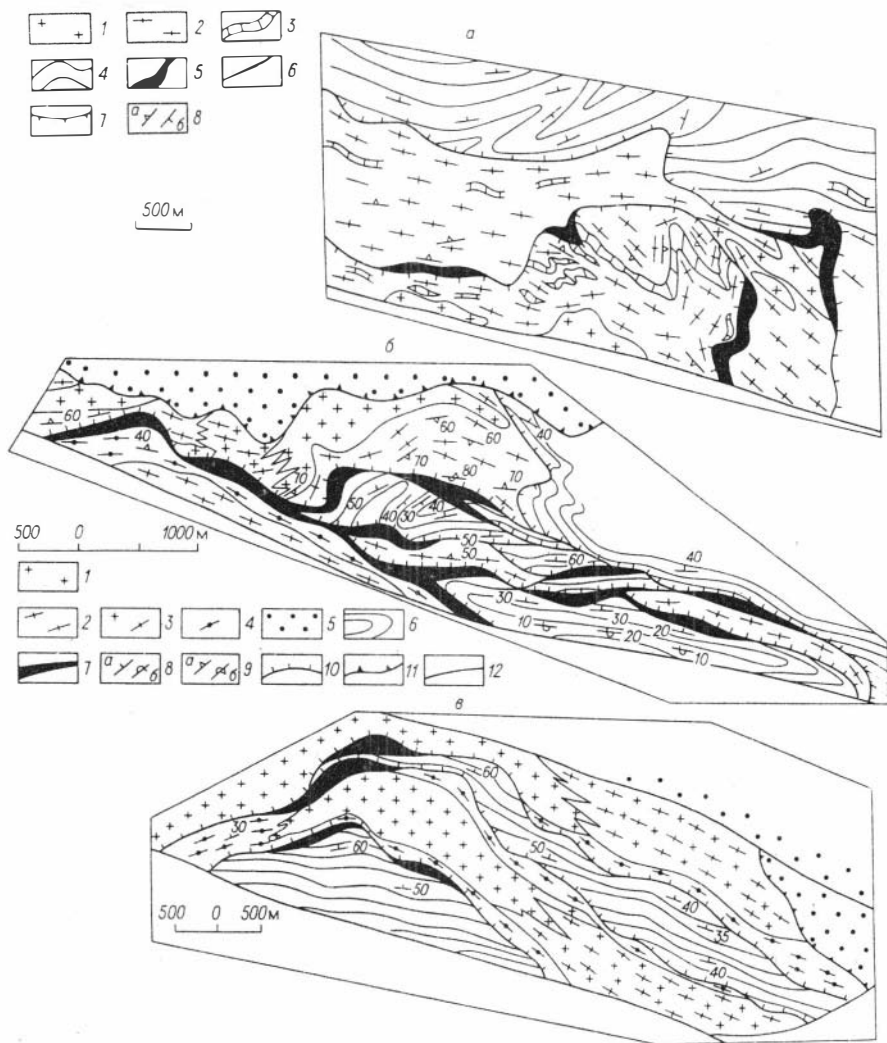
В основании Курайского покрова картируется серия тектонических чешуй, представленных милонитизированными и катаклазированными породами курайского метаморфического комплекса и рассланцованными венд-среднекембрийскими вулканогенно-осадочными образованиями, разделенными серпентинитовым меланжем. Выходы основания покрова составляют полосу субширотного простирания длиной более 20 км и шириной до 4 км в осевой части Курайского хребта, а также образуют сложную по строению Верхне-Ильдугемскую чешуйчатую структуру. Мощность пакета чешуй превышает 4—5 км.

Выходы расчлененного основания Курайского покрова изучались нами на трех участках (рис. 21): Восточном, Центральном и Западном, для которых составлены детальные геологические схемы.

На Восточном участке (рис. 22, а), расположенном к югу от меридионального течения р. Верх. Ильдугем, картируется выход (1х5 км) глубоко-метаморфизованных пород, представленных биотитовыми, биотит-альмандиновыми гнейсами, кварц-плаггиоклаз-биотит-альмандин-амфиболовыми сланцами, гранатовыми амфиболитами, амфиболитами, редко гранитогнейсами. Кроме перечисленных образований, характерных для курайского комплекса, развиты также маломощные прослои кремнистых пород и мраморы, образующие несколько слоев. Самый крупный слой мраморов имеет мощность до первых десятков метров и прослеживается на расстоянии более 2 км. Среди мраморов развиты узкие, до нескольких миллиметров, протяженные ленты амфиболитов. Элементы простирания и падения слоев мраморов и сланцеватости в окружающих их метаморфических породах совпадают.

Пласты собраны в серию крупных изоклиальных складок северо-восточного простирания с размахом крыльев до 1 км и углами падения 60—70°.

Структура метаморфических образований дисконформна ограничивающим их надвиговым поверхностям и срезается в южной части Кубадрин-



Р и с. 22. Схемы геологического строения Восточного (а), Центрального (б) и Западного (в) участков Курайского покрова.

а: 1 — граниты, гранит-мигматит-гнейсы; 2 — кристаллические сланцы и амфиболиты; 3 — мраморы; 4 — метакarbonатно-терригенные породы венда — нижнего кембрия; 5 — серпентинитовые сланцы; 6 — Кубадринский разлом; 7 — додевонские складчатые надвиги; 8 — элементы сланцеватости (а) и слоистости (б).

б, в: 1 — граниты и гранит-мигматит-гнейсы; 2 — кристаллические сланцы и амфиболиты; 3 — гранитогнейсы; 4 — бластомилониты; 5 — девонские образования; 6 — венд-нижнекембрийские карбонатно-терригенные и эффузивно-туфогенные образования; 7 — гипербазиты; 8, 9 — элементы залегания слоистости (8) и кристаллизационной сланцеватости (9) (а — нормальные, б — опрокинутые); 10 — надвиги; 11 — взбросо-надвиги; 12 — Кубадринский взбросо-сдвиг.

ским разломом. Тектоническая пластина метаморфических пород зажата в зоне надвигов между катаклазированными зеленосланцевыми нижнепалеозойскими толщами, также слагающими ряд крупных (мощностью до 1,5—2 км) тектонических пластин. Поверхности надвигов имеют общее северное погружение. Местами они деформированы и образуют серию мелких складок с размахом крыльев в несколько сотен метров.

Общая изоклиальная структура метаморфических пород нарушена по обрамлению пластины, особенно сильно в ее подошвенной части. Здесь выше надвиговой поверхности, трассируемой маломощными серпентинитовыми и апосерпентинитовыми породами, содержащими эллипсоидные глыбы:

размерами до 3 м крупнозернистого лучистого актинолита, зафиксирована зона динамометаморфической переработки пород. В ней развиты милониты, бластомилониты, катаклазиты, рассланцовка, разлинзование и пликативные деформации.

Непосредственно на контакте с надвиговой поверхностью наблюдаются конгломератоподобные милониты, представленные в основной массе известняками. Они имеют слоистый облик, выраженный чередованием разнозернистых прослоев карбоната. Обломочный материал других пород обычно соответствует зернистости карбоната, но также распространен хаотически в виде более крупных обломков размерами до 50 см. Обломки представлены амфиболитами, гнейсами и кристаллическими сланцами, образующими в центральной части пластины прослой с известняками. Кроме них в милонитизированные прослои известняков затерты обломки серпентинитов размером до 1 см и сглаженные обломки бластомилонитов размерами более 20 см. Выше расположена зона будинированных и рассланцованных пород, в которой развиты складки межпластового нагнетания и волочения. Общая ширина полосы динамометаморфизма достигает 150—200 м.

Центральный участок (см. 22,б) расположен в верховьях руч. Куяхтанар. Здесь широко развиты надвиги, разделяющие глубокометаморфизованные породы и нижнепалеозойские толщи на ряд тектонических пластин. С севера зона надвигов нарушена взбросо-надвигом, по которому надвинуты девонские отложения Берг-Озекской синформы. С юга зона срезается Кубадринским взбросо-сдвигом.

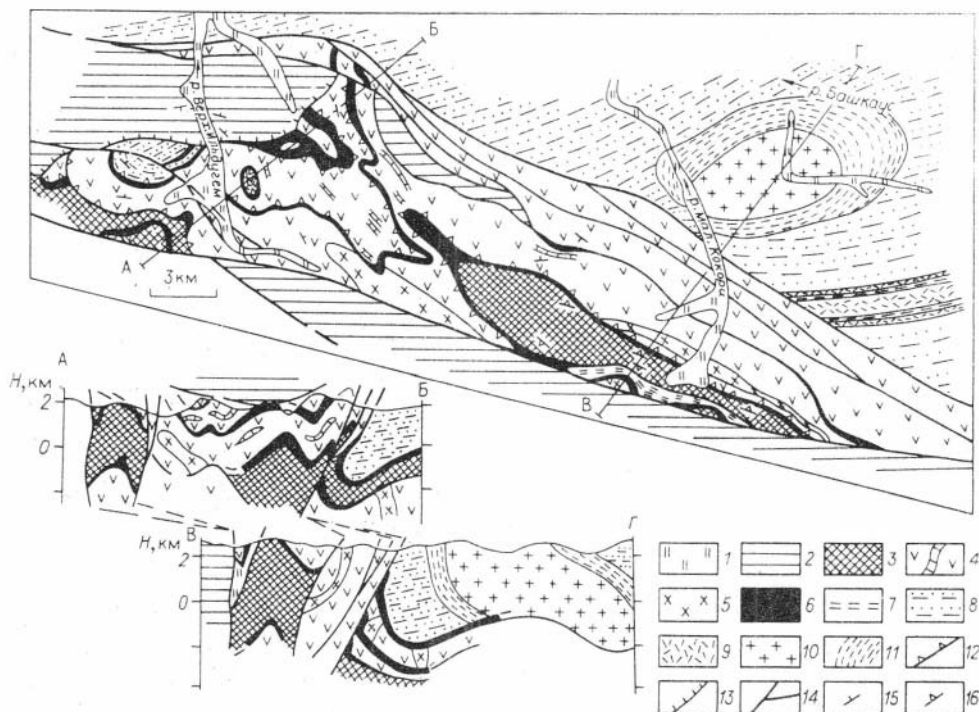
В северной части участка картируется крупная пластина, выклинивающаяся на востоке и прослеживаемая на Западном участке. Ее общая длина более 15 км при ширине до 1 км. Она сложена гранитами, гранит-мigmatит-гнейсами, гранито-гнейсами, представляющими соответственно центральную, промежуточную и периферическую зоны. Ниже пластины закартированы три более мелких тела глубокометаморфизованных пород, отделенных надвигами от зеленосланцевых нижнепалеозойских толщ. Тела представлены гнейсами, частично милонитизированными в принадвиговой зоне. Их внутренняя структура конформна субширотным надвиговым поверхностям. Нижнепалеозойские толщи в пластинах слагают моноклинали и крупные лежащие изоклинальные складки.

Западный участок расположен в верховьях руч. Сухой Тыдтугем (см. рис. 22,в). Здесь также картируется зона надвигов, нарушенная взбросо-надвигами и взбросо-сдвигами. В осевой части зоны прослеживается верхняя тектоническая пластина Центрального участка, окруженная мощными (до 1,5 км) тектоническими пластинами, которые сложены зеленосланцевыми нижнепалеозойскими толщами. Глубокометаморфизованные и зеленосланцевые образования моноклинально погружаются на север под углами 30—60° и срезаются под острым углом надвигами. Выше, отделяясь надвиговой поверхностью, трассируемой серпентинитами, залегают милонитизированные гранит-мigmatит-гнейсы основного тела курайского комплекса, нарушенного взбросо-надвигами и взбросо-сдвигами.

Таким образом, в основании Курайского покрова прослеживается на всем протяжении чешуйчатая структура, в строении которой принимают участие пластины кристаллических пород и гнейсов курайского комплекса, серпентинитовые сланцы и меланжи, а также раннепалеозойские измененные образования. Последние аналогичны по составу породам, слагающим Балхашскую чешуйчатую структуру.

Верхне-Ильдугемская чешуйчатая структура

Структура расположена в верховьях рек Верх. Ильдугем, Бол. Салжек, Узунюк, Мал. Кокоря — левых притоков р. Башкаус, берущих начало



Р и с. 23. Схема геологического строения Верхне-Ильдугемской чешуйчатой структуры.

1 — четвертичные отложения; 2 — девонские образования Берт-Озекской грабен-синклинали; 3 — глубокометаморфизованные породы (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты); 4 — нерасчлененные венд-нижекембрийские карбонатно-терригенные и эффузивно-туфогенные породы; 5 — габбродиорит-плагiogраниты Таджилинского комплекса; 6 — серпентинитовые сланцы и меланж; 7 — диафториты по глубокометаморфизованным породам; 8, 9 — кембрийская туфогенно-песчано-сланцевая толща Арташско-Башкауского покрова (8 — существенно песчано-сланцевые отложения, 9 — преимущественно туфогенная толща кислого состава с телами дацитовых и кварцевых порфиров, плагиоклазовых порфиров и терригенных пород); 10 — гранитоиды Токпакской интрузии; 11 — контактовый ореол интрузии до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма; 12 — додевонские складчатые надвиги; 13, 14 — последевонские разломы (13 — надвиги, 14 — взбросо-сдвиги); 15, 16 — элементы залегания (15 — слоистость, 16 — сланцеватость).

в осевой части Курайского хребта (рис. 23). Она по латерали сменяет расчешуенное основание Курайского покрова и выклинивается в юго-восточном направлении по последевонским разломам. Ширина клинообразного блока достигает 10 км, длина превышает 35 км.

Северо-западное ограничение блока представлено взбросо-надвигом, по которому взброшены девонские отложения Берт-Озекской синформы. В левобережье р. Верх. Ильдугем поверхность разлома имеет крутое (60—70°) погружение на север. В правобережье реки она постепенно выполаживается до 10—20° и меняет простирание с субширотного на северо-восточное. Разлом почти под прямым углом срезает элементы древней чешуйчатой структуры. Местами эрозионный срез создал здесь небольшие останцы девонских отложений, перекрывающие серпентиниты.

Юго-западная граница блока ограничена Кубадриным взбросо-сдвигом, охарактеризованным выше. Северо-восточная граница является продолжением Карасуйского разлома, который отделяет чешуйчатую структуру от кембрийских преимущественно песчано-сланцевых толщ. Поверхность разлома погружается под углами 70—80° на северо-восток.

Структура блока довольно простая. Он состоит из пластин, деформированных в крупные брахиформные складки северо-западного простирания. Мощность пластин местами достигает 1,5—2 км. Они сложены венд-ниже-

кембрийскими вулканогенно-осадочными и магматическими образованиями, подобными комплексу пород, слагающими Балхашскую чешуйчатую структуру, и глубокометаморфизованными породами. Внутренняя структура пластин в общем конформна ограничивающим надвигам. Надвиги в большинстве случаев трассируются серпентинитовым меланжем и сланцами, мощность которых достигает 250 м. Складчатая поверхность надвигов имеет самые различные углы погружения, вплоть до опрокинутых.

В видимом основании Верхне-Ильдугемской чешуйчатой структуры расположены глубокометаморфизованные породы, образующие в плане эллипсовидную фигуру с максимальной шириной до 3 и длиной до 20 км. Они представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами и амфиболитами. Нами более детально была изучена структура юго-восточного окончания метаморфических толщ, где они слагают антиформную складку, срезаемую с юга Кубадринским разломом. Вблизи него метаморфические породы подвержены рассланцеванию и диафторезу с образованием нескольких полос зеленых сланцев, ориентированных параллельно основной ветви разлома. Почти повсеместно метаморфические породы оконтурены телами серпентинитовых сланцев и меланжа, образующих крупную антиформную складку. Выше их расположена мощная пластина венд-нижекембрийских карбонатно-терригенных пород, пронизанных массивами и дайками габбро-диорит-плагиогранитов таджилинского комплекса. В северо-западной части клина разрез чешуйчатой структуры дополняется еще несколькими пластинами, разделенными серпентинитами. Пластины по составу близки к эффузивно-туфогенной толще, участвующей в строении Балхашской чешуйчатой структуры. Слагающие ее породы также прорваны дайками габбро, которые, возможно, относятся к таджилинскому магматическому комплексу.

Общая мощность Верхне-Ильдугемской чешуйчатой структуры превышает 5 км.

Артлашско-Башкауcский покров

В составе покрова можно выделить две крупные пластины: Артлашскую и Башкауcскую (см. рис. 13, 20).

В строении Артлашской пластины участвуют песчано-сланцевые толщи артлашской и кумурлинской свит кембрия, регионально метаморфизованные в зеленосланцевой фации с сохранением первичного состава и слоистости. По данным А.Б. Дергунова [1967] и других авторов, свиты представляющей собой единый комплекс, часто с четко выраженным флишевым строением.

Артлашская свита сложена зелеными и зеленовато-серыми метаморфизованными песчаниками и алевролитами, филлитизированными глинистыми сланцами и отдельными прослоями гравелитов. Песчаники имеют в основном полевошпат-кварцевый состав, реже представлены полимиктовыми разностями с обломками кремнистых пород, эффузивов кислого и среднего состава, эпидозитов и роговиков. В единичных случаях отмечаются туфогенные и карбонатные песчаники. У гравелитов тот же состав, что и у полимиктовых песчаников. Цемент песчаников и гравелитов кремнисто-хлоритовый и серицит-хлорит-кварцевый. Граница между свитами проводится по появлению в разрезе прослоев фиолетовых глинистых сланцев и алевролитов, реже вишневых песчаников, которые составляют до 10 % кумурлинской толщи. Заметную роль в ней играют полимиктовые и туфогенные разности песчаников, а также прослои грубых песчаников и гравелитов. Мощность артлашской свиты достигает 1800, кумурлинской — 1300 м. В верховьях р. Кокоря песчано-сланцевые отложения кумурлинской свиты посте-

пенно сменяются существенно туфогенной толщей (см. рис. 24). Кроме туфов кислого состава в ней присутствуют дацитовые кварцевые порфиры, альбитофиры, плагиоклазовые порфириты, вишневые, зеленые и серые кварц-полевошпатовые гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы. Между песчано-сланцевыми и туфогенными образованиями на протяжении нескольких километров четко фиксируется переходная пачка пород мощностью до 50—60 м, в которой переслаиваются отложения контактирующих толщ.

Песчано-сланцевая толща Артлашской пластины собрана в крупные изоклинальные складки субширотного простирания, осложненные более мелкой складчатостью. Элементы ее складчатой структуры под острым углом срезает поверхность разлома на контакте с образованиями Башкауской пластины (см. рис. 20).

Основное тело Башкаусской пластины сложено метаморфическими сланцами по осадочно-вулканогенным породам (саратанская + башкауская свиты) и песчано-сланцевыми образованиями (артлашская свита). Артлашская толща стратиграфически налегает на башкаусскую.

Метатерригенная часть башкаусской свиты состоит в основном из глинистых пород и алевролитов, в меньшей мере из песчаников. Метавулканиды встречаются редко. Мощность их тел достигает 300 м. Они представлены порфироидами и шаровыми лавами. Тела имеют субмеридиональное и северо-восточное простирание, что позволяет выявить общую линейную структуру покрова. Они обычно имеют крутые углы наклона и смяты совместно с вмещающими породами в крупные изоклинальные складки, как и породы Артлашской пластины.

Башкаусская пластина погружается под Артлашскую и совместно с ней перекрывает Курайский покров. Фрагмент надвигового контакта с Курайским покровом сохранился в левобережье р. Верх. Ильдугем, где в основании Артлашско-Башкаусского аллохтона развит серпентинитовый меланж (см. рис. 18). По нему аллохтон надвинут на расчешуенное основание Курайского покрова. Зона надвига состоит из нескольких пластин, представленных песчаниками артлашской свиты.

В зоне сочленения Башкаусской и Артлашской пластин расположена Корумбы-Айринская интрузия, представленная несколькими вытянутыми в цепочку выходами биотит-мусковитовых и биотитовых гранитов (см. рис. 20). Вокруг нее широко проявлен зональный контактовый метаморфический ореол. В современной структуре хорошо сохранилась лишь его северо-восточная часть.

Здесь вблизи интрузии, в зоне шириной до 4—5 км, развиты метаморфические породы, в основном по метапелитам: кварц-мусковит-биотит-кордиеритовые гнейсы (сланцы), иногда с гранатом и (или) хлоритом, редко с андалузитом (зона Б по Г.Г. Лепезину [1972]). В них отмечаются редкие прослои метабазитов, представленные роговообманковыми, клиноцоизит- и биотит-роговообманковыми и микроклин-биотит-роговообманковыми сланцами. Далее в зоне шириной около 2—3 км развиты кварц-хлорит-мусковит-биотитовые сланцы, содержащие иногда полосы пород предыдущей зоны (переходная область между зонами А и Б по Г.Г. Лепезину). Затем выходят биотизированные вулканогенно-осадочные породы башкаусской свиты.

К северу от наиболее крупного массива Корумбы-Айринской интрузии простирание сланцеватости (слоистости) башкаусской свиты в общем совпадает с простиранием кристаллизационной сланцеватости в контактовом метаморфическом ореоле. Это обстоятельство позволило Г.Г. Лепезину [1972] объединить две различные по типу метаморфизма и возрасту толщи в единый Тонгулакский выступ, выделив их в зоны А и Б, связанные постепен-

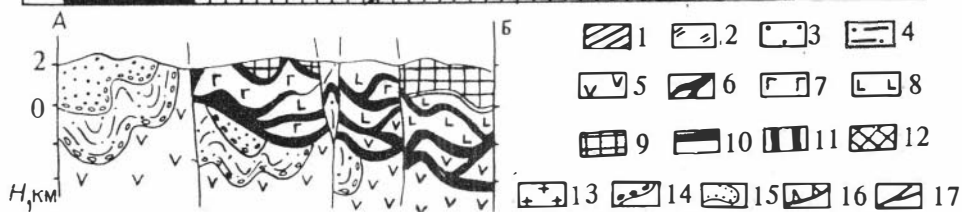
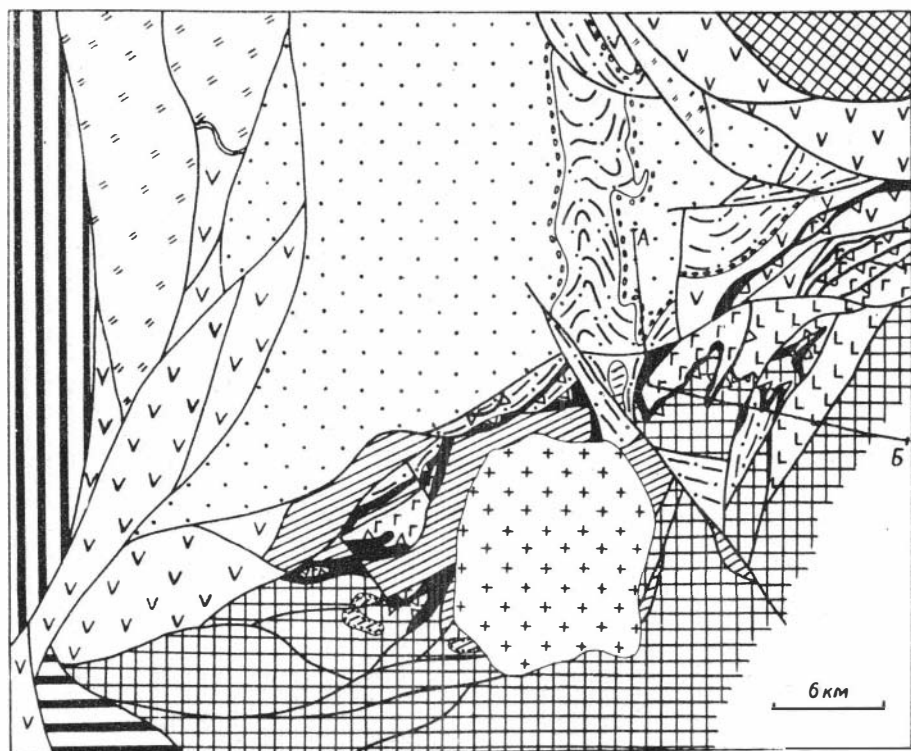
ным переходом. В северо-восточном же направлении от интрузии складчатая структура пород башкаусской свиты под прямым углом срезается метаморфической зональностью (см. рис. 20).

Метаморфизмом также запаян контакт между Башкаусской и Артлашской пластинами. Вблизи Корумбы-Айринской интрузии в интервале в несколько километров наблюдаются изменения в песчано-сланцевых породах западной части Артлашской пластины. Они описаны в работе А.Б. Дергунова [1967] как постепенный переход от слабометаморфизованных пород предполагаемого кембро-ордовика (песчано-сланцевая толща) к глубокометаморфизованным породам. При этом в состав последних были включены (на наш взгляд, ошибочно) породы контактового ореола Корумбы-Айринской интрузии и регионально метаморфизованные образования Курайского покрова, отделенные в современной структуре Карасуйским взбросо-сдвигом. В его зоне (шириной до 5 км) развиты блоки регионально-метаморфизованных пород курайского комплекса и контактово измененных образований артлашской свиты (часто диафторированные — Карасуйская зона диафтореза, по А.И. Родыгину [1968]), блоки песчано-сланцевых пород артлашской свиты и девонских отложений. Один из крупных блоков предполагаемых контактово измененных образований артлашской свиты А.И. Родыгин выделил в купол Безымянный. Он отмечает, что в отличие от пород курайского метаморфического комплекса кварц-мусковит-биотит-кордиерит-олигоклазовые кристаллические сланцы купола характеризуются: отсутствием значительных признаков посткристаллизационной деформации; повторяющейся ритмичностью (от крупно- до мелкочешуйчатых пород), очевидно, отражающей первичную слоистость пород; минеральной ассоциацией, относящейся к классу пелитовых пород, метаморфизованных в условиях контактового метаморфизма.

Карасуйский взбросо-сдвиг, разделяющий регионально метаморфизованные породы Курайского покрова и метаморфиты контактового ореола Корумбы-Айринской интрузии, пространственно совпадает с границей зон В и Б по Г.Г. Лепезину [1972]. В северо-западной части рассматриваемого участка простираение кристаллизационной сланцеватости в контактирующих метаморфических породах совпадает с простираением взбросо-сдвига. Если сделать отдельные пересечения контакта, то может создаться впечатление о постепенных переходах между контактирующими породами, имеющими близкие температуры кристаллизации, что и зафиксировал Г.Г. Лепезин.

Северно-западное обрамление Артлашско-Башкаусского аллохтона проходит в бассейне р. Мал. Улаган и расположено преимущественно в пределах хр. Кабак-Тайга. Широко развиты здесь последевонские разломы преимущественно северо-восточного простираения оконтуривают линейные блоки, в которых картируются фрагменты расчешуенного основания аллохтона, мощность которого составляет 3—4 км (рис. 24). Образующие его пластины и поверхности надвигов деформированы обычно в пологие крупные складки северо-западного простираения. Пластины сложены в основном габбро, габбродиабазами и диабазами. Их мощность достигает нескольких сотен метров. Поверхности надвигов сопровождаются серпентинитовым меланжем. Он представлен в большей мере антигоритовыми сланцами, в которых закатаны “валуны” и крупные тела массивных серпентинизированных гарцбургитов, а также включения магматических пород основного состава, размеры которых варьируют от первых метров до нескольких десятков метров.

Мощность меланжа достигает 200—300 м. Он обычно трассирует и фронтальный надвиг основного тела аллохтона, толщи которого в виде пла-



Р и с. 24. Схема геологического строения подошвы Арташско-Башкаусского покрова в бассейне р. Мал. Улаган (составлена с использованием геолог-съёмочных материалов ПГО "Запсибгеология" и Я.М. Гутака [1984]).

1 — девонские вулканогенно-осадочные образования; 2, 3 — силурийские вулканогенно-карбонатно-терригенные (2) и ордовикские вулканогенно-осадочные (3) отложения; 4, 5 — венд-нижнекембрийские образования Уйменско-Лебедской зоны (4 — нижнекембрийские песчано-алевролитовые, 5 — вендские вулканогенно-осадочные); 6–9 — комплексы пород Арташско-Башкаусского покрова (Холзунско-Телецкой зоны) (6 — серпентинитовые сланцы и меланж, 7 — габброиды, 8 — венд-нижнекембрийская кремнисто-базальтовая саратанская свита, 9 — венд-кембрийские расчлененные образования вулканогенно-осадочной башкаусской и песчано-сланцевой арташской свит); 10–12 — глубоко-метаморфизованные породы Телецкой зоны (10 — Курайского, 11 — Телецкого, 12 — Чулышманского(?) покровов); 13 — гранитоиды позднегерцинского Атуркольского массива; 14, 15 — стратиграфические границы с базальными конгломератами, выявленные (14) и предполагаемые (15); 16 — додевонские складчатые надвиги; 17 — последовенские разломы.

стин иногда участвуют в строении расчешуенной зоны. Пластины представлены породами арташской, башкаусской и саратанской толщ. Они обычно приурочены к верхней части зоны.

Расчешуенное основание Арташско-Башкаусского аллохтона перекрывает сложные по составу венд-кембрийские и ордовикские породы Улаганской впадины. Венд-кембрийские толщи разбиты надвигами на отдельные пластины, которые местами внедрены в зону расчешуивания и приурочены к нижней ее части. Рассматриваемые образования в среднем течении р. Башкаус детально изучены многими геологами [Дергунов, 1967; Науменко, Гутак, 1982; Гутак, 1984; и др.]. Они выделяют вендские вулкано-

генно-осадочные и нижнекембрийские песчано-алевролитовые отложения (по вещественным признакам и структурному положению отнесены к образованиям Уйменско-Лебедской зоны), а также ордовикские красноцветные вулканогенно-осадочные образования.

Венд-кембрийские вулканогенно-осадочные отложения были выделены под названием карагольской свиты. Наиболее представительный их разрез вскрыт в междуречье Бол. Улагана и Туралу, где вулканогенно-осадочная толща слагает крупную узкую антиклинальную складку северо-восточного простираения. Нижняя часть толщи видимой мощностью 600 м образована ритмично чередующимися вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами, андезитовыми порфиритами и их туфами, светло-серыми полосчатыми кремнистыми породами и зелеными алевролитами. Мощность ритмов в среднем 20—30 м; в их нижней части преобладают грубообломочный и вулканогенный материал, в верхней — мелкообломочный и кремнистый. Верхняя часть толщи мощностью около 50 м характеризуется аналогичным ритмичным строением, но в составе ее ритмов появляются более кислые эффузивы дацитового ряда, а туфогенные и глинистые разности приобретают черную окраску из-за наличия углистого вещества. В самой верхней части присутствуют прослои серых известняков. По мнению Я.М. Гутак [1984], по литологическому составу и возрасту вендскую карагольскую свиту можно сопоставить с сарысазской, развитой в Уйменско-Лебедской зоне к западу от Телецкого выступа.

На отложения карагольской свиты с резким угловым несогласием и конгломератами в основании налегает мощная (более 2 км) нижнекембрийская песчано-алевролитовая толща [Гутак, 1984]. Базальные конгломераты мощностью около 400 м представлены обломками габброидов, диабазов, дацитов, черных углистых сланцев, порфиритоидов, кварца и кварцитояшм. Выше них расположена пачка кварцевых крупнозернистых песчаников мощностью 600 м, сменяющаяся пачкой переслаивающихся зеленых алевролитов и песчаников. Завершают разрез толщи лиловато-серые алевролиты с прослоями зеленых алевролитов и лилово-кремовых песчаников мощностью до 500 м.

Ордовикские отложения с угловым несогласием и базальными конгломератами перекрывают венд-кембрийские образования. Они представлены красноцветными, часто грубообломочными разностями терригенных пород, среди которых иногда встречаются туфы и лавы среднего и кислого состава. Галька базальных конгломератов состоит из кварца, силицилитов, средних и основных эффузивов, песчаников и алевролитов. Галька внутриформационных конгломератов имеет кварцево-порфиново-силицилитовый состав [Гутак, 1984]. А.Б. Дергунов [1967] отмечает в базальных конгломератах также гальку серпентинитов.

О СООТНОШЕНИИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТОЛЩ, СТРУКТУРНОМ ПОЛОЖЕНИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ГИПЕРБАЗИТОВ, МЕТАМОРФИТОВ И ГРАНИТОИДОВ

На основании приведенных материалов можно сделать заключение, что юго-восточная и восточная части Горного Алтая имеют четко выраженную покровно-чешуйчатую структуру, нарушенную блоковой тектоникой. Здесь, так же как и в его центральной части, выявлен разломный характер многих контактов между различными по составу и возрасту образованиями, которые выстраивались в стратиграфической последовательности.

К числу разломных относятся контакты верхнерифейско(?)—нижнекембрийской баратальской и венд-нижнекембрийской арыджанской (актурин-

ской) свит. Арыджанская (актуринская) и сагалакская свиты представляют собой сочетания пластин различного состава, в том числе олистостром и гранат-амфиболовых сланцев. Среднекембрийская тыдтуярыкская свита через послыйный надвиг налегает на венд-нижнекембрийскую балхашскую.

Обобщая материалы по Баратальскому блоку, можно отметить, что представления о том, что баратальская свита слагает выступ или горст внутри складчатой зоны, ошибочно. Наоборот, мы видим, что она залегает на различных толщах расчешуенного осадочно-вулканогенного комплекса пород и при этом залегание не стратиграфическое, как считают некоторые геологи, а тектоническое, т. е. в форме покрова.

Наличие олистостром как под Баратальским покровом, так и внутри расчешуенного осадочно-вулканогенного комплекса, их определенный состав свидетельствуют о длительном процессе расчешуивания и покровообразования в этой части Горного Алтая. Так, кремнисто-обломочные олистостры свидетельствуют о тектоническом скупивании осадочно-вулканогенного комплекса и фиксируют, вероятно, его раннюю стадию. Полимиктовая олистострома, содержащая олистолиты пород как баратальской свиты, так и осадочно-вулканогенного комплекса, указывает на более позднюю стадию тектонического скупивания, в результате которого сформировался Баратальский покров. Возраст олистостры — верхи нижнего — низы среднего кембрия. Их нижняя возрастная граница определяется по наличию в олистолитах пород венд-нижнекембрийского осадочно-вулканогенного комплекса, а верхняя — стратиграфическим наложением на покровно-чешуйчатую структуру Баратальского блока отложений верхов среднего — позднего кембрия Ауниско-Чуйского прогиба, о чем подробнее будет сказано ниже.

Таким образом, исходя из полученных материалов можно заключить, что вопрос о стратиграфических соотношениях кремнисто-карбонатного и осадочно-вулканогенного комплексов в рассматриваемой части Горного Алтая однозначно не решен. Здесь возможны различные варианты: кремнисто-карбонатный комплекс либо моложе, либо древнее, либо является фациальным аналогом осадочно-вулканогенного. В современной структуре рассматриваемые комплексы пород тектонически совмещены. В геологическом прошлом они могли накапливаться в разных геодинамических обстановках.

Гипербазиты района почти полностью серпентинизированы и слагают массивные крупные тела (часть Чаган-Узунского массива, массивы горы Кабак-Тайга) и меланжи, приуроченные в большинстве случаев к поверхностям складчатых додевонских надвигов. Очень редко они попадают в плоскости более молодых, преимущественно крутых разломов, которые многие геологи трактуют как глубинные — Кубадринская и Чаган-Узунская ветви Курайского глубинного разлома (см. рис. 1—3). В этой модели гипербазиты, распространенные к северу от Кубадринского разлома, структурно связываются с его опережающими сместителями. Гипербазиты Чаган-Узунского массива рассматриваются как тела, приуроченные к основной зоне одноименной ветви глубинного разлома.

Такой трактовке структурного положения гипербазитов противоречат материалы, подробно изложенные выше, когда речь шла о правобережье р. Верх. Ильдугем (см. рис. 23). Там они образуют крупную антиформную складку (3х20 км), частично срезанную на юге Кубадринским взбросо-сдвигом. В правобережье субмеридионального течения р. Верх. Ильдугем выходы гипербазитов протяженностью более 3 км образуют в плане кольцеобразную форму. Здесь же на расстоянии более 20 км прослеживаются извилистые в плане выходы надвига, трассируемого серпентинитами, который не касается Кубадринского разлома. Западнее, в верховьях руч. Куяхтанар, хорошо видно, что Кубадринский взбросо-сдвиг срезает поверхности

надвигов, к которым приурочены гипербазиты. Разлом явно наложен на древний покровно-чешуйчатый план и к нему приурочены блоки девонских отложений.

Разломы северо-западного простираия, ограничивающие деформированные пластины Чаган-Узунского массива, также рассматриваются как молодые. Они нарушают его древнюю тектоническую зональность, девонские, а местами каменноугольные отложения, что свидетельствует о наложенности их на древнюю покровно-чешуйчатую структуру, к которой и приурочены гипербазиты.

Глубокометаморфизованные породы залегают в форме покровов (Курайского, Телецкого) на венд-среднекембрийских образованиях Уйменско-Лебедской зоны, что не позволяет рассматривать их ни как докембрийский фундамент этой структуры, ни как образования, сформированные за счет ее пород в зоне смятия глубинного разлома.

Из сказанного выше можно сделать вывод, что глубокометаморфизованные осадочно-вулканогенные и туфогенно-песчано-сланцевые образования юго-восточной и восточной частей Горного Алтая относятся к самостоятельной Телецкой палеотектонической зоне, имеющей свои историю развития, стратиграфию, структуру, метаморфизм и магматизм.

Для Телецкой зоны характерно, что глубокометаморфизованные породы обособляются в ряде четких покровных структур непосредственно над венд-раннесилурийскими осадочно-вулканогенными породами Уйменско-Лебедской зоны и тектонически перекрыты туфогенно-песчано-сланцевыми толщами. Среди глубокометаморфизованных пород широко развиты продукты ультраметаморфизма. Так, в породах эпидот-амфиболитовой фации (Курайский покров) распространены полосчатые мигматиты, представленные плагиогранитоидными. В зеленосланцевых толщах (Телецкий покров) локализуются порфиروبластические мигматиты Кубадринского массива. В туфогенно-сланцевом комплексе пород развиты аллохтонные гранитоиды (Корумбы-Айринского, Токпакского и других массивов), вокруг которых широко проявлен зональный контактовый ореол до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Налицо прямая связь между характером проявления гранитоидов и степенью регионального метаморфизма вмещающих толщ. Полосчатые мигматиты в породах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма образованы за счет вмещающих гнейсов [Лепезин, 1972]. Региональный метаморфизм толщи и их мигматизация отвечают абиссальной фации. Порфиروبластические мигматиты кубадринского комплекса, расположенные среди зеленосланцевых толщ Телецкого покрова, образованы в результате гранитизации в мезоабиссальных условиях. Для них характерно развитие крупных plutonov с неровной кровлей и появлением в их эндоконтакте гибридных пород, а в роговиках экзоконтактовой и гранитах эндоконтактовой зон — минералов, свойственных глубинным и высокотемпературным парагенезисам. Перечисленные признаки отчетливо проявлены в гранитных массивах кубадринского комплекса [Михалева, Скуридин, 1971; Амшинский, Долгушина, 1985].

Гранитоиды, развитые среди песчано-сланцевых и вулканогенно-осадочных толщ с признаками зеленокаменного изменения, представляют собой, вероятно, аллохтонные гранитные расплавы в гипабиссальных условиях глубинности. Температура таких расплавов была выше температуры плавления эвтектического гранита, что привело к образованию мощного зонального контактового ореола. Можно предполагать, что более глубинная составляющая гранитоидов представлена порфировидными гранитами в Телецком покрове, а корневая абиссальная зона находится в Курайском покрове, что хорошо согласуется с данными о метаморфизме вмещающих

Характеристика разновозрастных и разнофациальных гранитоидных тел юго-восточной и восточной частей Горного Алтая

Структурно-вещественные свойства	Гранитоиды		
	Раннепалеозойские		Позднепалеозойские
	Автохтонные абиссальной и гипабиссальной фаций глубинности	Аллохтонные мезоабиссальной фации глубинности	
1	2	3	4
Тектоническая позиция	Участвуют в строении раннепалеозойской покровно-чешуйчатой структуры и характеризуют нижние горизонты зон скупивания	Участвуют в строении раннепалеозойской покровно-чешуйчатой структуры и характеризуют верхние горизонты зон тектонического скупивания	Прорывают различные элементы раннепалеозойской покровно-чешуйчатой структуры и ее девонский неавтохтон. Характеризуют постороженный этап
Форма залегания	Акмолитоподобные линейно вытянутые, согласные со структурой вмещающих толщ тела мигматитового строения (Каракудюрский и Кубадринский массивы Телецкого, гранитоиды Курайского покровов)	Батолиты и штоки зонального строения (Корумбы-Айринский, Токпакский, Язулинский, Богояшский, Байлюгемский массивы Башкаусско-Артлашского покрова)	Батолиты и штоки грубозонального строения (Актуринский массив)
Главные типы пород (в порядке убывания)	Грубо-неравномернозернистые, гнейсовидные, плагиоклаз-микроклиновые граниты, порфировидные биотитовые граниты, аплитовидные плагиограниты, плагиопегматиты	Средне- и крупнозернистые биотитовые и двуслюдяные порфировидные граниты, мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты	Слабопорфировидные среднезернистые биотитовые граниты, рапакивиобразные, аплитовидные граниты, аплиты, пегматиты
Вмещающие породы	Вулканогенно-осадочные венда—кембрия	Песчано-сланцевые кембрия	Различные по составу образования от венда до девона
Характер метаморфических ореолов	Зональные метаморфические комплексы амфиболовой, эпидот-амфиболовой фаций регионального метаморфизма погружения с четко выраженными изоградами граната, силлиманита, кордиерита	Зональные метаморфические комплексы от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фаций контактового метаморфизма с нечетким проявлением изоград силлиманита и кордиерита	Зоны роговиков и ороговикованных пород, редко скарны, иногда интъекционные гнейсы
Мощность метаморфических ореолов	Несколько километров (курайский и кубадринский метаморфические комплексы)	До 4—5 км (контактный ореол Корумбы-Айринской интрузии)	До нескольких сотен метров
Особенности внутреннего строения тел	Текстуры пород с преобладанием полосчатых гнейсовых, тацитовых; структуры бластические, катакlastические, корро-	Текстура пород массивная, реже гнейсовидная, структура гипидиоморфная, редко бластическая, катакlastическая	Текстура пород массивная, структура гипидиоморфная

1	2	3	4
	зионныс. Обилие реликтов субстрата и продуктов незавершенной гранитизации (грано- и диоритоподобных пород). Отдельные эвтектоидные выплавки гранитов с постепенными переходами в продукты незавершенной гранитизации, реже слабо перемещенные		
Соотношение внутренней структуры массива и вмещающих толщ	Конформное	Дисконформное	Дисконформное
Характер контактов	Расплавчатые, постепенные	Резкие, реже постепенные	Резкие

толщ. Отсюда можно заключить, что процессы гранитизации и шарьирования были тесно связаны. Гранитизация и региональный метаморфизм пород Телецкой зоны могли произойти в процессе тектонического сучивания на глубине около 10—15 км. Последующее сжатие привело к образованию покровно-чешуйчатой структуры, фрагменты которой мы наблюдаем в современном срезе, и проникновению расплавов в верхние ее горизонты. Иногда магмой залечиваются поверхности древних разломов, как это показано выше на примере Корумбы-Айринской интрузии, внедрившейся между Башкаусской и Артлашской пластинами. Более подробная характеристика раннепалеозойских гранитоидов, участвующих в строении покровно-чешуйчатой структуры, и позднепалеозойских гранитоидов, прорывающих ее, дана в табл. 2, составленной с использованием данных Н.Н. Амшинского [1973]. Приведенные в ней материалы хорошо, на наш взгляд, увязываются с положением о связи метаморфизма и сопутствующего ему магматизма с процессами каледонских горизонтальных тектонических движений. Причем по ряду признаков можно четко разделять ранне- и позднепалеозойские гранитоиды.

Характерно, что по петрохимии метавулканыты из различных мест восточной части Горного Алтая сильно различаются [Гусев, 1985, 1987]. Так, амфиболиты корумбы-айринской свиты (Курайского покрова) по химизму идентичны толеитовым базанит-базальтам активизированных палеоструктур континентов. Для метавулканытов джебашской свиты (Телецкого покрова) отмечается отчетливая эволюция магматизма по линии фанеровского тренда. Преобладают щелочные базальтоиды, меньше толеитовых и высокоглиноземистых. Характерно развитие рифтового вулканизма в низах и островодужного в верхней части разреза джебашской свиты. В слабоизмененной же саратанской свите базальты относятся к толеитовым высокотитанистым и высокоглиноземистым разновидностям, свидетельствующим об образовании их на океанической стадии развития района (большой частью на океанических островах) и частично в условиях океанических структур растяжения.

Столь разнообразный химизм базальтов восточной части Горного Алтая указывает на то, что в зону тектонического сучивания вовлечены породы или различного возрастного уровня, или (и) различных частей латераль-

ного ряда. В связи с этим невозможно увязать все разнообразные толщи востока Горного Алтая, участвующие в строении мощной покровно-чешуйчатой структуры, в какую-то единую стратиграфическую схему.

ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОВРНО-ЧЕШУЙЧАТЫХ СТРУКТУР ГОРНОГО АЛТАЯ

Неоавтохтоном для всех выделенных частных покровно-чешуйчатых структур Горного Алтая служат орогенные осадочно-вулканогенные образования среднего — верхнего девона [Буслов, 1986а, 1987а]. Они стратиграфически перекрывают различные элементы древней структуры и содержат продукты разрушения слагающих их пород. Так, в центральной части Горного Алтая (см. рис. 4) красноцветные осадочно-вулканогенные толщи эйфеля перекрывают как теректинскую чешуйчатую структуру, расположенную в низах тектонического разреза этого района, так и песчано-сланцевую толщу кембрия Холзунско-Чуйской зоны, занимающую его верхнюю часть. На юго-востоке Горного Алтая, вблизи Чаган-Узунского месторождения (см. рис. 18,а), на арыджанской чешуйчатой структуре залегают базальные конгломераты красноцветной вулканогенно-осадочной аксайской свиты эйфеля. Балхашская чешуйчатая структура в верховьях р. Янтерек с размывом и угловым несогласием перекрыта живетской черно-сланцевой ташантинской свитой Табошакской синклинали [Буслов, 1987а]. В терригенной грубообломочной барбаргузинской свите Берт-Озекской синклинали часто встречаются обломки пород Курайского и Артлашко-Башкаусского покровов. Они представлены уплощенными гальками гнейсов, гранитоидов, метасланцев и других пород.

Кроме того, имеются данные, которые указывают на то, что формирование покровно-чешуйчатой структуры, по крайней мере в Баратальском блоке, происходило в течение раннего кембрия и завершилось в среднем кембрии. Об этом свидетельствуют разновозрастные олистостромовые образования, отличающиеся структурным положением и составом обломочного материала. Выше были охарактеризованы кремнисто-обломочная олистострома второй половины нижнего кембрия и полимиктовая олистострома первой половины среднего кембрия, приуроченные соответственно к Арыджанской чешуйчатой структуре и к подошве Баратальского покрова. Третья группа олистостром среднего — верхнего кембрия широко проявлена в краевой части Ануйско-Чуйского прогиба к западу от Баратальского выступа. Здесь распространены олистостромо-конгломератовые образования, локализующиеся среди песчано-сланцевых флишoidных толщ, известных под названием горно-алтайской серии. Песчаники преимущественно полимиктовые, реже кварц-полевошпатовые, сланцы обычно глинистые, иногда карбонатно-глинистые и кремнистые. Среди перечисленных пород, формирование которых происходило в относительно глубоководных условиях, грубообломочные образования встречаются в виде олистостромовых, конгломерато-брекчиевых и песчано-гравелитовых пород, слагающих невыдержанные по простираанию линзообразные тела и прослои мощностью до многих сотен метров.

В большинстве случаев взаимоотношения грубообломочной толщи с породами Баратальского покрова тектонические и лишь в нескольких местах наблюдается их первичный стратиграфический контакт.

Разрывные нарушения представлены последевонскими надвигами, которые особенно ярко проявились в районе пос. Акташ и юго-восточнее него (см. рис. 14,а). Поверхности надвигов погружаются на север, иногда выпо-

лаживаются до 0°. Амплитуду горизонтального смещения по надвигам можно оценить в несколько километров. Они являются продолжением последовонских надвигов Акташского тектонического узла [Бондаренко, 1976]. Более поздние разломы взбросо-сдвигового характера имеют северо-восточное и субмеридиональное простирание. Они нарушают взбросо-сдвиги и иногда ограничивают блоки грубообломочных пород в поле образований Баратальского покрова и Арыджанской системы пластин.

Отложения краевой части Ануйско-Чуйского прогиба стратиграфически налегают на породы Баратальского покрова в трех местах: в районе пос. Акташ; в истоках р. Менка; на водоразделе рек Чаган-Узун и Кызыл-Чин.

В районе пос. Акташ (см. рис. 14,а) мощность базального горизонта грубообломочных пород в направлении внутренней части прогиба меняется на расстоянии 1 км от 2 до 200 м. Строение горизонта неоднородно. В наиболее мощной части он представлен валунными конгломератобрекчиями, которые в западном направлении сменяются несколькими невыдержанными по простиранию прослоями и линзами грубообломочных пород, заключенных в толщу переслаивающихся полимиктовых песчаников и алевролитов. Поверхность Баратальского покрова, на которой залегает грубообломочный материал, неровная, часто встречаются пикообразные формы силицилитов. Обломки обычно плохо окатаны и представлены в большинстве случаев мраморизованными серыми и черными известняками и доломитами (с желваками и прослоями силицилитов), черными, зелеными и красными силицилитами. Иногда встречаются пластинки песчаников и алевролитов, представляющие, вероятно, продукты внутриформационного перерыва. Выше валунных конгломератобрекчий залегают переслаивающиеся песчаники и сланцы с редкими линзами грубообломочных пород.

В истоках р. Менка линия контакта в плане извилистая. Вблизи контакта известняки разбиты трещинами, которые проникают на глубину в несколько метров и заполнены или обломками известняков, или полимиктовыми песчаниками. Выше контакта песчаники вмещают различные по размерам и форме плохо окатанные обломки известняков и силицилитов. Мощность этих образований достигает первых десятков метров. Далее после прослоя песчаников и алевролитов, содержащих маломощные линзы грубообломочных пород, залегает олистостромо-конгломератовая толща. Она прослеживается на расстояние более 4 км вдоль Чуйского тракта. По руслу ручья — правого притока р. Менка, в олистостромо-конгломератовой толще выделяются четыре пачки (снизу вверх).

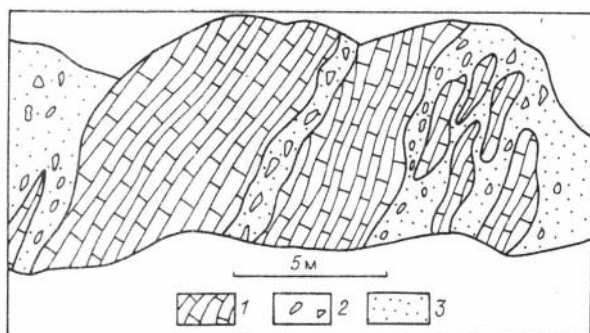
Мощность, м

1. Серые карбонатно-глинистые сланцы, содержащие беспорядочно рассеянные включения продолговатых олистолитов и более мелких обломков, ориентированных согласно слоистости. Положение олистолитов и других обломков в карбонатно-глинистом цементе дано на рис. 25. Видимая ширина наиболее крупного олистолита достигает 8 м 50
2. Серо- и темно-зеленые плохо отсортированные полимиктовые песчаники и гравелиты. В них спорадически расположены различной окатанности обломки мраморизованных известняков, доломитов и силицилитов размером до нескольких сантиметров 35
3. Песчаники, аналогичные песчанкам пачки 2, переслаивающиеся иногда с алевролитами. Среди них, занимая около 50 % объема, встречаются тела неправильной формы, ленты и линзы конгломератобрекчий и олистостром. Их мощность составляет первые метры, протяженность — несколько десятков метров. Они сложены различной окатанности обломками мраморизованных, иногда онколитовых известняков, доломитов, силицилитов, редко известняков с археоциатами плохой сохранности, хорошо окатанными эллипсоидными гальками плагиогранитов и полимиктовых гравелитов. В расположении обломков некоторых линз характерна зональность: в центре находятся наиболее крупные олистолиты, вокруг которых рассыпа-

- ны более мелкие тела. Олистолиты, сложенные преимущественно известняками, имеют плоскую форму с расщепленными концами или представлены овальными образованиями длиной до 20 м 200
4. Пачка расположена в непосредственной близости к Чуйскому тракту. Она сложена полимиктовыми крупнозернистыми песчаниками с единичными гравийными обломками 120
- Общая мощность олистостромо-конгломератовой толщи не менее 400 м (видимая),

Р и с. 25. Расположение олисто-литов и более мелких обломков карбонатных пород в карбонатно-глинистом цементе (разрез).

1 — олистолиты; 2 — мелкие обломки; 3 — цемент.



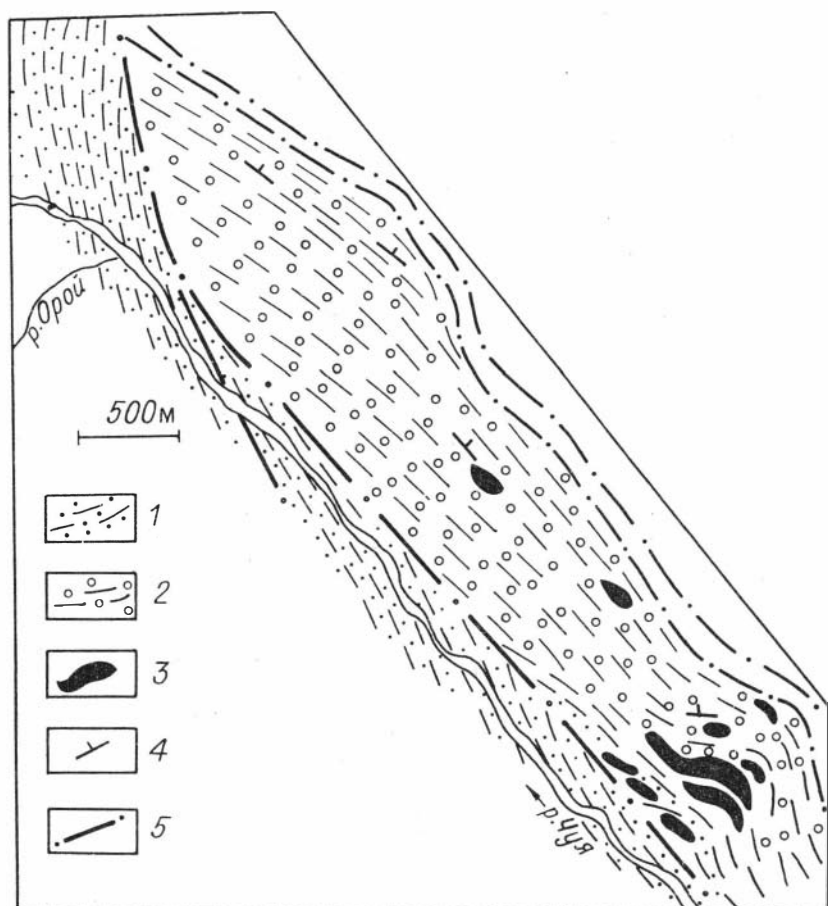
В левом борту р. Менка олистостромо-конгломератовая толща надстраивается мощным разрезом песчано-сланцевых пород с четким флишевым строением. Мощность ритмов составляет обычно от нескольких сантиметров до первых метров. Песчаники полимиктовые и кварц-полевошпатовые. Сланцы глинистые и известково-глинистые. Иногда ритмы начинаются с полимиктовых гравелитов. Некоторые их прослои имеют лиловую окраску. Разрез флиша непрерывно прослеживается вдоль правого борта р. Чуя внутрь Ануйско-Чуйского прогиба на расстояние около 4 км с углами падения слоистости 60—70°. Его неполная мощность превышает 3 км.

На водоразделе рек Чаган-Узун и Кызыл-Чин стратиграфический контакт баратальской свиты с горно-алтайской серией описал А.Б. Дергунов [1967]. Здесь в поле баратальской свиты развита песчано-сланцевая толща, содержащая прослои конгломератов. На северном побережье оз. Кара-Куль в ее основании залегает пачка валунно-галечных конгломератов, перекрывающая известняки баратальской свиты. Мощность ее 30—70 м. В нижней части пачки преобладают гальки и глыбы известняков, а выше по разрезу появляются окатанные валуны и гальки порфиринов, туфов, кремнистых пород, кварца. Цементом для них служит буровато-зеленый известковый полимиктовый песчаник. В перекрывающей конгломераты толще мощностью 600—650 м А.Б. Дергунов отмечает развитие полимиктовых песчаников и мелкогалечных конгломератов, образующих совместно прослои мощностью до нескольких сотен метров. Они заключены среди часто переслаивающихся песчаников и алевролитов суммарной мощностью в несколько десятков метров.

Автор на этом участке среди прослоев и линз полимиктовых песчаников обнаружил шаровидные валуны (диаметром до 1 м) порфиринов и олистолиты коробчатой формы мраморизованных известняков (с размерами по длинной оси до нескольких десятков метров).

Аналогичную характеристику имеет разрез мощностью 1600 м, описанный в 1961 г. В.П. Сергеевым в правом борту долины в верховьях р. Кызыл-Чин. Увеличение мощности связано с появлением в верхней части разреза пачки флиша, состоящей из переслаивающихся мелкозернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев.

К юго-востоку от пос. Чибит в правом борту р. Чуя, уже во внутренней части Ануйско-Чуйского прогиба, на расстояние в несколько километ-



Р и с. 26. Схема расположения грубообломочных пород по флишовой толще Ануйско-Чуйского прогиба.

1, 2 — породы (1 — средне-верхнекембрийские флишоподобные песчано-сланцевые, 2 — с гальками и валунами эффузивов, кремней, гранитоидов и карбонатных пород); 3 — крупные оолиты и оолитоиды карбонатных пород; 4 — элементы залегания слоистости; 5 — разломы.

ров прослеживается полоса грубообломочных пород мощностью более 500 м, которая вверх по разрезу надстраивается флишевой песчано-сланцевой толщей (рис. 26). Грубообломочная пачка отделена разломами от зелено-фиолетового песчано-сланцевого комплекса, типичного для большей части горно-алтайской серии Ануйско-Чуйского прогиба. Грубообломочная толща погружается на северо-восток под углами 50—60°. Матрикс ее песчано-сланцевый, серо-зеленого и зелено-фиолетового цвета. В нем хаотически расположены гальки эффузивов, кремней, гранитоидов, карбонатных пород, а также оолиты и оолитоиды последних. Карбонатные породы в различных телах представлены то светло-серыми плитчатыми, то черными массивными разновидностями. В одном месте (см. рис. 26) оолиты и оолитоиды образуют крупное скопление. Самая крупная оолитоидка карбонатных пород протягивается более чем на 500 м при мощности до 100 м.

Породы на рассматриваемом участке подвержены сильному расщеплению. Большинство галек карбонатных пород раздавлено и они часто выглядят как линзы. Местами можно наблюдать, как хорошо сохранившиеся гальки гранитоидов вдавлены в эти линзы карбонатов.

Данные о чередовании олистостромо-конгломератовой и флишевой седиментации в рассматриваемом районе, а также о составе обломочного материала приводит и Н.И. Гусев [1986]. В разрезе на водоразделе рек Чуя — Куркурек он выделяет снизу вверх следующие толщи.

Мощность, м

1. Грязно-зеленовато-серые разнозернистые песчаники, неслоистые, плохо сортированные, содержащие до 20—30 % слабоокатанных угловатых обломков известняков средне- и крупногравийной размерности. Присутствуют крупные обломки известняков, а также их скопления, обособленные в виде линз, неправильных по форме пятен и линзовидных участков. Обломки известняков описаны как олистолиты. Они сильно уплощенные, дощатые, шарообразные и линзовидные, часто с расщепленными и занозистыми концами 550
 2. Темно- и фиолетово-зеленые среднезернистые песчаники с единичными, мощностью 1—5 м, прослоями сургучно-красных алевролитов, светло-зеленых, белых, розово-серых кремнистых сланцев. На расстоянии от 50 до 300 м от основания толщи залегает линзовидный пласт валунных конгломератобрекчий с мощностью в раздувах до 130 м. Наряду с обломками известняков (40 %) широко представлены гранитоиды (25 %), габбро, эффузивы кислого и основного состава (25 %). Обломки известняков обычно неокатанные и резко отличаются от галек магматических пород, окатанных хорошо и отлично. Широко развиты пресструктуры за счет вдавливания магматических пород в известковые 450
 3. Зеленые мелкозернистые песчаники, переслаивающиеся с лилово-красными алевролитами. Мощность прослоев алевролитов от 0,5—2 см до 3—5 м. Встречаются линзовидные пласты полимиктовых зеленых песчаников до 300 м мощности, имеющих признаки песчаных стоков 1000
- Общая мощность разреза около 2 км.

Наиболее разнообразные по составу олистостромо-конгломераты встречены нами в правом борту р. Чуя в 14 км западнее пос. Курай (см. рис. 15). Они слагают блок, зажатый между породами баратальской свиты. Олистостромо-конгломераты прослеживаются полосой северо-западного направления от р. Чуя к устью лога Баратал и на его правый борт. Ширина блока достигает 1 км. Слои в нем погружаются на юго-запад под углами 50—60° и образуют тело мощностью до 900 м. Начиная от Чуйского тракта стратиграфический разрез блока выглядит таким образом.

Мощность, м

1. Полимиктовые валунные конгломераты 100
2. Переслаивающиеся известково-кремнистые конгломераты, табачно- и серо-зеленые алевролиты. В них встречаются олистолиты известняков и силицилитов, длина которых достигает нескольких метров 250
3. Полимиктовые конгломераты с единичными олистолитами известняков, достигающих длины 10 м 120
4. Переслаивающиеся полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, содержащие редкие тела известняковых олистолитов 250
5. Кремнисто-известковые конгломераты и гравелиты, содержащие многочисленные олистолиты известняков и силицилитов. Характерна различная ориентировка слоистости в известняках. Длина олистолитов достигает 10—15 м 150

По логу Баратал пачка 5 смещена по разлому на восток и выходит в тектоническом клине вблизи Чуйского тракта и в правом борту лога Баратал достигает мощности в первые десятки метров. Конгломераты сложены хорошо окатанными, часто продолговатыми валунами размером по длинной оси до 80 см. Некоторые из них подвержены тектонической переработке, растащены на отдельные будины.

Матрикс олистостромо-конгломератов рассматриваемого тектонического блока сложен полимиктовыми песчаниками, глинистыми и кремнистыми алевролитами. Олистолиты и олистоплаки состоят из известняков, доломитов и силицилитов баратальской свиты. Валуну и гальки представлены калиевыми и натриевыми гранитоидами, иногда превращенными в катаклазиты и милониты, габбро, габбродиоритами, амфиболитами, серпентинитами,

эффузивами разного состава, кварцем, разноцветными силицилитами, доломитами, известняками, песчаниками, сланцами, осадочными брекчиями, гравелитами и конгломератами, кварц-хлорит-серицитовыми сланцами.

Литолого-петрографический анализ обломочного материала олистостромо-конгломератовой толщи показал, что он может быть сопоставим с верхнерифейско(?)—среднекембрийскими породами, слагающими Баратальский и Телецкий покровы, Арыджанскую и Балхашскую чешуйчатые структуры.

В большинстве случаев трудно определить, к каким из известных сейчас массивам или толщам принадлежат обломки. В современной структуре покровов наблюдается уже совершенно иной срез. Даже петрохимическая характеристика магматических пород не может привести к определенному выводу, так как они обычно зональны по этому свойству. Может получиться так, что обломки одного из гранитоидных массивов принадлежат к их верхней части, а корни, наблюдаемые сейчас, имеют совершенно иной состав. Поэтому основой для сопоставления комплексов пород покровов с грубообломочными породами олистостромо-конгломератов может служить наиболее полный набор подобных им обломков и специфические образования.

Так, олистолиты, глыбы и более мелкие обломки силицилитов, мраморизованных известняков и доломитов, содержащих часто прослои и желваки силицилитов, хорошо сопоставляются с породами Баратальского покрова. В гальках конгломератов из тектонического блока правобережья р. Чуя обнаружены специфические осадочные брекчии, сходные с брекчиями из кремнисто-обломочных олистостром, развитых в Арыджанской чешуйчатой структуре на левобережье р. Кызыл-Чин. Цемент в них глинисто-железистый, обломки размером до 0,5 см представлены силицилитами, слоистыми глинисто-кремнистыми и серицитовыми сланцами, глинисто-железистыми породами, метабазальтами. Характерно развитие бурого железняка за счет карбонатных пород.

Гальки метабазальтовых порфириров, амфиболитов и серпентинитов также могут представлять породы Арыджанской системы пластин.

Гальки плагиогранитов, археоциатовых и онколитовых известняков, миндалекаменных андезитобазальтов, андезитовых порфириров, кварцевых порфиров, полимиктовых конгломератов и песчаников, кварцевых гравелитов, плагиогранитов, габбро и габбродиабазов и других пород представляют собой продукты разрушения венд-среднекембрийских образований Уйменско-Лебедской зоны, состав которых частично охарактеризован при описании Балхашской чешуйчатой структуры, калиевые граниты и метасланцы сопоставимы с породами Телецкого покрова.

Итак, средне-верхнекембрийские олистостромо-конгломератовые образования стратиграфически налегают на кремнисто-карбонатную толщу Баратальского покрова и содержат продукты разрушения как его пород, так и Арыджанской чешуйчатой структуры, в том числе кремнисто-обломочной олистостромы. Эти данные позволяют выделять грубообломочную толщу в качестве неоавтохтона покровно-чешуйчатой структуры Баратальской зоны.

Формирование кремнисто-карбонатных олистоплак и олистолитов в краевой части Ануйско-Чуйского прогиба связано, вероятно, с расползанием по лирическому разлому Баратальско-Арыджанской структуры, представляющей собой в средне-верхнекембрийское время подводное поднятие.

Нижнекембрийские олистостромо-конгломератовые образования в турбидитах курайской свиты, обломочный материал которой почти полностью получен при разрушении Балхашских островодужных офиолитов, свидетельствуют о времени начальных стадий их расчешуивания. Окончательное формирование Балхашской чешуйчатой структуры произошло, вероятно, в позднесилурийское — раннедевонское время под активным воздействием Курайского, Телецкого и Артлашко-Башкаусского покровов, перекрываю-

ших ее через фрагменты офиолитов. Артлашко-Башкаусский покров и подстилающие его офиолиты надвинуты в Улаганском районе на венд-кембрийские образования, которые недалеко от надвига стратиграфически перекрыты ордовикско-раннесилурийскими толщами. Хотя в зоне расчешуивания пока не обнаружены пластины ордовика или силура, но островодужные и молассовые породы этого возраста развиты только в этой части Горного Алтая и приурочены к более древним ниже-среднекембрийским островодужным комплексам, тогда как аналогичные Артлашко-Башкаусскому покрову толщи Западного Саяна стратиграфически дополняются ордовикско-раннесилурийскими отложениями, представляющими собой монотонное чередование песчаников и сланцев, местами флишевого строения. Трудно представить, что на таком коротком расстоянии (несколько километров — первые десятки километров) моласса и островодужные образования полностью заместятся флишем. Вероятно, столь разнородные комплексы пород были тектонически совмещены в позднем силуре — раннем девоне.

Таким образом, анализ разновозрастных олистостром, возраста неавтохтонов и состава пород частных покровно-чешуйчатых структур Горного Алтая позволяет сделать следующие выводы о времени их формирования:

Кайтанакско-Теректинская и Сугашская — доэйфельский;

Баратаальско-Арыджанская — ранний — средний кембрий;

Балхашская, Верхне-Ильдугемская, Курайская, Телецкая и Артлашко-Башкаусская — позднесилурийско-раннедевонский.

Г л а в а 3

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

Широкое развитие покровно-надвиговых дислокаций в центральной, юго-восточной и восточной частях Горного Алтая позволяет иначе трактовать стратиграфическую последовательность раннепалеозойских толщ, а также структурное положение метаморфитов и офиолитов. Это приводит к иной интерпретации строения частных структур и Горного Алтая в целом, чем это было принято сторонниками классической геосинклинальной теории.

Полученные нами материалы хорошо согласуются с мобилистскими представлениями Н.Л. Добрецова, Л.П. Зоненшайна и других исследователей, которые считают, что складчатые области юга Сибири были сформированы в палеозое в результате последовательной аккреции микроконтинентов и островных дуг к Сибирскому континенту. В связи с этим важно выделение в складчатых областях шовных (сутурных) зон, фиксирующих сочленение блоков в определенные стадии аккреции. Такие шовные зоны обычно маркируются офиолитами и (или) субдукционными комплексами пород (глаукофановыми сланцами, эклогитами, гранатовыми амфиболитами), участвующими в строении покровно-чешуйчатых ансамблей и меланжево-олисторомовых комплексов.

Считается, что глаукофановые сланцы, эклогиты и гранатовые амфиболиты как результат метаморфизма в зонах субдукции сохраняются и выводятся на поверхность в результате быстрой обдукции во время начальных этапов аккреции, которые обычно совпадают с ранними этапами известных тектонических фаз [Добрецов, 1980, 1981; Богданов, Добрецов, 1987]. Эти

процессы периодически повторяются, отражая периодическое изменение скорости и (или) направления движения литосферных плит [Dobretsov et al., 1987]. При этом происходит постепенное причленение к краю континента разнородных блоков, разделенных разновозрастными аккреционными сутурами.

Аккреционные сутуры разделяются по структурному положению на два типа: периконтинентальный и периокеанический [Тектоника..., 1980; Богданов, 1986; Пейве и др., 1986]. В периконтинентальных сутурных линиях офиолиты чаще всего представлены серпентинитовым меланжем и (или) отдельными тектоническими линзами других частей разреза. В периокеанических зонах типа Тихоокеанской офиолиты слагают крупные слабо нарушенные тектонические покровы и пластины, подстилаемые олистостромомеланжевыми комплексами, а нередко и субдукционными породами [Coleman, 1970; Ernst, 1983; Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты..., 1985; Богданов, 1986]. Такое сочетание вещественных комплексов можно объяснить наполнением офиолитовых покровов на глубоководные осадки, например осадки желоба, и одновременным проскальзыванием вверх пластин глаукофановых сланцев, эклогитов и гранатовых амфиболитов, которые часто слагают глыбы и чешуи, заключенные в серпентинитовые меланжи. В связи с этим для большинства давно известных крупных эпох складчатости характерны как олистостромы, так и близкие им по возрасту глаукофановые сланцы и другие субдукционные породы, которые могут быть разобщены и проявляются в разных поясах [Добрецов, 1990].

Офиолиты в межконтинентальных сутурах и в периокеанических аккрециях обнаруживают большое разнообразие и чаще всего представляют собой фрагменты коры окраинных морей или примитивных островных дуг, а не открытых океанов [Добрецов, 1980, 1981, 1986; Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты..., 1985]. Вследствие этого структурная позиция офиолитов, ассоциирующих с ними глаукофановых сланцев и эклогитов юга Сибири и сопредельных территорий разнообразна и сведена Н.Л. Добрецовым [1990] к следующим типичным случаям:

офиолитовые покровы надвинуты на кристаллические массивы и нередко облекают их (вследствие более позднего всплывания или диапиризма более легких масс кристаллических массивов). Сюда относятся, например, офиолиты обрамления Гарганской глыбы в Восточном Саяне. В подошве таких покровов могут содержаться пластины олистостромы, тектонически перемещенные с места своего формирования [Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты..., 1985];

офиолиты подстилают древние кристаллические массивы, например в Байкало-Муйском офиолитовом поясе [Добрецов, 1983]. Кристаллические породы в контакте интенсивно милонитизированы, сами офиолиты обычно тектонически расчленены и метаморфизованы;

офиолитовые покровы залегают на более молодых осадочных толщах, часто в виде синформ, обычно (но не всегда) подстилаемых олистостромами или меланжево-олистостромовым комплексом. К ним относятся обрамление Окинского автохтона в Восточном Саяне [Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты..., 1985], Чарский пояс в Восточном Казахстане [Ермолов и др., 1981], Баянхонгорский в Монголии и Буруский в Западном Саяне [Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты..., 1985]; они могут быть сорваны вместе с подстилающей олистостромой и залегать среди более древних кристаллических пород, т. е. обнаруживают ситуацию, переходную к первому случаю;

офиолиты (или, точнее, их разрозненные члены) целиком погружены в олистострому или меланжево-олистостромовую формацию. Они дают все

переходы к третьему случаю (Западный Саян, Чарский пояс, Китайская Джунгария);

серпентинитовый меланж или меланжево-олистоострововой комплекс с включениями глаукофановых сланцев и эклогитов (Чарский и Борусский пояса);

покровы офиолитов с глаукофановыми сланцами или амфиболитами в подошве.

Подобная типизация тектонической позиции подтверждается примерами из Западной Европы, Аппалачей, Альпийско-Средиземноморского пояса и лишь детализирует ранее опубликованные типизации [Богданов, 1986; Coleman, 1970, 1977; и др.].

По мнению Н.Л. Добрецова [1990, с. 21], «... в каледонидах Урало-Монгольского пояса расширение палеоокеана и формирование офиолитов завершилось в венде — начале кембрия, после чего имели место два этапа сжатия, фиксируемые по олистоостровам и складчатости, скучиванию и утолщению коры, и связанное с ними формирование гранитоидов: один во второй половине кембрия (возможно, с раннеордовикским дополнительным “импульсом”), второй в силуре или в конце силура — начале девона. С этим коррелируются возрасты глаукофановых сланцев 510—520 и 440—460 млн лет». Офиолиты и глаукофановые сланцы образуют пояса, которые могут быть рассмотрены либо как фрагменты единой шовной зоны, фиксирующей границу Сибирского континента в венде, либо как самостоятельные структуры более мелкого порядка [Эклогиты..., 1989]. Н.Л. Добрецов и его соавторы рассматривают в основном первый вариант.

Анализ же материалов по Горному Алтаю и Западному Саяну привел автора к выбору второго варианта. Это связано прежде всего с тем, что в этих регионах были выявлены фрагменты нескольких хорошо различающихся структурных единиц, разделенных закономерной сеткой позднепалеозойско-мезозойских сдвигов. С учетом сдвигов все известные фрагменты офиолитов и высокобарических пород, а также разделенные ими сегменты геоблоков хорошо дополняют друг друга, образуя общую линейную структуру каледонид Алтае-Саянской складчатой области. В каледонидах намечилось выделение трех сутурных зон и четырех геоблоков, которые резко различаются по структурно-вещественным признакам.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

Приведенные в работе материалы по вещественному составу и структурному положению офиолитов и метаморфических комплексов пород Горного Алтая хорошо обобщаются в рамках охарактеризованной выше аккреционной тектоники, что позволяет нам выделять иные структурные элементы, чем это было сделано предшественниками с позиций классической геосинклинальной теории. К их числу относятся покровно-чешуйчатые зоны (швы) и разделенные ими тектонические геоблоки, представляющие собой фрагменты структур бывших активных океанических окраин. При чем простая переинтерпретация уже выделенных зон глубинных разломов и структурно-формационных зон в указанные структуры аккреционной тектоники для Алтае-Саянской области как типичной структуры мозаичного типа не проходит. Это связано прежде всего с наложенными сдвиговыми перемещениями, направленными чаще всего поперек древней линейной покровно-чешуйчатой структуры и достигающими амплитуды в десятки и даже сотни километров. В связи с этим роль межформационных глубинных разломов приписывалась хорошо выраженным в современной структуре молодым региональным разломам взбросо-сдвигового типа, тогда как древние



покровно-чешуйчатые пояса, содержащие офиолиты и метаморфиты, имеют в большинстве случаев иные простираения и тем более иные глубинную структуру и генезис формирования слагающих их комплексов пород.

В связи с этим в областях мозаичного типа без детального изучения и сопоставления узловых районов, где концентрируются фрагменты офиолитов и метаморфитов, слагающие изначально протяженные пояса, трудно, а порой и невозможно переинтерпретировать без каких-либо оговорок и допущений огромный фактический материал, обобщенный с геосинклинальных позиций. Вероятно, по этой причине и нет на настоящий момент детальной тектонической схемы Горного Алтая, построенной на основе мобилистских представлений и не включающей в себя переинтерпретацию давно выделенных структурных элементов.

Автор, исходя из приведенного выше нового фактического материала по узловым участкам Горного Алтая и используя теоретические разработки мобилистского направления, предлагает на суд читателю одну из возможных тектонических схем региона.

В связи с тем, что ряд складчатых сооружений Горного Алтая и Западного Саяна имеют близкое строение и сходный вещественный состав, в дальнейшем для более полного раскрытия рассматриваемого вопроса будут привлекаться известные автору по публикациям материалы по Западно-Саянскому региону.

Основные структурные элементы Горного Алтая и Западного Саяна показаны на рис. 27. К их числу относятся три сутурные зоны покровно-чешуйчатого строения, разделяющие четыре совмещенных по ним геоблока.

Арыджанская периокеаническая сутура, названная по одноименной чешуйчатой структуре юго-восточной части Горного Алтая, состоит из крупных перидотитовых пластин и ассоциирующих эклогитов и гранатовых амфиболитов, пластин из кремнисто-базальтовых, дайково-силловых и осадочно-туфогенных пород, а также олистостромо-меланжевых комплексов, образующих совместно тектоническую позицию офиолитов, сочетающую в себе типичные случаи 3 и 5 по Н.Л. Добрецову [1990]. Возраст формирования структуры ниже-среднекембрийский.

Фрагменты ниже-среднекембрийской шовной зоны прослеживаются через всю территорию Горного Алтая в северо-западном направлении вдоль

Р и с. 27. Тектоническая схема Горного Алтая и Западного Саяна (составлена с использованием материалов Н.Л. Добрецова и Л.Г. Пономаревой по Западнему Саяну) [Петрология..., 1977].

1 — неоген-четвертичные отложения Барнаульской впадины; 2 — девонские вулканогенно-осадочные образования; 3—6 — Бийско-Барнаульско-Баратальский геоблок (3, 4 — верхний структурный этаж (3 — ордовикско-силурийский терригенно-карбонатный флиш, 4 — средне-верхнекембрийские флишонды Ануиско-Чуйского прогиба), 5 — средний структурный этаж: ниже-среднекембрийские вулканогенно-осадочные образования зрелых островных дуг, 6 — нижний структурный этаж: верхнерифейско(?)—раннекембрийские кремнисто-карбонатные образования баратальской свиты); 7—9 — Арыджанская шовная зона покровно-чешуйчатого строения (7 — гранатовые амфиболиты, амфиболиты и эклогиты, 8 — глаукофановые сланцы, 9 — нерасчлененные венд-раннекембрийские океанические офиолиты, вулканогенно-кlastические осадки и ранне-среднекембрийские олистостромы); 10, 11 — Балхашско-Северо-Саянский геоблок (10 — ордовикско-силурийские молассовые и островодужные серии верхнего структурного этажа, 11 — нерасчлененные венд-раннекембрийские офиолиты примитивных островных дуг и черносланцевые турбидиты нижнего структурного этажа, ниже-среднекембрийские образования зрелых островных дуг среднего структурного этажа); 12 — Восточно-Алтайско-Борусская шовная зона: океанические офиолиты, представленные пластинами гипербазитов, габбро и габбродиабазов, кремнисто-базальтовых образований, а также серпентинитовыми сланцами и меланжами с блоками экзотических пород; 13—18 — Холзунско-Чуйско-Чулышманско-Саянский геоблок (13 — ордовикско-силурийский флиш Центрально-Саянского прогиба и его аналогов, образующих верхний структурный этаж, 14—16 — нижний структурный этаж, состоящий из фрагментов кембрийского вулканогенно-осадочного чехла океанической коры, слабометаморфизованных (14) и метаморфизованных в зонах тектонического сжатия в зеленосланцевой (15) и эпидит-амфиболитовой (16) фациях, 17, 18 — Уймонско-Джебашская шовная зона (17 — глаукофановые сланцы, 18 — фрагменты океанических офиолитов)); 19 — наиболее крупные тела гипербазитов; 20 — фрагменты венд-раннекембрийских островодужных образований, возможно, Тувинской системы структур; 21 — ордовикско-силурийские осадки Хемчикско-Систигхемского прогиба; 22 — венд-раннекембрийские карбонатно-кремнисто-вулканогенные образования, габброиды и серпентинитовые меланжи северной части Горного Алтая, представляющие фрагмент офиолитов, вероятно, Салаирской системы структур; 23 — главные зоны взбросо-сдвиговых перемещений; 24 — прочие взбросо-сдвиги; 25 — фрагменты некоторых складчатых каледонских надвигов, трассируемые серпентинитами.

выходов верхнерифейско(?)—нижнекембрийской кремнисто-карбонатной формации, которая в форме крупного Бийско-Катунско-Баратальского аллохтонного геоблока надвинута на Арыджанскую зону. Особенно четко соотношение между этими структурными единицами наблюдается в юго-восточной части Горного Алтая (см. с. 34—44).

К северо-востоку от Арыджанской шовной зоны повсеместно обнаруживаются выходы Балхашско-Северо-Саянского геоблока, сложенного фрагментами разновозрастных островодужных комплексов и их офиолитового фундамента. Контакты между Арыджанской зоной и Балхашско-Северо-Саянским геоблоком в большей мере представлены молодыми сдвигами.

Восточно-Алтайско-Борусская периконтинентальная сутура прослеживается отдельными сегментами, разобщенными поперечными сдвигами, через восточную часть Горного Алтая и сливается с Кизайско-Ойской и Борусской зонами Западного Саяна. Структура имеет сложное чешуйчатое строение и содержит серпентинитовые сланцы и меланжи, пластины массивных серпентинитов и перидотитов, габбро, габбродиабазов и кремнисто-базальтовых пород (см. описание чешуйчатых структур в подошве Курайского, Телецкого, Арташско-Башкаусского покровов, Верхнеильдугемской чешуйчатой структуры, а также покровно-чешуйчатой структуры Борусского офиолитового пояса, охарактеризованной Н.Л. Добрецовым и Л.Г. Пономаревой [Петрология..., 1977]). Офиолиты восточной части Горного Алтая и Северного Саяна представлены в большей мере серпентинитовыми сланцами и меланжами, которые совместно с другими разобщенными членами офиолитовой ассоциации образуют не сплошную полосу, а чередуются с пластинами, представленными фрагментами крупных геоблоков, аккреция которых и привела к деформации офиолитов, а местами и к полному их поглощению. Примером таких чередований служат чешуйчатые структуры в подошве Курайского, Телецкого, Арташско-Башкаусского покровов и Верхне-Ильдугемская чешуйчатая структура. В Западном Саяне это Борусский офиолитовый пояс, зажатый между двумя крупными тектоническими пластинами метаморфических пород [Петрология..., 1977].

Характерно, что в меланжах встречаются глыбы и чешуи пород, отвечающие по составу почти всем составным частям офиолитовой ассоциации, а также продуктам их метаморфизма в субдукционных зонах и (или) зонах тектонического скупивания. Так, в меланжах Восточно-Алтайского сегмента шовной зоны встречены глыбы массивных серпентинитов, перидотитов, габбро, габбродиабазов, метагаббро и метабазальтов, амфиболитов, кремнистых пород и базальтов. В меланжах Борусской зоны кроме перечисленных пород известны также глыбы жадеитов, эклогитов и гранатовых амфиболитов [Петрология..., 1977; Эклогиты..., 1989]. Это свидетельствует о длительной истории формирования Восточно-Алтайско-Борусской шовной структуры, офиолиты и экзотические породы которой представляют фрагменты венд-раннекембрийской океанической коры, метаморфизованной в зоне субдукции, возможно, в среднем кембрии. В дальнейшем, вероятно, после обдукции, фрагменты офиолитов и субдукционных пород участвуют в строении шовной зоны, которая образуется в результате сближения Холзунско-Чуйско-Чулышманско-Саянского и Балхашско-Северо-Саянского геоблоков в позднесилурийско-раннедевонское время. Следует отметить, что для Восточно-Алтайско-Борусской шовной зоны совершенно не характерны олистостромовые комплексы. По крайней мере автору они не известны.

По простираанию шовная структура имеет различные направления погружения пластин и тел меланжей. В восточной части Горного Алтая они в общем полого падают на восток под Холзунско-Чулышманско-Саянский геоблок. В северной части Западного Саяна, по данным Н.Л. Добрецова и

Л.Г. Пономаревой, пластины и тела меланжей Борусского офиолитового пояса погружаются на северо-запад, перекрывая комплекс пород центральной части Западного Саяна.

Такие соотношения свидетельствуют о сложной глубинной структуре рассматриваемой покровно-чешуйчатой зоны, образованной в результате не только чистых надвигов, но и, вероятно, сдвиговых перемещений на конечном этапе формирования структуры.

Уйменско-Куртушибинская периокеаническая сутура состоит из двух фрагментов. На Горном Алтае она представлена Кайтанакско-Теректинской покровно-чешуйчатой структурой, в которой покров офиолитов налегает на уймонские глаукофановые сланцы, что отвечает типичному случаю 6 по классификации Н.Л. Добрецова [1990]. Аналогичная ситуация характерна и для Куртушибинского района Западного Саяна. Поражает не только сходство офиолитов и глаукофановых сланцев [Петрология..., 1977; Добрецов и др., 1991], но и других структурных элементов Теректинского (Уймонского) и Куртушибинского районов. Так, в том и другом случае под офиолитовыми покровами, кроме пластин глаукофановых сланцев, развиты зеленосланцевые комплексы пород (соответственно теректинская и джебашская свиты) и песчано-сланцевые толщи горно-алтайской серии и ее аналогов. Кроме того, с перечисленными комплексами пород пространственно ассоциируют пластины и покровы андезитобазальтовых толщ, соответственно сугашской и терешкинской свит венда — нижнего кембрия. Более метаморфизованные породы типа Тургундинского комплекса, распространенного в Уймонском районе, пока не известны в Куртушибинском, но их аналоги широко развиты в других частях Западного Саяна и восточной части Горного Алтая [Лепезин, 1978; и др.]. По существу, Теректинский блок центральной части Горного Алтая по характеру строения и составу вещественных комплексов полностью идентичен Куртушибинской структуре Западного Саяна. Их разобщенность в современной структуре связана, прежде всего, с позднегерцинской сдвиговой тектоникой, основные элементы которой будут охарактеризованы ниже.

В Куртушибинской части рассматриваемая шовная структура надвинута с юго-востока на кембрийские песчано-сланцевые комплексы, перекрытые ордовикско-силурийскими толщами Западно-Саянского прогиба. В Теректинской зоне в основании фрагмента шовной зоны также залегают кембрийские песчано-сланцевые отложения. Возраст шовной структуры определяется как позднесилурийско-раннедевонский. Она ограничивает с юго-востока Холзунско-Чуйско-Чулышманско-Саянский геоблок от венд-кембрийских структур Тувинской системы, перекрытых вблизи Западного Саяна ордовикско-силурийскими осадками наложенного Хемчикско-Систигхемского прогиба.

Кратко охарактеризуем основные элементы строения и состава геоблоков.

Бийско-Катунско-Баратальский геоблок состоит из серии мелких блоков, разделенных позднепалеозойско-мезозойскими сдвигами преимущественно северо-западного простирания. Такому простиранию подчинена ориентировка Бийско-Катунского, Кадринского, Баратальского и Чергинского блоков, где выходят на поверхность образования нижнего и среднего структурных этажей геоблока. С юго-востока они перекрыты мощными осадками среднего кембрия — силура Ануйско-Чуйского прогиба, в котором выделяется два подэтажа: средне-верхнекембрийский и ордовикско-силурийский.

На примере Баратальского блока выше была показана тектоническая природа выделяемой для него "стратиграфической" последовательности из кремнисто-карбонатного баратальского, осадочно-вулканогенного арыджанского, вулканогенно-осадочного сагалакского комплексов пород. Аналогич-

ные по составу породы отмечаются и в Бийско-Катунском блоке. Причем существуют противоречивые представления о порядке напластования и количестве выделяемых для него стратиграфических подразделений для Катунского антиклинория. Одни исследователи пытаются большую часть выделяемых свит связать вертикальной последовательностью и заполнить ими все три отдела рифея и венда [Винкман, 1978; Гинцингер, 1978]; другие, считая большую часть выделяемых свит фаціальными аналогами, относят их к верхнему рифею и венду, а частично и к нижнему кембрию [Афонин, 1976; Гурский, 1978; Краевский и др., 1984]. Создавшаяся ситуация связана, на наш взгляд, с несколькими причинами. К их числу можно отнести: традиционный стратиграфический подход в изучении рассматриваемых толщ, при котором не учитывалась возможность порой послойного, тектонического их совмещения; отсутствие надежных палеонтологических находок, что привело к использованию при их расчленении водорослевой проблематики, сведения по которой еще не могут считаться достаточно надежными [Хоментовский, 1978; Гинцингер, 1978, 1979]; применение только литологических признаков при выделении свит; недоучет олистоформ.

Анализируя данные геолого-съемочных и тематических работ второй половины 70-х — начала 80-х годов и принимая в них непосредственное участие, Б.Г. Краевский и соавторы [1984] пришли к выводу, что баратальская свита, если ей приписывать исключительно кремнисто-карбонатный состав, как в стратотипической местности по логу Баратал, обособляется повсеместно в крупные тектонические блоки. Все остальные досанаштыгольские образования, по их мнению, можно выделить в два крупных регионально распространенных и фаціально изменчивых горизонта: вендский каянчинский и нижнекембрийский манжерокский, имеющие на большой площади согласные контакты. В вендский литокомплекс объединены существенно осадочно-карбонатные эсконгинская и каянчинская свиты, в нижнекембрийский — осадочно-вулканогенные манжерокская и каимская свиты. Границы горизонтов проводятся по кровле и основанию соответствующих свит. Нижняя граница каянчинского горизонта в большинстве случаев неизвестна, а местами проводится по кровле доломитов сосновской толщи.

Средний формационный ряд Бийско-Катунско-Баратальского геоблока представлен ниже-среднекембрийскими, изменчивыми по составу вулканогенно-терригенно-карбонатными образованиями, стратиграфически перекрывающими образования нижнего ряда.

Так, на хорошо изученном [Винкман, Гинцингер, 1962; Белоусов, 1962; Хоментовский и др., 1962; Магматические комплексы..., 1986; и др.] Чепошском участке в основании развитой здесь вулканогенно-карбонатной толщ расположены базальные конгломераты, перекрывающие вулканиды манжерокской свиты и фиксирующие крупный предсанаштыгольский перерыв. В карбонатных образованиях шашкунарской, чепошской, барангольской толщ широко развита богатая фауна трилобитов, археоциат и брахиопод ленского яруса нижнего кембрия. Вулканогенная составляющая (усть-семинская толща) сложена здесь преимущественно грубообломочными туфами и туфобрекчиями основного состава, граувакками и туффитами. В нижней части свиты отмечаются основные лавы, составляющие до 20 % ее объема. Северо-западнее, в бассейнах рек Каянча и Устюба, в основании ниже-среднекембрийских образований появляются терригенные породы, которые трансгрессивно через базальные конгломераты перекрывают также манжерокские эффузивы [Волков, 1966].

Выходы ниже-среднекембрийских толщ известны и в других местах Катунского блока. Существенно карбонатный состав их описывается в разрезе по р. Еланда. Южнее, по р. Катунь, вблизи устья р. Бийка, среди кар-

бонатных пород появляются сланцы, диабазовые порфириты и их туфы [Волков, 1966].

В Чергинском блоке, расположенном западнее Бийско-Катунского на границе с Ануйско-Чуйским прогибом, средний структурный этаж представлен преимущественно терригенными породами изменчивого состава (от граувакковых и полимиктовых до олигомиктовых существенно кварцевых), довольно частыми линзами и прослоями грубообломочных пород, образованных мутьевыми потоками, редкими прослоями кремнистых и пачками вулканогенных пород.

Анализируя ниже-среднекембрийские образования Катунского и Чергинского блоков, В.В. Волков [1966] пришел к выводу о фациальных замещениях существенно карбонатно-вулканогенных пород существенно терригенными в сторону Ануйско-Чуйского прогиба. К сходному выводу пришли и мы, изучая ниже-среднекембрийские образования Катунского и Чергинского блоков в 1987 г. совместно с Ч.Б. Борукаевым и И.И. Вологдиным. При этом неясным остается вопрос соотношения ниже-среднекембрийских образований Чергинского блока со средне-верхнекембрийскими песчано-сланцевыми толщами, выполняющими большую часть Ануйско-Чуйского прогиба. Нами они выделяются в верхний структурный этаж геоблока на том основании, что в Баратальской зоне средне-верхнекембрийская олистостро-мо-конгломератовая толща через базальную пачку валунных конгломератов перекрывает Баратальско-Арыджанскую покровно-чешуйчатую структуру, что позволяет выделять ее в качестве неавтохтонного комплекса данной зоны. К тому же аналогичные по составу и возрасту грубообломочные породы, охарактеризованные фауной майского яруса среднего и сакского яруса верхнего кембрия, слагают немногочисленные выходы во внутренних частях Бийско-Катунского блока. Среди них выделяются разрезы терригенного профиля с фауной майского яруса среднего кембрия — низов сакского яруса верхнего кембрия (тандошинская, еландинская, большеишинская, ыныргинская свиты), расположенные по рекам Тандошка, Тагаза, Бирюла, Карас, Ускучу, правобережью р. Бия, и разрезы известково-терригенного типа с фауной верхов сакского яруса верхнего кембрия, расположенные в бассейне рек Верх. и Ниж. Еланда, Иша, Ишпа и по левобережью р. Бия [Винкман, 1958; Волков, 1966; Романенко, 1985; и др.].

В верхнем течении р. Иша терригенные отложения майского яруса залегают через базальные конгломераты на эффузивно-терригенной усть-семинской свите амгинского яруса среднего кембрия [Романенко 1985], а в разрезе по р. Ынырга с крупным размывом перекрывают известняково-конгломератовую тырганскую свиту верхней половины нижнего кембрия [Волков, 1966]. По р. Кульбич терригенные отложения перекрываются с базальными конгломератами в основании известково-терригенной кульбичской свиты верхнего кембрия [Романенко, 1985]. Мощность средне-верхнекембрийских толщ изменчива и достигает местами 1600 м [Волков, 1966].

Для рассматриваемых средне-верхнекембрийских образований характерен общий красноцветный известняково-песчано-сланцевый материал, в котором широко развиты грубообломочные породы. Чаще всего они сложены гальками порфиритов, силицилитов, известняков, доломитов, кремнистых сланцев и яшм (еландинская свита) [Белоусов, Сенников, 1960]. Иногда (ыныргинская свита) встречается галька известняков с фауной археоциат верхов нижнего кембрия [Волков, 1966].

К западу от полосы распространения перечисленных олистостро-мо-конгломератовых образований развита значительно более мощная преимущественно песчано-сланцевая толща с немногочисленными горизонтами конгломератов. Толща известна в литературе под названием горно-алтайской се-

рии и подразделяется на кудатинскую и кадринскую свиты в центре на севере Алтая, суеткинскую свиту — на северо-западе.

Кудатинская свита преимущественно песчано-сланцевая, сменяется вверх по разрезу более грубообломочной и красноцветной кадринской свитой [Волков, 1966]. Основание кудатинской свиты не известно. В песчаниках этих свит преобладают зерна плагиоклазов (преимущественно альбит) и различных сланцев — серицито-хлоритовых, глинисто-кремнистых, а также кварцитов, реже кварца, порфиринов, эпидозитов и рудных минералов. Конгломераты состоят в основном из галек песчаников, порфиринов, биотитовых гранодиоритов, пегматитовых гранитов и диоритопорфиринов. Цементом конгломератов служат полимиктовые песчаники. Мощность свиты превышает 5 км.

Суеткинская свита сложена в основном пестроцветными полимиктовыми гравелитами и конгломератами. Преобладающие в составе свиты полимиктовые песчаники представлены в различной степени окатанными обломками кварца, плагиоклаза, филлитов, гематитовых и кремнисто-глинистых сланцев, порфиринов, кварцево-карбонатных пород, рудных минералов, эпидота. Песчаники цементируют в гравелитах и конгломератах обломки кварцитов с магнетитом, пестроцветных кремнистых сланцев, филлитов, кварц-полевошпатовых песчаников, диабазовых порфиринов и эпидозитов, кремнистых известняков, гранит-порфиров, пегматитовых гранитов и фельзитов. Мощность свиты более 3,5 км [Волков, 1966].

Большая часть обломочного материала суеткинской свиты, по мнению В.В. Волкова, является продуктом разрушения пород подстилающей чарышской и засурынской свит Чарышко-Инской зоны. Взаимоотношения с ними трактуются по-разному. Одни геологи [Волков, 1966] отмечают постепенные переходы, другие (Б.Ф. Сперанский, Ю.С. Перфильев, В.И. Тихонов) указывают на несогласное налегание суеткинской свиты на подстилающих толщах чарышской.

Таким образом, можно отметить, что в поперечном субширотном сечении средне-верхнекембрийские отложения фациально изменчивы и, вероятно, представляют различные части единого бассейна осадконакопления. Осадки его прибрежной фации стратиграфически перекрывают различные сегменты структур Бийско-Катунско-Баратальской зоны и представлены фаунистически охарактеризованными терригенными и известково-терригенными породами среднего — верхнего кембрия. В юго-западном направлении, в глубь бассейна, они сменяются отложениями, для которых характерно чередование в общем глубоководных флишевого строения осадков, содержащих прослои и линзы олистостромо-конгломератовых образований, которые представляют, вероятно, склоновые фации прогиба.

В юго-западном направлении в разрезах прогиба увеличивается роль песчаников и сланцев и все меньше становится грубообломочных пород, что свидетельствует, на наш взгляд, об углублении бассейна и удалении источников сноса. В северо-западной части Горного Алтая песчано-сланцевая толща, по-видимому, нормально стратиграфически дополняет венд-нижнекембрийские вулканогенно-осадочные образования Чарышко-Инской зоны.

Исходя из данных приведенного анализа, можно считать, что структуры, стратиграфически перекрытые средне-верхнекембрийскими отложениями, завершили свое активное развитие в качестве покровно-надвиговых в основном в среднем кембрии. К их числу относятся верхнерифейско(?)-среднекембрийские породы Бийско-Катунско-Баратальского геоблока и образования Арыджанской шовной зоны.

Покровно-надвиговые деформации ниже-среднекембрийского возраста зафиксированы в покровно-чешуйчатых структурах нижнего структурного

этажа Бийско-Катунско-Баратальского геоблока. Такие структуры закартированы в Баратальской зоне [Берзин и др., 1988] и в южной части Бийско-Катунской [Беляев, Кузнецов, 1989а,б].

Более молодой раннеордовикский этап складчатости в рассматриваемом геоблоке запечатлен в смятии и слабом региональном метаморфизме средне-верхнекембрийских флишеидных песчано-сланцевых толщ Ануйско-Чуйского прогиба. Они с перерывом и структурным несогласием перекрываются ордовикско-силурийским карбонатно-терригенным флишем, слои которого деформированы в крупные брахиформные складки, образованные в результате девонских и более поздних сдвиговых перемещений.

Балхашско-Северо-Саянский геоблок также состоит из трех структурных этажей. Нижний представлен своеобразными офиолитами с венд-кембрийскими магматическими и вулканическими породами бонинитового и толеитового состава, которые перекрыты раннекембрийским карбонатно-кремнисто-черносланцевым чехлом (см. с. 50).

Аналоги балхашских офиолитов и их чехла полосой протягиваются вдоль западной границы Телецкого покрова и представлены здесь туфогенно-эффузивной сарызской свитой (аналогом балхашской) и раннекембрийской терригенно-кремнисто-черносланцевой бостальской свитой.

Нижне-среднекембрийский ряд пород представлен фаунистически охарактеризованными песчано-сланцевой убинской, конгломерато-известняковой тырганской, эффузивно-конгломератовой ашпанакской толщами с фауной различных горизонтов ленского яруса нижнего кембрия.

Образования ленского яруса, судя по разрезам, подробно описанным Б.Г. Краевским и М.К. Винкман [Гинцингер и др., 1969], во многом сходны. В них кроме редких тел рифогенных известняков, туфов и эффузивов широко развиты близкие по цвету, составу и характеру переслаивания терригенные породы от алевролитов до валунных конгломератов. Характерно, что валуны (олистолиты) и гальки в конгломератах сложены повсеместно продуктами разрушения пород нижнего венд-нижнекембрийского ряда пород: эффузивами различного состава, их туфами, кремнистыми и терригенными породами, диоритами, плагиогранитами и реже гранитами. В верховьях рек Куба, Ложа, Угул конгломерато-известняковая толща с базальными конгломератами в основании несогласно перекрывает складчатые образования сарысзаской свиты. Эффузивно-конгломератовая ашпанакская толща несогласно перекрывает также породы сарысзаской толщи [Гинцингер и др., 1969].

В Балхашском пакете пластин к ленскому уровню по составу и возрасту близка конгломерато-известняковая курайская толща, также содержащая обломочный материал пород венда — нижнего кембрия, но имеющая здесь разломные ограничения.

Присутствие среди ниже-среднекембрийских толщ конгломератов и олистолитов, представляющих собой обломки пород нижнего структурного этажа, свидетельствует, что в предсанаштыгольское время в Балхашско-Северо-Саянском геоблоке уже проявились скупивание и деформация офиолитов и их чехла. В это же время начались покровно-складчатые деформации в Бийско-Катунско-Баратальском геоблоке и в Арыджанской шовной зоне, что свидетельствует о формировании перечисленных структур в единой геодинамической системе.

Верхний структурный этаж геоблока слагают молассовые и островодужные комплексы пород Улаганского и Еринатского ордовикско-силурийских прогибов, перекрывающие через базальные конгломераты образования среднего структурного этажа [Дергунов, 1967; Науменко, Гутак, 1982; Гутак, 1984; Зоненшайн и др., 1990].

Холзунско-Чуйско-Чулышманско-Саянский геоблок расположен в южной, юго-восточной и восточной частях Горного Алтая и прослеживается в Западную Монголию и Западный Саян. В нем можно выделить два структурных этажа. К основанию геоблока приурочены метаморфические сланцы зеленосланцевой и кристаллические породы эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма, а также ниже-среднекембрийские преимущественно песчано-сланцевые толщи, содержащие местами потоки лав и туфы различного состава.

Глубокометаморфизованные породы, образованные, вероятно, за счет венд-нижекембрийских вулканогенно-осадочных толщ, локализуются в краевых частях геоблока. По северо-западному ограничению геоблока они обособляются в виде четких позднесилурийско-раннедевонских покровных структур (Курайской, Телецкой, Башкаусско-Артлашской), тектонически перекрыты слабометаморфизованными толщами. Среди регионально метаморфизованных образований широко развиты продукты ультраметаморфизма. В породах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма локализуются полосчатые мигматиты, в зеленосланцевых толщах — метасоматические порфиروبластические гранитоиды, в слабометаморфизованных отложениях — аллохтонные граниты с мощным контактовым ореолом. Региональный метаморфизм и гранитизация венд-нижекембрийских образований Холзунско-Чуйско-Чулышманско-Саянской зоны хорошо связываются с процессами тектонического скупивания, произошедшего, вероятно, в среднем кембрии, при столкновении указанного геоблока с Балхашско-Северо-Саянским.

В дальнейшем уже метаморфизованные породы были выведены на поверхность, что зафиксировано присутствием их среди обломков в средне-верхнекембрийской толще, перекрывающей Баратальско-Арыджанскую покровно-чешуйчатую структуру. По юго-восточному ограничению геоблока в Джебашской зоне Западного Саяна метаморфические толщи в форме крупных пластин, наоборот, надвинуты на песчано-сланцевые отложения [Петрология..., 1977]. В Теректинском блоке Горного Алтая зафиксировано аналогичное соотношение указанных комплексов пород. Можно предполагать, что метаморфические породы юго-восточного обрамления Холзунско-Чуйско-Чулышманско-Саянского геоблока, аналогичные по составу породам его северо-западного ограничения, также представляют собой продукт метаморфизма венд-раннекембрийских вулканогенно-осадочных пород в зоне тектонического скупивания. В данном случае образование этой зоны может быть связано со среднекембрийским этапом формирования Уймонско-Джебашской шовной структуры, надвинутой на край геоблока и вызвавшей плавление и метаморфизм слагающих его пород.

В состав верхнего структурного этажа входят ордовикско-силурийские толщи, наиболее сохранившиеся в Западном Саяне. Здесь они образуют прогиб, выполненный внизу ордовикскими монотонными песчано-сланцевыми турбидитами с характерной градационной слоистостью и следами подводных оползней. Вверх флишеподобные осадки сменяются карбонатно-сланцевыми отложениями с фауной нижнего и низов верхнего силура. В Западной Монголии флишиодные ордовикско-силурийские отложения через базальные конгломераты налегают на песчано-сланцевый комплекс нижнего этажа [Дергунов и др., 1980].

В заключение подчеркнем, что в структуре Горного Алтая и Западного Саяна отчетливо наметилось выделение трех разнородных геоблоков, сочлененных через шовные зоны, формирование покровно-надвиговых дислокаций в которых началось в конце раннего кембрия, а завершилось в разное время: для Арыджанской зоны в среднем кембрии, для других зон в

конец силура — начале девона. В дальнейшем, после образования девонского орогенного этажа и внедрения посторогенных гранитоидов, каледонское линейное покровно-чешуйчатое сооружение с уже сформированной гранитно-метаморфической корой претерпевает блоковые перемещения в основном взбросо-сдвигового характера. Исходя из этого, можно заключить, что современная мозаично-блоковая структура Горного Алтая и Западного Саяна сформирована в результате по крайней мере трех крупнейших этапов деформаций: ниже-среднекембрийского и верхнесилурийско-нижнедевонского линейных покровнонадвиговых; позднепалеозойско-мезозойского взбросо-сдвигового. Каждый более молодой этап деформаций наложил отпечаток на ранее созданные структурные формы, отсюда большие трудности в их расшифровке.

По существу, в течение многих десятилетий собиралась информация о последнем, наиболее выраженном этапе деформаций, который и был взят за основу при построении изложенных выше моделей строения Горного Алтая, тогда как наиболее важные геологические события в раннем палеозое хорошо коррелируются с горизонтальными тектоническими движениями и хорошо объясняются с позиций неомобилизма.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ

Формирование каледонских складчатых структур Горного Алтая и Западного Саяна началось в конце раннего кембрия, когда палеоазиатский океан достиг наибольших размеров, разделяя Сибирский и Северо-Китайский континенты. На краях этих континентов, по-видимому, в это время образовались морфоструктуры активных окраин.

Перечисленные выше структурные элементы Горного Алтая и Западного Саяна представляли в раннем кембрии различные составные части системы континент — окраинное море — островная дуга — океаническая плита. Кремнисто-карбонатные породы Бийско-Катунско-Баратальского геоблока в этой системе являются, возможно, фрагментами карбонатного чехла океанических островов, офиолиты Арыджанской шовной зоны — океанической коры, офиолиты Балхашско-Северо-Саянского геоблока — примитивной островной дуги, офиолиты Восточно-Алтайско-Борусской шовной зоны — коры океанической плиты, Холзунско-Чуйско-Чулышманско-Саянский геоблок — возможно, фрагмент метаморфизованного чехла океанического бассейна, Уймонско-Джебашская шовная зона — фрагмент коры океанической плиты. Юго-восточнее расположены структуры Тувинской системы, где выделяются Таннуольско-Хамсаринская островная дуга, ограниченная с юго-востока субдукционным меланжем от Тувино-Монгольского микроконтинента, который, как предполагается [Зоненшайн и др., 1990], был оторван от Северо-Китайского континента.

Петрохимическая характеристика метавулканогенных пород из перечисленных структур хорошо коррелируется с аналогичными параметрами вулканитов современных морфоструктур океанов и их активных окраин. Так, метабазальтовые порфириды арыджанской свиты из одноименной шовной зоны отвечают базальтам толентовой и субшелочной калиево-натриевой серий с высоким содержанием летучих элементов [Гусев, 1987; Кунгурцев, 1989]. Специфичность проявления калиево-натриевого субшелочного магматизма дает возможность искать аналоги арыджанской свиты в обстановке энсиматических окраинных морей и в местных проявлениях магматизма в морфоструктурах краевой вал — глубоководный желоб. Характерно, что для венд-раннекембрийского комплекса осадков Арыджанской

шовной зоны свойственно большое количество олистостром, что представляет собой одну из неотъемлемых черт аккреционного клина.

Вулканогенные и магматические породы из офиолитов балхашской свиты Балхашско-Северо-Саянского геоблока отвечают толситовым и бонинитовым базальтам [Симонов, Кузнецов, 1991], характеризующим незрелые островные дуги.

Эффузивы саратанской свиты из Восточно-Алтайско-Борусской шовной зоны относятся к толеитовым высокотитанистым и низкоглиноземистым базальтоидам. По совокупности петрохимических критериев они образовались на океанических островах и частично в условиях океанических структур растяжения [Гусев, 1985].

Амфиболиты корумбы-айринской свиты из Курайского покрова Холзунско-Чуйско-Чулышманско-Саянского геоблока петрохимически идентичны толеитовым базальтам, половина которых представлена высокоглиноземистыми вулканитами. Метавулканиты джебашской свиты Телецкого покрова относятся к щелочным, в меньшей степени к толеитовым и высокоглиноземистым базальтам. Перечисленные метавулканиты, по мнению Н.И. Гусева [1985], по петрохимическим особенностям образованы в условиях зарождения и наращивания океанических плит.

Вулканиты из офиолитов Кайтанакского покрова Уйменско-Джебашской шовной зоны по петрохимическим свойствам относятся к толеитовым андезит-базальтам и трахибазальтам [Дук, 1982]. На диаграмме Н.Л. Добрецова [1975] они отвечают соответственно океаническим базальтам, плагиобазальтам срединноокеанических хребтов и высокоглиноземистым базальтам андезит-базальтовых серий островных дуг.

В конце нижнего — начале среднего кембрия происходит сближение Сибирского и Китайского континентов, в результате которого, вероятно, одновременно закладываются несколько субдукционных зон: между континентальным шельфом и окраинным морем; между примитивной островной дугой и океанической плитой; между океанической плитой и Таннуольско-Хамсаринской островной дугой. Субдукционные комплексы этих зон палеосубдукции известны соответственно в Арыджанской, Восточно-Алтайско-Борусской и Уйменско-Джебашской шовных покровно-чешуйчатых структурах.

С действием субдукционных зон связано формирование зрелых островодужных комплексов нижнего — среднего кембрия [Гусев, 1987; Кунгурцев, 1989] в Бийско-Катунско-Баратальском и Балхашско-Северо-Саянском геоблоках, а также образование аккреционных клиньев и высокобарических пород.

В середине среднего кембрия в результате столкновения Бийско-Катунско-Баратальского и Балхашско-Северо-Саянского геоблоков происходят "закупоривание" и возвратные течения в аккреционном клине (по модели, предложенной Н.Л. Добрецовым и А.Г. Кирдяшкиным [1990]), сложенном пластинами океанических офиолитов, их вулканокластического чехла, олистостром, гранатовых амфиболитов и эклогитов. Метаморфические субдукционные породы встречаются также в форме чешуй и блоков в серпентинитовых меланжах [Добрецов и др., 1991]. На этом заканчивается приращение (аккреция) океанических островов к островной дуге и они совместно перекрываются грубообломочными осадками среднего — верхнего кембрия, которые сложены в большей мере продуктами разрушения верхнерифейско-среднекембрийским комплексом пород Бийско-Катунско-Баратальского и Балхашско-Северо-Саянского геоблоков. Субдукция океанической коры под Балхашско-Северо-Саянскую, с одной стороны, и Таннуольско-Хамсаринскую островные дуги — с другой, активно развивалась в среднем кембрии и продолжалась до конца кембрия. В среднем кембрии, вероятно, происхо-

дило максимальное утолщение океанической коры в результате внутриплитных покровно-складчатых деформаций, что привело к плавлению и метаморфизму нижних частей мощного тектонического разреза Холзунско-Чулышманско-Саянского геоблока. В дальнейшем, начиная с конца среднего кембрия до позднего силура, уже метаморфизованные породы Горно-Алтайской и Тувино-Саянской систем сближаются, образуя сложную по строению Восточно-Алтайско-Борусскую шовную зону. При столкновении в краевых частях геоблоков выдавливаются пластины офиолитов и серпентинитовые меланжи с экзотическими породами. Косвенным подтверждением этому служит возраст диафтореза по биотиту из экзотических пород в 400—450 млн лет [Добрецов, Татаринов, 1983].

Импульс складчатости, связанный со столкновением в конце кембрия Балхашско-Северо-Саянского и Холзунско-Чуйско-Чулышманско-Саянского геоблоков, дошел и до Бийско-Катунско-Баратальского геоблока, где зафиксирован в складчатости и метаморфизме песчано-сланцевых пород горно-алтайской серии Ануйско-Чуйского прогиба.

В ордовике — силуре, вероятно, еще продолжался процесс плавления остатков погруженной океанической коры под Балхашско-Северо-Саянской островной дугой, что привело к образованию островодужных серий Улаганского и Еринатского прогибов. В конце силура — начале девона происходит окончательное замыкание океанического бассейна и от него в центре остаются зональные метаморфические серии пород, перекрытые ордовикско-силурийским флишем, а также выжатые по краям субдукционные комплексы пород и фрагменты офиолитов.

Уйменско-Куртушибинская шовная зона, находящаяся в додевонское время на противоположном относительно Балхашско-Северо-Саянской зоны краю Холзунско-Чуйско-Чулышманско-Саянского геоблока, окончательно сформировалась также в конце силура — начале девона. Кроме описанных выше глаукофановых сланцев и офиолитов в ее состав входят образования аккреционного клина Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы, расположенные во внешней стороне Таннуольско-Хамсаринской островной дуги. По данным Н.А. Берзина [1987а], аккреционный клин образовался в раннем кембрии, активно развивался в среднем и продолжал действовать в позднем кембрии. Имеются также структурные данные, свидетельствующие о том, что надвиги в нем продолжали закладываться и развиваться в ордовикско-силурийское время.

В рассматриваемой позднесилурийско-раннедевонской покровно-чешуйчатой структуре образования аккреционного клина и субдукционные породы расположены хаотически относительно первоначального положения в зоне субдукции, что, вероятно, связано с процессами всплытия этих пород при столкновении Таннуольско-Хамсаринской островной дуги с уже метаморфизованной в среднем кембрии океанической корой Холзунско-Чуйско-Чулышманско-Саянского геоблока по модели, предложенной Н.Л. Добрецовым и А.Г. Кирдяшкиным [1990].

Таким образом, к концу силура — началу девона на территории Горного Алтая и Западного Саяна была сформирована линейная складчатая область, состоящая из причлененных друг к другу фрагментов морфоструктур, отвечающих системе континентальный шельф — окраинное море — островная дуга — океанический бассейн. В дальнейшем, в позднпалеозойско-мезозойское время, преимущественно поперечными смещениями для Горного Алтая и близкими к продольным для Западного Саяна линейная структура разделяется на ряд разновеликих блоков. Причем наиболее существенные перемещения происходили по двум широким зонам разломов, сближенных в юго-восточной части Горного Алтая. К их числу относятся Кузнецко-Алтайская и Теректинско-Южно-Катунская система дизь-

юнктивов. От них отходит множество оперяющих разломов (см. рис. 27). Совместно они могут быть рассмотрены как динамопары. Разломы более мелкого порядка, оперяющие перечисленные структуры, охарактеризованы выше при описании конкретных участков.

Рассматривая каледонские структуры (геоблоки и шовные зоны) в качестве линейных, протяженных на многие сотни километров маркеров, можно оценить амплитуды и направления перемещений по нарушающим их позднепалеозойско-мезозойским взбросо-сдвигам. Так, Уйменский фрагмент Уймонско-Джебашской шовной зоны смещен на восток относительно Джебашской более чем на 200 км. Причем перемещения происходили с разворотом структур, судя по дугообразной форме Теректинско-Южно-Катунской зоны разломов.

В восточной части Горного Алтая отчетливо видны левосторонние поперечные взбросо-сдвиги, смещающие сегменты Восточно-Алтайско-Борусской шовной зоны более чем на 200 км (см. рис. 27). Сдвиги имеют в плане также дугообразную форму.

Теректинско-Южно-Катунская и Кузнецко-Алтайская системы разломов выпуклой стороной обращены друг к другу. Между ними расположены раннекаледонские структуры Горного Алтая (Бийско-Катунско-Баратальский геоблок и Арыджанская шовная зона). Вероятно, в глобальном плане данные соотношения можно рассмотреть как результат обтекания структур Горного Алтая структурами Холзунско-Чуйской зоны и Западного Саяна в позднепалеозойско-кайнозойское время.

Приведенные нами материалы о сдвиговых перемещениях в общем совпадают с данными Л.П. Зоненшайна и соавторов [1990], которые охарактеризовали основные крупномасштабные сдвиги для Алтае-Саянской и Байкало-Витимской складчатых областей.

Таким образом, линейная покровно-складчатая структура Горного Алтая и Западного Саяна была сформирована в течение раннего палеозоя на месте активных океанических окраин путем сгруживания (аккреции) фрагментов островных дуг, реликтов окраинно-морской и океанической коры. В дальнейшем в позднем палеозое и мезозое созданная структура дробилась на ряд блоков преимущественно по взбросо-сдвигам, что привело к современному мозаично-блоковому типу строения региона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных нами на Горном Алтае исследований установлены многочисленные признаки горизонтальных тектонических движений, сформировавших его додевонскую линейную покровно-чешуйчатую структуру, в которой локализуются офиолиты, метаморфические породы (субдукционные и зональные регионально-метаморфизованные) и олисто-стромо-меланжевые комплексы.

В центральной части региона офиолиты и метаморфические породы участвуют в строении Кайтанакско-Теректинской покровно-чешуйчатой структуры. Офиолиты образуют покров, состоящий из пластин габбро, комплекса параллельных даек, венд-нижекембрийских кремнисто-вулканогенных и кремнисто-вулканогенно-осадочных толщ. Покров с видимой амплитудой более 30—100 км налегает на различные элементы Теректинской чешуйчатой структуры, достигающей по мощности многих километров. Чешуи представлены различными по фации метаморфизма образованиями: ниже-среднекембрийскими песчано-сланцевыми, венд-раннекембрийскими зеленосланцевыми карбонатно-вулканогенно-терригенными, глаукофан-сланцевыми терригенно-вулканогенными, а также гнейсами и кристалло-сланцами. Кайтанакско-теректинская покровно-чешуйчатая структура перекрыта венд-нижекембрийскими осадочно-туфогенными и вулканогенными породами Сугашского тектонического покрова, на который надвинута ниже-среднекембрийская песчано-сланцевая толща Холзунско-Чуйской зоны.

В юго-восточной и восточной частях Горного Алтая фрагменты офиолитов (серпентинитовые сланцы и меланжи, пластины габбродиабазов и кремнисто-базальтовых пород) залегают под покровами гранитно-метаморфических серий, которые тектонически перекрыты, в свою очередь, ниже-среднекембрийскими песчано-сланцевой артлашской и туфогенно-песчано-сланцевой кумурлинской толщами. Эта система тектонических покровов, включающая Курайский, Телецкий и Артлашско-Башкаусский аллохтоны, перекрывает Балхашскую чешуйчатую структуру, сложенную венд-силурийскими островодужными комплексами пород. На месте их сочленения создана мощная, до многих километров, чешуйчатая структура, в которой чередуются породы контактирующих структур.

В гранитно-метаморфическом комплексе пород, разделенном на множество тектонических пластин и покровов, прослеживается закономерная связь между характером проявлений гранитоидов и степенью регионального метаморфизма вмещающих их толщ. Так, в породах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (Курайский покров) развиты полосчатые мигматиты, в зеленосланцевых (Телецкий покров) — порфиробластические мигматиты, в слабоизмененных кембрийских песчано-сланцевых отложениях (Артлаш-

ско-Башкаусский покров) — аллохтонные полнокристаллические граниты с мощными контактовыми ореолами.

В Баратальской зоне юго-восточной части Горного Алтая ассоциирующие гипербазитовые пластины и меланжи, гранатовые амфиболиты, амфиболиты и эклогиты участвуют в строении мощной (до многих километров) Арыджанской чешуйчатой структуры, в которой они чередуются с венд-кембрийскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами, а также с кремнисто-обломочной олистостромой конца раннего кембрия. Чешуйчатая структура тектонически перекрыта верхнерифейско(?)—раннекембрийскими кремнисто-карбонатными образованиями Баратальского покрова, во фронтальной части которого местами залегают пластины полимиктовой олистостромы, сформированной в начале среднего кембрия.

Формирование покровно-чешуйчатых структур Горного Алтая началось в конце раннего кембрия и завершилось для большинства из них в конце силура — начале девона, а для Баратальско-Арыджанской — в среднем кембрии.

Материалы, касающиеся покровно-чешуйчатой структуры узловых районов Горного Алтая, и анализ аналогичных структур Западного Саяна позволили критически оценить прежние подходы к объяснению геологического строения региона, пересмотреть многие стратиграфические схемы, схемы эволюции метаморфизма и магматизма, наметить этапы формирования структуры с позиций неомобилизма. На этой основе были составлены принципиально новые тектонические схемы региона как в целом, так и его отдельных частей.

Сопоставление фрагментов покровно-чешуйчатых структур Горного Алтая и Западного Саяна привело к выводу о существовании трех изначально линейных шовных (сутурных) зон определенного строения и состава, разделяющих геоблоки, состоящие из нескольких структурных этажей. В позднепалеозойско-мезозойское время каледонская линейная структура региона претерпевает взбросо-сдвиговые перемещения и превращается в мозаично-блоковую.

В каледонидах Горного Алтая и Западного Саяна выделяются три этапа покровно-складчатых деформаций, фиксируемых по олистостромам и складчатости, перерывам в осадконакоплении, скучиваниях и утолщениях коры с формированием гранитно-метаморфических серий: первый — в конце раннего — начале среднего кембрия, второй — в конце кембрия, третий — в конце силура — начале девона. С первым этапом связано формирование глаукофановых сланцев, со вторым и третьим — их диафторез. Таким образом, детальное изучение районов развития офиолитов и метаморфических пород дает ключ к расшифровке древних стадий развития Алтае-Саянской складчатой области как структуры линейного типа и позволяет определить направленность и амплитуду наложенных блоковых перемещений в регионе, создавших его современную мозаично-блоковую структуру.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алабин Л.В. Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — 112 с.
- Амшинский Н.Н. Вертикальная петрохимическая зональность гранитоидных plutонов (на примере Алтая). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. — 200 с.
- Амшинский Н.Н., Долгушина А.А. Позднегерцинские гранитоиды, фации их глубинности, петрохимия и рудоносность // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — С. 184—190.
- Афонин А.И. Предполагаемая скелетная фауна *Protospongia* и *Chancelloria* в отложениях докембрия Горного Алтая // Геология и геофизика. — 1976. — № 11. — С. 16—21.
- Белостоцкий И.И. О некоторых общих вопросах геологии Горного Алтая // Материалы по региональной геологии. — М., 1956. — С. 3—45.
- Белостоцкий И.И., Зоненшайн Л.П., Красильников Б.Н. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области // Бюл. МОИП. Отд. геол. — 1959. — Т. 34, вып. 17. — С. 3—21.
- Белоусов А.Ф. Докембрий и кембрий Чеповского опорного участка в Горном Алтае // Изв. ТПИ. — 1962. — Т. 120. — С. 126—135.
- Белоусов А.Ф., Кочкин Ю.Н., Полякова З.В. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского края. — М.: Наука, 1969. — 283 с.
- Белоусов А.Ф., Сенников В.М. Кембрий Северо-Восточного Алтая // Материалы по региональной геологии. — Новосибирск, 1960. — С. 123—135.
- Беляев С.Ю., Кузнецов П.П. Геология Еландинской структуры Катунского антиклинория Горного Алтая // Геология и геофизика. — 1989а. — № 3. — С. 21—28.
- Беляев С.Ю., Кузнецов П.П. Тектоника и некоторые вопросы стратиграфии юга Катунского выступа // Тектонические исследования на территории Горного Алтая. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989б. — С. 32—44.
- Берзин Н.А. Геодинамическая обстановка формирования кембрийских олистостром Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Геология и геофизика. — 1987. — № 1. — С. 3—12.
- Берзин Н.А., Буслов М.М., Борукаев Ч.Б. Покровно-чешуйчатая структура Баратальского "выступа" (Горный Алтай). — М., 1988. — 12 с. (Деп. в ВИНТИ, № 4221-В88).
- Богданов Н.А. Тектоническое перемещение офиолитов и аккреционные призмы // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. — М.: Наука, 1986. — С. 166—172.
- Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Синхронность тектонических процессов в океанах и на континентах // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1987. — № 11. — С. 43—52.
- Боголепов К.В., Яншин А.Л. О современных гипотезах образования гипербазитов и структуре Чаган-Узунского массива в Горном Алтае // Геология и геофизика. — 1973. — № 8. — С. 12—25.
- Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. — 109 с.
- Буслов М.М. Характер и роль тектонических движений в формировании герцинского комплекса Теректинской зоны Горного Алтая // Геолого-геофизические исследования в Сибири. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. — С. 58—67.
- Буслов М.М. Додоновские тектонические покровы центральной и восточной частей Горного Алтая // Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края: Тезисы докладов. — Бийск, 1985. — С. 77—78.
- Буслов М.М. Фрагменты покровной структуры центральной части Теректинского выступа (Горный Алтай) // Геология и геофизика. — 1986а. — № 5. — С. 40—45.
- Буслов М.М. К вопросу о стратиграфии Теректинской и Курайской зон Горного Алтая // Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя Алтае-Саянской складчатой области: Тезисы докладов. — Новокузнецк, 1986б. — С. 130—132.
- Буслов М.М. Додоновская покровно-чешуйчатая структура центральной части Курайской зоны (Горный Алтай) // Геология и геофизика. — 1987а. — № 8. — С. 18—26.

- Буслов М.М. Структурное положение гипербазитов Теректинской зоны (Горный Алтай) // Комплексные геологические исследования Сангилена (Юго-Восточная Тува). — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987б. — С. 107—119.
- Буслов М.М. Структура юго-восточной части Курайского метаморфического комплекса (Горный Алтай) // Комплексные геологические исследования Сангилена (Юго-Восточная Тува). — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987в. — С. 119—127.
- Буслов М.М. К вопросу о структурном положении Талжилинского магматического комплекса Юго-Восточного Горного Алтая // Магматизм и эндогенная металлогения западной части Алтае-Саянской складчатой области: Тезисы докладов. — Новокузнецк, 1987г. — С. 72—73.
- Буслов М.М., Берзин Н.А., Борукаев Ч.Б. О структурном и стратиграфическом положении барагальской свиты (Горный Алтай) // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая. — Барнаул, 1988. — С. 12—13.
- Велинский В.В., Банников О.А. О специфическом составе пород Чаганузузунского гипербазитового массива (Горный Алтай) // Металлогения и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. — С. 40—55.
- Винкман М.К. Стратиграфическая схема докембрийских и нижнепалеозойских отложений Горного Алтая // Материалы по региональной геологии. — Новосибирск: СНИИГГиМС. — 1958. — С. 58—67.
- Винкман М.К. Стратиграфия протерозойских, синийских и кембрийских отложений Горного Алтая // Материалы по региональной геологии. — М.: Госгеолтехиздат, 1959. — С. 4—50.
- Винкман М.К. Объем и строение рифейских отложений в Горном Алтае // Геология и геофизика. — 1978. — № 3. — С. 44—51.
- Винкман М.К., Асташкин В.А., Краевский Б.Г. Схема расчленения докембрийских и кембрийских отложений Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Горного Алтая // Материалы по стратиграфии Алтае-Саянской складчатой области. — Новосибирск, 1964. — С. 34—50.
- Винкман М.К., Гинцингер А.Б. К вопросу о корреляции кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области // Материалы по региональной геологии Сибири. — Новосибирск, 1962. — С. 38—78.
- Волков В.В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая (поздний докембрий и ранний палеозой). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1966. — 162 с.
- Волочкович К.Л., Леонтьев А.Н. Телецко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. — М.: Наука, 1964. — 184 с.
- Гинцингер А.Б. Основные черты палеогеографии и палеотектоники Алтае-Саянской области в позднем рифее, венде и раннем кембрии // Актуальные вопросы региональной геологии Сибири. — Новосибирск, 1978. — С. 14—29.
- Гинцингер А.Б. Краткий обзор стратиграфии верхнего докембрия Алтае-Саянской области // Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. — Новосибирск, 1979. — С. 4—51.
- Гинцингер А.Б., Винкман М.К., Асташкин В.А. и др. Разрезы докембрия и нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области. — Красноярск, 1969. — 218 с.
- Гурский Г.В. К стратиграфии позднедокембрийских существенно карбонатных образований Катунского антиклинария в Горном Алтае // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. — С. 3—9.
- Гусев Н.И. Вулканические образования восточной части Горного Алтая // Геология и геофизика. — 1985. — № 5. — С. 28—35.
- Гусев Н.И. Палеотектонические особенности формирования отложений горно-алтайской серии на западном склоне Баратальского горста // Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя Алтае-Саянской складчатой области: Тезисы докладов. — Новокузнецк, 1986. — С. 34—36.
- Гусев Н.И. Петрохимические особенности арыджанской свиты юго-восточной части Горного Алтая // Магматизм и эндогенная металлогения западной части Алтае-Саянской складчатой области. — Новокузнецк, 1987. — С. 75—77.
- Гусев Н.И., Киселев Е.А. Докембрийские отложения восточного крыла Баратальского горста // Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя Алтае-Саянской складчатой области: Тезисы докладов. — Новокузнецк, 1986. — С. 23—24.
- Гусев Н.И., Киселев Е.А. Стратиграфическая последовательность докембрийских отложений юго-восточной части Горного Алтая // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири (рифей и венд). — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. — С. 125—134.
- Гутак Я.М. О времени формирования Улаганской впадины (Горный Алтай) // Советская геология. — М.: Недра, 1984. — С. 77—82.
- Гутак Я.М., Говердовский В.А. Зрелостное положение богутинской свиты Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика. — 1987. — № 3. — С. 110—113.

- Дергунов А.Б. Структурные зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. — М.: Наука, 1967. — 216 с.
- Дергунов А.Б. Строение каледонид и развитие земной коры в Западной Монголии и Алтае-Саянской области // Проблемы тектоники земной коры. — М.: Наука, 1981. — С. 188—193.
- Дергунов А.Б. Зоны тектонического скупивания в каледонидах Центральной Азии // Геотектоника. — 1988. — № 3. — С. 63—75.
- Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. — М.: Наука, 1989. — 191 с.
- Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б. Палеонтологические зоны и покровные структуры Западной Монголии // Геотектоника. — 1984. — № 3. — С. 40—52.
- Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии. — М.: Наука, 1980. — 145 с.
- Дергунов А.Б., Херасков Н.Н. Конструктивные и деструктивные процессы при формировании земной коры в Алтае-Саянской области и Западной Монголии // Геотектоника. — 1982. — № 6. — С. 97—111.
- Дергунов А.Б., Херасков Н.Н. О тектонической природе "выступов древнего фундамента" в каледонидах Горного Алтая и Западного Саяна // Геология и геофизика. — 1985. — № 6. — С. 13—21.
- Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. — 430 с.
- Добрецов Н.Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базитов // Геология и геофизика. — 1975. — № 2. — С. 11—28.
- Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. — 200 с.
- Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. — М.: Недра, 1981. — 236 с.
- Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — С. 29—35.
- Добрецов Н.Л. Закономерности формирования структуры южного обрамления Сибирской платформы в рифее и палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. — М.: Наука, 1986. — С. 26—37.
- Добрецов Н.Л. Проблемы тектоники и офиолитовых поясов Центральной Азии, Южной Сибири и Северного Китая // Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. — С. 7—25.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Симонов В.Н. Ассоциирующие офиолиты, глаукофановые сланцы и эклогиты Горного Алтая // Докл. АН СССР. — 1991.
- Добрецов Н.Л., Карсаков Л.П., Скляров Е.В. Глаукофановые пояса Южной Сибири и Приамурья // Геология и геофизика. — 1988. — № 1. — С. 3—11.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Возможный механизм и следствия субдукции: Взаимодействие литосферы океана и континента // Докл. АН СССР. — 1990.
- Добрецов Н.Л., Тагаринов А.В. Жадеит и нефрит в офиолитах. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — 125 с.
- Дук Г.Г. Зеленосланцевые пояса повышенных давлений (Горный Алтай). — Л.: Наука, 1982. — 184 с.
- Егоров А.С. Геологическое строение южного склона Теректинского хребта в Центральном Алтае // Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста. — 1937. — Вып. 1. — С. 71—76.
- Елистратов Ю.Н. О глаукофановых сланцах Теректинского горста (Горный Алтай) // Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса. — Новосибирск, 1970. — Ч. 2. — С. 20—23.
- Ермолов П.В., Добрецов Н.Л., Полянский Н.В. и др. Офиолиты Чарской зоны // Офиолиты. — Алма-Ата: Наука КазССР, 1981. — С. 103—175.
- Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. — М.: Недра, 1972. — 240 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.Н. Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра, 1990. — Кн.1. — 326 с.
- Зыбин В.А. К стратиграфии древних толщ юго-восточной части Горного Алтая // Изв. Алтайского отдела Геогр. о-ва СССР. — 1967. — Вып. 8. — С. 49—61.
- Зыбин В.А. Строение зоны Курайского разлома в юго-восточной части Горного Алтая // Изв. Алтайского отдела Геогр. о-ва СССР. — 1969. — Вып. 9. — С. 79—86.
- Зыбин В.А. Нижнепалеозойские олистостромы центральной части Горного Алтая // Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края: Тезисы докладов. — Бийск, 1985. — С. 12—15.
- Зыбин В.А. О палеовулканических реконструкциях при крупномасштабном геологическом картировании (на примере Горного Алтая) // Магматизм и эндогенная металлогения западной части Алтае-Саянской складчатой области: Тезисы докладов. — Новосибирск, 1987. — С. 21—22.

- Зыбин В.А., Сергеев В.П. Стратиграфия верхнепротерозойских отложений юго-востока Горного Алтая // Новое в стратиграфии и палеонтологии докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. — С. 9—22.
- Иванкин П.Ф., Щеглов А.П. Районирование Алтае-Саянской складчатой области и основные черты ее тектоно-магматического развития в палеозое // Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. — Новосибирск, 1971. — С. 4—23.
- Кононов А.Н. Верхнепротерозойский тургундинский гранитовый комплекс Горного Алтая // Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. — Новокузнецк, 1989. — С. 128—132.
- Коробейников В.П. Соотношение стратиграфических поверхностей и тектонических форм с изоградами прогрессивного метаморфизма в Джебашском выступе Западного Саяна // Материалы по региональной геологии Сибири. — Новосибирск, 1970. — С. 76—81.
- Краевский Б.Г., Зейферт Л.Л., Ершов В.Д., Краевская М.К. О стратиграфической схеме верхнего докембрия Катунского антиклинория (Горный Алтай) // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя: Средняя Сибирь. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. — С. 94—112.
- Кузнецов В.А. Тектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области // Вопросы геологии Азии. — М.: Изд-во АН СССР, 1954. — Т. I. — С. 202—227.
- Кузнецов В.А. Тектоника Горного Алтая // Геология СССР. — М., 1958. — Т. XIV. — С. 582—591.
- Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая // Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. — Новосибирск, 1963. — С. 7—66.
- Кузнецов В.А. Основные черты эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области // Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. — Новосибирск, 1966. — С. 16—43.
- Кузнецов В.А. Горный Алтай // Геология СССР. — М.: Недра, 1967. — Т. XIV. Западная Сибирь. Ч. 1. Геологическое описание. — С. 65—71.
- Кузнецов П.П. Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. — 95 с.
- Кузнецова Л.Г. Фактографическое описание глаукофансланцевых комплексов СССР. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. — 157 с.
- Кунгурцев Л.В. Глубинная структура, тектоническая и металлогеническая зональность северной части Озерно-Кузнецкой мегазоны: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. — Новосибирск, 1989. — 16 с.
- Лепезин Г.Г. Метаморфизм фации эпидотовых амфиболитов на примере Тонгулакского комплекса Горного Алтая. — М.: Наука, 1972. — 152 с.
- Лепезин Г.Г. Карта метаморфических фаций Алтае-Саянской складчатой области. — Новосибирск, 1976.
- Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — 231 с.
- Ляшенко О.В. Новые данные о строении Восточно-Саянского гипербазитового пояса // Геотектоника. — 1979. — № 4. — С. 33—44.
- Магматические комплексы Горного Алтая: Путеводитель Алтайской экскурсии. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. — 57 с.
- Мелешенко В.С., Янов Э.Н., Казаков И.Н. Основные черты тектоники Саяно-Алтайской складчатой области // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. — Л., 1960. — С. 5—21.
- Михалева Н.А., Скуридин В.А. Раннепалеозойская формация батолитовых гранитов Горного Алтая и ее металлогенические особенности. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971. — 197 с.
- Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойной Евразии. — М.: Наука, 1975. — Вып. 268. — 320 с.
- Науменко А.И., Гутак Я.М. Корреляция ордовикских отложений Еринатской и Улаганской мульд (Горный Алтай) // Геология и геофизика. — 1982. — № 4. — С. 113—116.
- Нехорошев В.П. Геологический очерк Алтая // Очерки по геологии Сибири. — Л., 1932. — 46 с.
- Нехорошев В.П. Геология Алтая. — М.: Госгеолтехиздат, 1958. — 262 с.
- Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. — М.: Недра, 1966. — 306 с.
- Оболенский А.А., Оболенская Р.В., Скуридин В.А. Магматизм и эндогенные рудные формации юго-востока Горного Алтая // Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. — М.: Наука, 1968. — С. 5—22.
- Палей И.П. Соотношение докембрийских метаморфических толщ Монголии с каледонскими офиолитами // Геотектоника. — 1979. — № 4. — С. 45—51.

- Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С. и др. Формирование структуры земной коры континентов // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. — М.: Наука, 1986. — С. 5—15.
- Перфильев Ю.С. О стратиграфии докембрийских отложений Горного Алтая // Геология и геофизика. — 1960. — № 11. — С. 19—32.
- Перфильев Ю.С. Горный Алтай // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. — М.: Гостеолтехиздат, 1963. — С. 379—387.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна // Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П. и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. — 218 с.
- Пожарисский И.Ф. О роли тангенциальных направлений в формировании структуры Горного Алтая // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1963. — № 2. — С. 22—30.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. — М.: Изд-во АН СССР, 1958. — 295 с.
- Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 200 с.
- Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс). — Томск: Изд-во Том. ун-та, 1968. — 187 с.
- Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (зеленосланцевые толщи). — Томск: Изд-во Том. ун-та, 1979. — 200 с.
- Родыгин А.И., Вылцан И.А. О тектоно-денудационном перерыве внутри "метаморфической серии" междуречья Башкаус — Чулышман (Горный Алтай) // Геология и геофизика. — 1965. — № 3. — С. 51—61.
- Романенко М.Ф. О позднем докембрии в Алтае-Саянской складчатой области // Вопросы географии Кузбасса и Горного Алтая. — Новокузнецк, 1971. — С. 134—138.
- Романенко Е.В. Биостратиграфия и фации второй половины кембрия Северо-Восточного Алтая // Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края. — Бийск, 1985. — С. 9—12.
- Симонов В.А., Кузнецов П.П. Бониниты в венд-кембрийских офиолитах Горного Алтая // Докл. АН СССР. — 1991.
- Скуридин В.А. Интрузивные комплексы Курайской рудной зоны (Горный Алтай) // Геология и геофизика. — 1964. — № 2. — С. 48—62.
- Структурно-геологическая карта западной части Алтае-Саянской складчатой области. — Новокузнецк, 1971.
- Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф. и др. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. — М.: Недра, 1973. — 144 с.
- Тектоника Северной Евразии. — М.: Наука, 1980. — 223 с.
- Унксов В.А. Алтае-Саянская складчатая область // Геологическое строение СССР. — М., 1958. — Т. III. — С. 126—140.
- Херасков Н.Н. Шарьяжи Куртушибинской зоны Западного Саяна // Докл. АН СССР. — 1976. — Т. 227, № 1. — С. 180—183.
- Херасков Н.Н. Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. — М.: Наука, 1979. — 120 с.
- Хоментовский В.В. Состояние стратиграфической основы позднего докембрия Средней Сибири // Новое в стратиграфии и палеонтологии докембрия Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — С. 16—18.
- Хоментовский В.В., Журавлева И.Т., Репина Л.Н., Розанов А.Ю. Нижний кембрий Горного Алтая // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1962. — № 2. — С. 55—71.
- Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. — 236 с.
- Dobretsov N.L., Coleman R.G., Liou J.G., Naruyama C. Blueschist belts of Asia and periodicity of blueschist metamorphism // Ophiolites. — 1987. — V. 12. — P. 445—456.
- Cloos M. Flow melanges: numerical modelling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California // Geol. Soc. Amer. Bull. — 1982. — V. 93. — P. 330—345.
- Coleman R.G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges // J. Geophys. Res. — 1970. — V. 76. — P. 1212—1222.
- Coleman R.G. Ophiolites. — Berlin; N.Y.: Springer Verlag, 1977. — 261 p.
- Ernst W.G. California blueschists, subduction and the significance of tectonostratigraphical terranes // Geology. — 1984. — V. 12. — P. 436—440.
- Ernst W.G. Phanerozoic continental accretion and the metamorphic evolution of Northern and Central California // Tectonophysics. — 1983. — V. 100. — P. 287—320.
- Nicolos A. Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. — Kluwer Acad. Publ., Netherlands, 1989. — 368 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1	
АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ, ЮГО-ВОСТОЧНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ ГОРНОГО АЛТАЯ.....	8
Глава 2	
ПОКРОВНО-ЧЕШУЙЧАТАЯ СТРУКТУРА ГОРНОГО АЛТАЯ.....	17
Методика исследования и некоторые вопросы терминологии	—
Морфолого-кинематическая характеристика покровно-чешуйчатой структуры центральной части Горного Алтая	19
Теректинская чешуйчатая структура	—
Кайтанакский офиолитовый покров	23
Сугашский андезитобазальтовый покров.....	30
О соотношении раннепалеозойских толщ, структурном положении и тектонической при- роде гипербазитов и метаморфитов.....	32
Морфолого-кинематическая характеристика покровно-чешуйчатых структур юго-восточ- ной и восточной частей Горного Алтая.....	34
Баратальский кремнисто-карбонатный покров.....	—
Арыджанская чешуйчатая структура	39
Балхашская чешуйчатая структура.....	44
Телецкий метаморфический покров	49
Курайский метаморфический покров	51
Верхне-Ильдугемская чешуйчатая структура.....	56
Артлашско-Башкаусский покров.....	58
О соотношении раннепалеозойских толщ, структурном положении и тектонической при- роде гипербазитов, метаморфитов и гранитоидов	62
Время формирования покровно-чешуйчатых структур Горного Алтая.....	67
Глава 3	
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ГОРНОГО АЛТАЯ.....	73
Основные структурные комплексы Горного Алтая.....	75
Этапы формирования структуры	85
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	89
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	91

Научное издание

Буслов Михаил Михайлович

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

Редактор издательства И.С. Цитович. Художественный редактор Л.В. Матвеева. Художник Н.А. Пискун. Технический редактор Л.П. Минеева. Корректоры Л.А. Шербакова, С.М. Погудина. Оператор набора В.В. Чернова. Оператор электронной верстки Е.Н. Зимкина

ИБ № 42904

Сдано в набор 30.09.91. Подписано к печати 17.01.92. Формат 70х100/16. Бумага типографская № 2. Гарнитура таймс. Офсетная печать. Усл. печ. л. 7,8. Усл. кр.-отт. 8,1. Уч.-изд. л. 9,2. Тираж 300 экз. Заказ № 1016.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",
Сибирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.
Оригинал-макет изготовлен на настольной издательской системе.
4-я типография издательства "Наука". 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.