

432  
И. И. КУЗНЕЦОВ

СТРУКТУРНЫЕ  
ОСОБЕННОСТИ  
ГИПЕРБАЗИТОВЫХ  
ПОЯСОВ  
АЛТАЕ –  
САЯНСКОЙ  
СКЛАДЧАТОЙ  
ОБЛАСТИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ  
Выпуск 438

П. П. КУЗНЕЦОВ

СТРУКТУРНЫЕ  
ОСОБЕННОСТИ  
ГИПЕРБАЗИТОВЫХ  
ПОЯСОВ  
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ  
СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Ответственный редактор  
д-р геол.мин. наук К. В. Боголепов



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск • 1980

1-59/3 п 96603

Ин-т геологии и гео-  
физики. Труды.  
Вып. 438.

Новосибирск, 1980.

1-20

п 96603

П.П.Кузнецов. Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. — Новосибирск: Наука, 1980. 96 с.

Дана характеристика состава и строения офиолитовых комплексов Куртушибинского и Борусского хребтов Западного Саяна, левобережной части р.Хемчик в Западной Туве и восточной части Северо-Чуйского и Курайского хребтов Горного Алтая. На основе сравнения резервов офиолитовых комплексов и формы слагаемых ими геологических тел в указанных регионах и на Полярном Урале сделаны выводы о закономерностях развития структуры соответствующих гипербазитовых поясов. Предпринята попытка объяснить структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области мозаично-блокового строения по сравнению с офиолитами складчатых поясов линейного типа.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов и тектонистов.



К 20801 - 723 296.79.1904010000.  
055(02)-80

© Издательство "Наука", 1980

В научной программе работ по проекту "Офиолиты континентов и сравнимые с ними породы океанов" (1974) основные цели тектонических исследований сосредоточены на вопросах, связанных с вторичным характером залегания офиолитовой ассоциации, структурных и временных соотношений между различными ее компонентами, на положении офиолитов среди других структурных элементов земной коры и условиях образования сложенных ими конкретных структурных форм. Решение этих вопросов будет предпосылкой для палеотектонических и палинпастических реконструкций, которые могут быть использованы для получения кинематических моделей складчатых областей.

Изучение офиолитовой ассоциации важно и в том отношении, что с ней связаны крупнейшие месторождения таких полезных ископаемых, как хром, никель, железо, марганец, асбест и т. д.

Практически все положения тектоники офиолитовой ассоциации опираются в настоящее время на тот факт, что в пределах континентов эти породы распространены в интенсивно деформированных складчатых горных системах, и первичное положение отдельных элементов комплекса почти повсеместно нарушено. Особенно интенсивно деформированы ультраосновные породы. Вышележащие члены офиолитовой ассоциации нередко включены в них, образуя тектоническую брекчию, состоящую из разнообразных по составу блоков горных пород.

Упрощенная модель офиолитовой ассоциации, широко принятая в геологических кругах, сводится к следующему: в основании залегают интенсивно деформированные ультраосновные породы, сменяющиеся полосчатыми габбро, плагиогранитами и сериями диабазовых даек. Верхняя часть разреза сложена подушечными лавами, которые часто переслаиваются или сменяются типичными пелагическими осадками — преимущественно радиоляритами. Соотношения между различными комплексами пород в этом разрезе нуждаются в проведении детальных специализированных исследований. Проблема вторичного перемещения офиолитов важна для понимания механизма формирования складчатых зон.

Отождествление офиолитовой ассоциации с разрезом океанической коры геологического прошлого (Пейве, 1969), а также представление о том, что триада Штейнманна (Steinmann, 1905) характерна как для современных океанов, так и для древних эвгеосинклинальных зон материков (Книппер, 1970), вызвали широкий интерес к этому комплексу пород и постановку сравнительных геологических исследований.

В настоящее время относительно хорошо изучены офиолитовые пояса альпийских и кайнозойских складчатых сооружений: в Динаридах (Pamir, 1971), на Кипре (Gass, 1967), на Кавказе (Книппер, 1975), в Омане (Reinhardt, 1969), по периферии Тихого океана (Бейли, Блейк, 1969; 1973; Пинус и др., 1973; Марков, 1975); герцинских складчатых сооружений Урала (Пей-

ве и др., 1971; Дергунов, Молдаванцев, 1976; и др.) и Аппалачей (Роджерс, 1968; Кау, 1968; Upadhaya e.a., 1971).

Анализ строения палеозойских и альпийских складчатых областей позволяет разделить их на два типа, отличающиеся по особенностям структур и закономерностям развития — складчатые области линейного и мозаично-блокового строения (Пейве, 1960; Зоненшайн, 1967, 1972; Перфильев, 1968а).

Исторически сложилось так, что исследования, обосновывающие вторичное тектоническое (аллохтонное) залегание пород офиолитовой ассоциации, широко проведены в пределах складчатых областей линейного типа. Массивы альпийского типа гипербазитов офиолитовой ассоциации внутри мозаичных складчатых областей (в том числе Алтае-Саянской) до недавнего времени считались интрузивными образованиями, лишь в некоторой степени нарушенными вторичными тектоническими процессами (Пинус и др., 1958; Добрецов, 1962; Пинус, Колесник, 1966; Ильин, Кудрявцев, 1973; Немцович, 1973, 1975). При этом геологические и, часто весьма детальные, петрологические исследования не сопровождались специальным тектоническим анализом структурного положения и внутреннего строения образований офиолитовой ассоциации.

Явно недостаточная изученность тектоники гипербазитовых поясов Алтае-Саянской области в свете представлений о возможности их аллохтонного залегания послужила причиной постановки в лаборатории геотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР (ИГиГ) исследований, основные результаты которых изложены в представляемой работе.

Установление закономерностей развития и тектоники гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области потребовало решения двух задач. Первая из них — выявление особенностей гипербазитовых поясов по представленным в их разрезах наборам горных пород, что создает возможность корреляции между отдельными компонентами различных объектов. Вторая задача состояла в расшифровке строения гипербазитовых поясов на основании определения структурных соотношений между различными их компонентами. Ее решение позволило подойти к выделению структурных разновидностей гипербазитовых поясов и судить об истории их формирования.

В выборе объектов исследования руководящим фактором являлся набор пород, составляющих офиолитовую ассоциацию того или иного пояса.

Поиски примеров гипербазитовых поясов, в которых имеются сравнительно полные наборы пород офиолитовой ассоциации, привели к выбору в качестве объектов исследования Куртушибинского (Иджимского) гипербазитового массива и связанных с ним горных пород в Западном Саяне, а также Чаган-зунского гипербазитового массива и вмещающих его осадочно-вулканогенных образований на Горном Алтае. В качестве примера офиолитовых комплексов с неполным набором пород выбраны массивы альпийского типа гипербазитов Западной Тувы (Хемчикская зона), имеющие не линейное, а площадное распространение. Из числа массивов, входящих в офиолитовый комплекс с промежуточным набором пород, рассмотрен хорошо изученный многими исследователями Бурский массив альпийского типа гипербазитов, представленный в одноименном хребте Западного Саяна.

В процессе исследований автор (1973-1976 гг.) провел детальное геологическое картирование узловых участков указанных массивов, детально изучил систему разломов, провел ревизию ранее составленных карт, опорных разрезов и схем тектонического строения.

В последние годы появились факты, указывающие на то, что сходство строения разрезов офиолитов эвгеосинклинальных зон складчатых областей и

океанической коры еще не доказывает, что на месте древних эвгеосинклиналей существовали "закрывшиеся" впоследствии океаны.

В океанах происходит некомпенсированное биогенное, хемогенное и в меньшей мере терригенное осадконакопление на образованиях, относимых ко "второму (вулканическому)" геофизическому слою земной коры. Анализ мощностей показывает, что мощности горизонтов мезозоя в разрезе Тихого океана на один или два порядка меньше соответствующих горизонтов в складчатых сооружениях Северо-Востока СССР. Кроме того, в океанических бассейнах наблюдается строгая выдержанность состава осадков на огромных площадях. А.Л. Яншин в своих докладах иллюстрирует это явление следующим примером. В самом верхе эоценовых отложений Тихого океана залегает слой высококремнистых осадков, местами халцедонитов, местами кремнистых алевролитов, мощностью 3-5 м. Он фиксируется у Алеутских островов, в Филиппинской впадине, около Новой Зеландии, у о-в Пасхи, недалеко от Восточно-Тихоокеанского хребта и к югу от него. То есть этот маломощный слой развит на площади, составляющей около одной трети площади Земного шара. В противовес этому в геосинклинальных областях резкое фациальное замещение отмечается как по простирацию структур, так и вкrest их простираения.

В процессе обсуждения данной монографии некоторые исследователи возражали относительно того, что возраст джебашской серии Западного Саяна докембрийский. Автор не ставил перед собой стратиграфической задачи — выяснения возраста джебашской серии или каких-либо других стратиграфических единиц рассматриваемого региона. Однако возражения связаны в основном с представлениями о том, что в кембрийское время на территории Алтае-Саянской области должен был существовать океан, развитием которого обусловлено появление офиолитовых поясов в структуре складчатой области. Автор надеется, что изложенные ниже примеры современного строения офиолитовой ассоциации в ряде поясов указанного региона не будут истолкованы как приложение ультрамобилистских концепций к внутриконтинентальной складчатой области. Несомненное сходство строения офиолитов и океанической коры отражает общие тенденции в развитии земной коры и верхней мантии. Однако это положение не требует безусловного палеогеографического соответствия океанам всех участков земной коры, в которых развиты офиолиты.

К участкам с корой океанического типа помимо собственно океанов относятся рифтовые зоны (Красное море), внутренние (Черное) и окраинные (Японское) моря. Каждая из этих впадин обладает специфическим набором комплексов, составляющих ее разрез, что позволяет по типу разрезов офиолитовой ассоциации определить палеоструктуры указанных типов (Пейве и др., 1977).

Некоторые исследователи отмечают, что в глубоководных некомпенсированных впадинах межматериковых и краевых морей и на их склонах наблюдается пестрый набор формаций, которые быстро сменяются по простирацию, что несвойственно осадкам открытого океана. Примеры таких структур "океанической коры без океанов", вероятно, существовали в Алтае-Саянской области в течение салаирского этапа ее развития.

В Казахстане, по сообщению Е.И. Паталахи, в обрамлении Балхашского сиалического древнего массива офиолиты залегают практически в форме замкнутого кольца. Палинспастические реконструкции дают для этой структуры весьма незначительные размеры пространства, которое можно было бы назвать океаническим, поскольку офиолитовые зоны обрамлены сиалическими образованиями Чу-Кокчетавской глыбы — обломка древней карельской платформы.

Возникает также проблема установления типа тектонических движений, которые формировали складчатые области на месте подобных бассейнов. А.В.Пейве и его коллеги (Пейве и др., 1977) допускают для них горизонтальные движения органической амплитуды, которые могут проходить как на подкоровом, так и внутрикоровом уровне. В результате этого возникает возможность неоднократного раскрытия мантийного субстрата, которое приводит к разрыву между отдельными компонентами офиолитовой ассоциации в разрезе, а также к возникновению структур типа "офиолиты в офиолитах" за счет неоднократного оживления процессов формирования офиолитовой ассоциации.

Автор выражает глубокую благодарность профессору К.В. Боголепову за постоянную поддержку и внимание в ходе исследований, академикам В.А. Кузнецову и А.Л. Яншину за советы и методические указания, а также Л.В. Агафонову, А.К. Башарину, Н.А. Берзину, П.М. Бондаренко, Ч.Б. Борукаеву, В.В. Веллинскому, Н.Л. Добрецову, А.Б. Дергунову, В.Д. Ермикову, В.Е. Кац, Г.Г. Лепезину, Ф.П. Леснову, А.Л. Матвеевской, Г.В. Пинусу, А.К. Сибилеву, В.А. Симонову, Б.М. Чикову за содействие в работе, замечания, полученные при подготовке монографии, и за обсуждение некоторых положений исследования. Автор выражает признательность за помощь в оформлении монографии Г.Я. Диановой, М.Б. Лимоновой, Р.И. Теслюк и М.А. Чиковой.

## Глава I

### СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА, ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЙ

#### ТИПЫ РАЗРЕЗОВ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ И ЕЕ ПОЛОЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

К настоящему времени выходы офиолитовой ассоциации наиболее полно изучены в Средиземноморье (Штилле, 1964; Белостоцкий, 1967; Обуен, 1967; Казьмин, 1971; Брюнн, 1973; Мурз, 1973; Мурз, Зайн, 1973; Книппер, 1970, 1975; Steinmann, 1905, 1926; Coleman, 1971; Gass, 1967, 1968; Moores, 1969, 1971; и др.). На западном побережье Северной Америки (Бейли и Блейк, 1969а, б; 1973), Ньюфаундленде (Вильямс, 1973; Stevens, 1970; Upadhyay e.a., 1971); в Юго-Восточной Азии\* (Hutchison, 1973, 1975; Hutchison, Dhonau, 1971), на Урале (Москалева, 1962, 1968; А.В. Пейве и др., 1971; Перфильев, 1968б; Руженцев, 1971, 1974; Перфильев, Руженцев, 1973а, б; и др.).

Значительное количество накопленных к настоящему времени данных по изучению офиолитовой ассоциации Мира позволило некоторым ученым приступить к систематизации этого материала и выяснению структурного положения и роли офиолитовой ассоциации в формировании земной коры.

Исследуя образования, слагающие фундамент современных и древних островных дуг, М.С. Марков (1970, 1975) пришел к выводу, что он образован гипербазитами и меланократовыми метаморфическими породами. Они представляют собой в структурном отношении основание геосинклинального разреза. По своим геофизическим характеристикам этот фундамент может соответствовать "базальтовому" геофизическому слою земной коры. Проанализировав строение меланократового фундамента на Новой Гвинее, Соломоновых островах (на Гуадалканале, Шаузеле и др.), Центральном мобильном поясе о. Ньюфаундленда, Ганальском хребте и Камчатском мысе, М.С. Марков наметил два основных типа разрезов.

Первый характеризуется налеганием на гипербазиты более или менее мощной ассоциации габброидов, сменяющихся вверх по разрезу зеленокаменно измененными основными эффузивами или же дайковым комплексом диабазов (например, на о. Ньюфаундленде). Во втором типе разрезов на гипербазиты налегает комплекс метаморфических пород, представленный преимущественно разнообразными амфиболитами, амфиболовыми сланцами и гнейсами. Основание предполагаемого геосинклинального "фундамента", имеющего, таким образом, двух- или трехчленное строение с постепенным переходом (на о. Ньюфаундленде) или резким перерывом и несогласием (в Динаридах, по Я. Памичу, Ratic, 1964, 1971), сменяется кверху спилитово-кремнистыми или граувакковыми толщами. Различия между этими типами разрезов М.С. Марков объясняет неодинаково проявленными процессами метасоматической переработки гипербазитов и габброидов, предполагая, что в латеральном ряду разрезы первого и второго типа могут сменять друг друга.

Н.Л. Добрецов (1974а, б) систематизирует данные о связи глаукофанового метаморфизма с образованиями, объединяемыми в офиолитовую ассоциацию. Им выделено три типа соотношений: 1) компоненты офиолитовой ассоциации под-

верглись глаукофановому метаморфизму и, как составная часть, входят в метаморфический пояс; 2) образования офиолитовой ассоциации не имеют связи с глаукофановыми сланцами и могут быть неметаморфизованы в своей верхней, вулканогенно-осадочной, части; 3) в одном поясе пространственно совмещены глаукофановые сланцы (в том числе образовавшиеся по компонентам офиолитовой ассоциации) и офиолитовая ассоциация, не испытывавшая глаукофанового метаморфизма. Этот тип встречается чаще всего.

Все три случая известны как в приокеанических, так и во внутриконтинентальных поясах. При совмещении в пространстве глаукофановых сланцев и слабометаморфизованных (не выше зеленосланцевой фации) пород офиолитовой ассоциации последние, как правило, надвинуты на глаукофановые сланцы. Условия метаморфизма в образованиях слабометаморфизованной офиолитовой ассоциации при этом характеризуются низким давлением. Ультрабазиты и эклогиты, которые ассоциируют с глаукофановыми сланцами, образованными по метабазаальтам, сформированы при высоких давлениях. Характеристика барических условий подчеркивает позднее - вторичное - совмещение горных пород офиолитовых поясов, пространственно разобщенных в период образования. Отмечается, что среди пород меланократового фундамента образования гранулитовой фации метаморфизма встречаются лишь как реликты среди диафорированных пород, соответствующих амфиболитовой фации.

В выступлении на симпозиуме "Офиолиты в земной коре" (1973) и в вышеупомянутой статье о соотношении офиолитов и глаукофанового метаморфизма Н.Л.Добрецовым предложено выделение трех типов офиолитов (табл. 1), которые могут соответствовать фундаменту различных тектонических зон.

Г.Рокси и его коллеги (Rossi e.a., 1975) обобщили материалы по разрезам офиолитовой ассоциации Тетиса. Они пришли к выводу, что состав компонентов офиолитовой ассоциации в эквивалентных по положению частях разреза может быть двух типов (табл. 2). Рассматривая строение офиолитовой ассоциации, Г.Рокси и его коллеги не разбирают вопросов метаморфизма, но уделяют большое внимание различиям в составе ультрабазитовой и переходной зон.

А.Мияширо (Miyashiro, 1975) классифицирует разрезы офиолитовой ассоциации по составу и характеру вулканизма (табл. 3).

Вопросы генезиса различных компонентов офиолитовой ассоциации во многом остаются в настоящее время открытыми (Велинский, Пинус, 1973; Пинус, 1973). Г.В.Пинус (1974), рассматривая взаимоотношения внутри офиолитовой серии, доказывает гетерогенное происхождение габброндов, ассоциирующихся с гипербазитами. По его мнению, результаты работ в Омане (Reinhardt, 1969), Динаридах (Ilic, 1967; Ilic, Karamata, 1967), на Новой Гвинее (Davies, 1968), Урале (Зверев, Лобанова, 1973) показывают, что габбронды имеют в основном магматическое происхождение. Метасоматические габбронды (Морковкина, 1973), возникающие за счет фельдшпатизации в зонах контактов гипербазитов и габброндов магматического генезиса, играют подчиненную роль. Г.В.Пинус считает, что интрузивное происхождение большей части габброндов офиолитовых серий ставит под сомнение модель, по которой габбронды залегают в виде сплошного покрова, повсеместно перекрывающего мантийный дунит-перидотитовый комплекс.

Имеются указания на отсутствие строгой стратификации между компонентами офиолитовых серий в разрезах океанического ложа. Так, Э.Боннати и др. (1973), У.Мелсон и Г.Томпсон (1973) пришли к заключению, что в строении 3-го слоя океанической коры участвуют плутонические и метаморфические породы, причем преобладают, по их данным, гипербазиты, которым в ко-

Таблица 1

Классификация разрезов офиолитовой ассоциации по Н.Л.Добрецову (1973, 1974)

Признаки	I тип	II тип	III тип
Состав разреза	Перидотиты (в том числе с плагиоклазом) Пироксениты Эвкритовые габбро ± тоналиты Дайковый комплекс Вулканиды Эвкритовый (кальций-алюминиевый) Сходны с вулканидами островных дуг Слабый метаморфизм или метаморфизм низких давлений (куммингтонит-амфиболитовый) Кальцевый тип (родингиты)	Шпинельсодержащие перидотиты Вебстериты (в том числе с графитом) Габбро-нориты Эклогитоподобные породы Метавулканиты Габбро-норитовый (более железистый и титанистый, чем в I типе) Обычные базальты (платобазальты, иногда андезитобазальты) Метаморфизм средних давлений (гранат-амфиболитовый)	Гранатовые (± шпинелевые) перидотиты Гранатовые пироксениты Эклогиты, гранатовые амфиболиты Глаукофаносодержащие метабазаальты Аналогичен составу в I типе (со щелочным уклоном) Океанические базальты со щелочным уклоном (гавайский тип) Метаморфизм высоких давлений (эклогит-глаукофановый) Нагретый тип (жадеититы, алтиты и др.)
Особенности метаморфизма	Тродос (Кипр), Вурикос (Гречия), Восточная пластина Полярного Урала, Северная пластина Пенжинского пояса.	Западное обрамление Войкары-Сынского массива и мажский комплекс (Полярный Урал), Францискан (Калифорния), Санбоган и Камункотан (Япония)	Марун-Кеу (Полярный Урал), максютовский комплекс (Южный Урал), Францискан (Калифорния), Санбоган и Камункотан (Япония)
Особенности метасоматоза			
Примеры			

Таблица 2

Классификация разрезов офиолитовой ассоциации по Г.Рокси и др. (1975)

Обобщенный разрез	Наблюдаемые типы разрезов	
	I тип	II тип
Ультрабазиты	Лерцолиты Плагноклазовые гарцбургиты, лерцолиты	Гарцбургиты Лерцолиты, дуниты, верлиты, хромититы
Переходная зона	Троктолиты	Пироксениты
Габброиды	Клинопироксеновые габбро Редкие феррогаббро	Нориты и оливниновые габбро Диориты Тоналиты, гранофиры
Гипабиссальные породы	Редкие жилы долеритов, массивные толенты	Широко развитый комплекс жильных пород со склонностью к щелочно-земельной ассоциации
Эффузивы	Оливниновые толенты	Кварцевые толенты ± андезиты

личественном отношении подчинены габбро, зеленокаменно измененные мета-базиты, амфиболиты и др. Ф.Ауменго и др. (1973) отмечают, что выходы серпентинизированных гипербазитов располагаются на дне океана на любых гипсометрических уровнях без какой-либо видимой связи с предполагаемой расслоенностью коры. Скорости упругих волн в серпентинитах не выше, чем в габбро и амфиболитах, а даже несколько ниже (Пресс, 1969; Raitt, 1963).

Интрузивный характер взаимоотношений между гипербазитами, представляющими собой тугоплавкий рстит вещества мантии (Грин, Рингвуд, 1968; Книппер, 1970), и поздними габброидами, а также существенное тектоническое брекчирование компонентов офиолитовой ассоциации (Научная программа..., 1974) значительно усложняет изучение вертикального и латерального строения структур, сложенных этими образованиями.

#### Офиолитовая ассоциация Урала

Наборы горных пород, отвечающие по составу офиолитовой ассоциации или отдельным ее частям, устанавливаются практически во всех эвгеосинклинальных складчатых системах независимо от их возраста. В палеозойских складчатых областях на территории СССР наиболее полная структурная харак-

Таблица 3  
Классификация разрезов офиолитовой ассоциации по А.Миясиро (Миясиро, 1974; Miyashiro, 1975)

Признаки	I класс	II класс	III класс
Общий состав	Перидотиты Габброиды Дайковый комплекс Вулканыты	Различные ультрабазиты Метагаббро-амфиболиты Амфиболиты и зеленые сланцы	Перидотиты, дуниты, серпентиниты с повышенной железистостью Габбро, метагаббро, эклогиты Метавулканиты
Вулкано-плутонические серии	Широкие вариации состава от кальциево-известковой до типичной толентово-серии	Толентовая серия с уклоном в сторону железистых (неокеанических) толентов	Толентовая и щелочная серия Толенты гавайского типа
Метаморфизм	Слабые зеленокаменные изменения	Метаморфизм умеренных давлений	Метаморфизм высоких давлений (эклогит-глаукофановый)
Примеры комплексов	Тродос (Кипр), Луш-Байт (Ньюфаундленд)	Лабрадорский трог (Канада), острова Яп (Каролинские острова)	Францискан (Калифорния), Сан-богава, Микабу, Камуикотан (Япония)

теристика получена для офиолитовой ассоциации Урала, изучавшейся многими исследователями (Заварицкий, 1928; Успенский, 1952; Москалева, 1960, 1962, 1964, 1973; Москалева и др., 1973; Булькин, Золотов, 1968; Морковкина, 1967; 1968а,б; Перфильев, 1968а,б; Румянцева и др., 1969; Савельев, Савельева, 1969; Зверев, Лобанова, 1973; Малахов, 1973; Дергунов и др., 1975; Дергунов, Молдаванцев, 1976; Петрология и метаморфизм..., 1977; и др.).

Обобщив геологическую информацию о структурном положении гипербазитов Урала, А.В.Пейве и др. (1971) установили, что ультрабазиты региона залегают в аллохтонных и автохтонных структурах (табл. 4).

Автохтонные ультрабазиты и габбро-амфиболиты можно разделить на два типа. Первый из них в наиболее характерном виде представлен Войкаро-Сыньинским массивом (Полярный Урал). Он вытянут вдоль границы между мио- и эвгеосинклинальными зонами и сложен слабосерпентинизированными гипербазитами. По данным гравиметрии можно предположить, что гипербазиты слагают мощную, круто падающую на восток пластину. Восточнее, выше ультрабазитов по разрезу, протягивается полоса габбро-амфиболитов. Контакты между ними и ультрабазитами обычно сорваны (Морковкина, 1964). Степень метаморфизма и метасоматической переработки в габброидах возрастает к западу, по мере приближения к массиву ультрабазитов. Расположенные восточнее габбро-амфиболитового поля вулканогенно-осадочные серии среднего палеозоя часто отделены от него плагитогранитами и диоритами. По предположению авторов, вулканогенно-осадочные серии залегают стратиграфически выше габбро-амфиболитов, образующих фундамент зеленокаменного прогиба.

Ко второму типу автохтонных массивов принадлежат массивы платиноносного пояса Северного Урала. Это крупные, изометричные или вытянутые согласно с простираемостью вмещающих метаморфических толщ тела, большая часть которых представлена габброидами. Исследования А.А.Ефимова и Л.П.Ефимовой (1967) на Кытлымском массиве показали, что основная часть габброидов массива является метасоматическими образованиями, развившимися по ультрабазитам, сохраняющимся внутри массива в виде реликтов. Здесь же распространены интрузивные габброиды. Особенности тектонических структур, к которым приурочены массивы платиноносного пояса, не совсем ясны. Анализ геологических и геофизических материалов, проведенный сотрудниками ГИН АН СССР, показал, что эти массивы уходят круто вниз, сливаясь в единую пластину, выстилающую ложе зеленокаменного прогиба. Габброиды и гипербазиты платиноносных массивов, так же как и габбро-амфиболиты, непосредственно связаны с образованиями эвгеосинклинальных прогибов и в структурном отношении являются автохтонными. Авторы считают, что массивы платиноносного пояса нельзя рассматривать как результат механического выведения на поверхность пород основания. Они фиксируют зону повышенной проницаемости в земной коре, с которой связан интенсивный тепловой поток и внедрение глубинного вещества (интрузивные габброиды - основные вулканы). На достаточно высокие температуры указывают зоны роговиков, появляющиеся вблизи платиноносных массивов. Авторы сопоставляют габбро-амфиболиты и габброидные породы платиноносного пояса Урала с "базальтовым" геофизическим слоем земной коры ( $V_p = 6,8-7$  км/с).

Класс аллохтонных ультрабазитовых и габброидных массивов включает массивы, полностью оторванные от своих "корней". Они также делятся на два типа.

Первый тип представлен многочисленными, относительно мелкими телами раздробленных и полностью серпентинизированных ультрабазитов. По существ-

Таблица 4

Классификация структурного положения гипербазитов Урала (по Пейве и др., 1971)

Класс	Увеличение степени переработки - вправо	Примечания
Аллохтонные	<p>II тип. Габброиды и ультрабазиты, находящиеся в аллохтонном залегаении. Слагают офиолитовые пластины, сохранившие свою внутреннюю структуру</p>	<p>Оба типа представлены массивами, полностью оторванными от своих корней. Разрезы в Сахарской зоне Урала</p>
Автохтонные (параавтохтонные)	<p>II тип. Крупные массивы слабосерпентинизированных гипербазитов в крутопадающих зонах разломов на границе мио- и эвгеосинклинальных зон. Перекреты габбро-амфиболитов. Контакты с ними обычно сорваны. Выше залегают вулканогенно-осадочные толщи, часто отделенные от габбро-амфиболитов плагитогранитами и диоритами (Войкаро-Сыньинский массив)</p>	<p>Предполагается, что на границе массивы обоих типов связаны с пластинами, выстилающими ложе зеленокаменного прогиба</p>



ву, это разнообразные тектонические брекчи. Цемент их серпентинитовый, содержащий включения, среди которых непременно присутствуют габбро-амфиболиты. Серпентинитовые тектониты – оторванные части крупных гипербазитовых массивов. Они образуют протрузии, меланжи и другие образования, приуроченные к зонам разломов. Меланж связан в основном с шарьяжами. Со взбросами и крупными надвигами, по мнению авторов, чаще связаны чистые серпентинитовые милониты.

Ко второму типу отнесены габброиды и ультрабазиты, находящиеся в аллохтонном залегании, но сохранившие свою первичную структуру и взаимоотношения между компонентами разреза. Образования, отнесенные к классу аллохтонных, проиллюстрированы в работе А.В.Пейве и его коллег на примере ультрабазит-базитового комплекса Сакмарской зоны Южного Урала, где он слагает аллохтон шарьяжа.

На примере Сакмарской зоны С.В.Руженцев (1974), а ранее А.С.Перфильев и С.В.Руженцев (1973) дали представление о структурной эволюции габбро-гипербазитовых комплексов складчатых поясов.

#### Офиолитовая ассоциация Алтае-Саянской складчатой области Трактовка ее структурного положения

Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области (см. рис. 1) изучались с 30-х годов многими исследователями. Первые обобщения принадлежат В.А.Кузнецову (1948), Г.В.Пинусу и др. (1955, 1958). В этих работах рассмотрены аспекты тектонического положения, внутренней структуры, петрологии и генезиса альпийских гипербазитов в свете гипотезы их происхождения из первичной перидотитовой магмы. Отмечена следующая эмпирическая закономерность. В Западном Саяне, Кузнецком Алатау и юго-восточной части Горного Алтая гипербазиты пространственно связаны с полосами амфиболитов, возникших, как полагал Г.В.Пинус и др. (1958), за счет пород вмещающей кембрийской зеленокаменной эффузивно-осадочной формации. Вместе с тем установлено, что прямой причинной связи между амфиболитизацией и внедрением гипербазитов нет. Авторы констатировали, что амфиболитизация предшествовала предполагавшейся ими интрузии гипербазитов. В резюме о сонахождении с гипербазитами определенного набора пород сообщается следующее (Пинус и др., 1958, с.208): "... намечается наличие в Алтае-Саянской области комплекса сближенных во времени и пространственно связанных образований: а) зеленокаменной эффузивной спилито-кератофировой формации кембрия; б) производных метаморфизма пород этой формации в виде амфиболитов; в) гипербазитовой формации и г) интрузии основной магмы". Авторы склонялись к тому, что есть все основания выделять этот комплекс тесно связанных между собой образований, хотя они и не вполне однородны в генетическом отношении, в офиолитовый, в том смысле, который придавался этому термину Г.Штейнманном (Steinmann, 1905), В.Н.Лодочниковым (1936) и др.

Систематизируя данные о тектоническом положении поясов альпийских гипербазитов в каледонидах юга Сибири и сопредельных территорий, Г.В.Пинус и Ю.Н.Колесник (1966) пришли к выводу, что "интрузии" гипербазитов маркируют элементы структурного плана региональной дизъюнктивной тектоники.

Представление о бесспорном для Алтае-Саянской области интрузивном внедрении ультрабазитов в земную кору отразилось и в других более поздних работах.

В.М.Немцович (1973, 1975) разделяет гипербазитовые пояса по их приуроченности к площадям докембрийской и каледонской консолидации. Он отмечает, что среди образований дунит-гарцбургитовой (гипербазитовой, по Ю.А.Кузнецову, 1964) формации можно выделить две группы (субформации) интрузий: альпийские гипербазиты офиолитовых поясов и постконсолидационные гипербазиты, залегающие в зонах активизации выступов докембрия, которые он считает мало затронутыми послепостинтрузивными деформациями, региональным метаморфизмом и другими изменениями.

Ультрабазиты первого типа размещаются в офиолитовых поясах каледонских структур среди вулканогенно-осадочных толщ нижнего кембрия, реже верхнего протерозоя, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций регионального метаморфизма. Контакты массивов, как правило, тектонически нарушены. Для отдельных плутонов (Эрлагский, Калининский, Агардагский и др.) В.М.Немцович пытается обосновать стратиформную расслоенность за счет дифференциации магмы. Ультраосновные породы сильно серпентинизированы; причем степень серпентинизации в крупных массивах ослабевает от периферии к центральным частям; мелкие массивы серпентинизированы нацело.

Ультрабазиты второго типа развиты в краевых частях выступов байкалид Восточного Саяна, Восточно-Тувинского и Сангиленского нагорий вдоль зон глубинных разломов. Залегают они среди гнейсов и сланцев нижнего и среднего протерозоя, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. Форма массивов не зависит от конфигурации структуры вмещающих толщ. Тектонические контакты сравнительно редки. В отличие от гипербазитов первого типа, т. е. офиолитовой ассоциации каледонид, в составе рассматриваемой группы массивов дуниты преобладают над гарцбургитами. Серпентинизация массивов слабая и проявлена вдоль тектонических нарушений независимо от формы массивов. Метасоматическое окварцевание и родингитизация отсутствуют.

Позднее В.М.Немцович (1975) отметил структурно-фациальные различия между двумя выделенными им типами и предложил называть их "гипербазитами офиолитовых поясов" и "гипербазитами зон активизации областей завершенной складчатости". Вторые внедряются, по мнению В.М.Немцовича, синхронно с гипербазитами офиолитовых поясов. Но образуясь в пределах срединных или краевых массивов, они являются ксеногенными или "внегеосинклинальными" интрузиями и представляют собой вертикальные приразломные плутоны, морфология которых мало зависит от структуры вмещающих толщ.

Характеризуя тектоническое строение Алтае-Саянской складчатой области в целом, П.Ф.Иванкин и А.П.Щеглов (1971) исходят из представления, что палеозойские складчатые системы развиты на байкалидах (Сурков, 1965), реликты которых известны в пределах более молодых систем в ядрах антиклинорий и переработанных блоковых структур. В отличие от слабодифференцированных ортогеосинклинальных подвижных зон байкалид в палеозойских складчатых системах отчетливо выделяются эвгеосинклинальные и миеосинклинальные зоны.

Среди эвгеосинклинальных зон А.П.Щеглов (1967) особо выделяет офиолитовые эвгеосинклинали. Они представляют собой длинные (250-500 км), узкие (10-15 км) прогибы в зонах наиболее активных глубинных разломов. Эти эвгеосинклинали считаются аналогами современных глубоководных желобов (Иванкин, Щеглов, 1971).

Заложение позднерифейско-раннекембрийских офиолитовых поясов связывается ими с началом салаирских движений. Сналический фундамент в офиолитовых и спилит-кератофировых эвгеосинклиналях отсутствует. Большинство

из них, скорее всего, отвечает швам между расходящимися блоками земной коры, выполненными базальтоидными продуктами. Силлицическая кора в них полностью базифицирована.

Выяснению возраста, характера размещения и интерпретации тектонического положения гипербазитов юга Сибири и Северной Монголии посвящена работа А.В.Ильина и Г.А.Кудрявцева (1973). Они разделяют гипербазиты этих регионов на две группы.

Гипербазиты первой группы залегают внутри Тувино-Монгольского массива исключительно среди рифейских образований, представленных комплексом зеленых сланцев, образованных преимущественно по терригенным породам. Эффузивные образования – порфириты и порфиритонды – имеют явно подчиненное значение, а породы спилито-диабазового состава встречаются лишь эпизодически. Для некоторой части ультрабазитов первой группы, по мнению авторов, можно утверждать о вхождении их в состав офиолитовой ассоциации, однако для группы в целом она не характерна. Для этой группы устанавливаются следующие черты: возраст массивов ультрабазитов древнее, чем позднерифейский; они отчетливо группируются в пояса, т. е. обладают линейной формой локализации; залегают в метаморфических породах рифейских зеленосланцевых прогибов.

Вторая группа гипербазитов располагается вне Тувино-Монгольского массива, либо вдоль его границ. Их размещение определяется распространением офиолитовых "фаций" позднерифейского – кембрийского возраста. Когда такие "фации" локализованы в узких линейных зонах, ультрабазиты слагают узкие линейные пояса, когда эти фации широко распространены по площади, столь же широко распространены и гипербазиты. По мнению авторов, второй случай встречается чаще. В частности, признаваемое другими исследователями линейное расположение ультрабазитовых массивов в Центральной и Западной Туве они считают кажущимся в связи с развитием более молодых палеозойских толщ, перекрывающих площади выходов нижнего кембрия. Возраст ультрабазитов второй группы широко варьирует. Предполагается, что формировались они непрерывно от позднего рифея до среднего кембрия.

Площади с ультрабазитами авторы считают новообразованной океанической корой. Она появляется либо в процессе переработки континентальной коры, которая не сохраняется, либо формируется в процессе раздвижения континентальных блоков.

Примерно на те же группы делит гипербазиты юга Сибири по тектоническому положению Ю.В.Смирнов (1975). Он связывает с различным тектоническим положением массивов ультрабазитов особенности проявленного в них метаморфизма и, как следствие этого, различия в проявлениях асбестоносности.

В целях уточнения структурного положения гипербазитов Алтае-Саянской области и сопредельных районов Сибири, а также для оценки возможности трактовки их первичного интрузивного или вторичного тектонического (блоково-мангитная гипотеза) внедрения, в 1972 г. К.В.Боголепов и А.Л.Яншин (1973) провели исследование Чаган-Узунского массива в Горном Алтае. Подчеркнув, что проведенные исследования носили предварительный характер, они пришли к выводу, что разрез Чаганузунского массива по составу пород близок к известным разрезам коры океанического типа и к разрезам соответствующих образований Альпийско-Гималайского пояса.

В отличие от гипербазитов наиболее изученных районов Альпийско-Гималайского пояса, Чаганузунский массив не сопровождается меланжем. Отсутствие его вызвано другой тектонической обстановкой. Если в Альпийско-Гималайском поясе породы верхних частей мантии оказывались выдвинутыми

на поверхность в процессе образования крупных шарьяжных перекрытий, создавших предпосылки для формирования мощных тектонических брекчий (серпентинитовый меланж), то породы Чаганузунского массива выходят на поверхность в асимметрично построенной горст-антиклинальной структуре в основании чешуйчатого взбросо-надвига, в котором горизонтальная составляющая не превышала амплитуду вертикального смещения. Подобный характер структуры и механизма ее образования подтверждается крупной гравитационной ступенью. Гравитирующие массы падают на север и северо-восток под увеличивающимися в мощности верхнерифейскими и кембрийскими эвгеосинклинальными толщами. По мнению авторов, намеченная интерпретация структурного положения и условий образования Чаганузунского гипербазитового массива, вероятно, может быть распространена на другие гипербазитовые массивы и связанные с ними ассоциации пород в Алтае-Саянской области. Кроме того, современное положение линз и пластин гипербазитов в складчатой структуре палеозойских сооружений всегда в той или иной мере обусловлено протрузиями серпентинитовых масс при повторяющихся процессах складчатости.

Г.В.Пинус (1976), пересмотрев развивавшуюся им ранее гипотезу становления гипербазитов в интрузивной форме; отмечает, что пояса этих пород и ассоциирующихся с ними интрузий молодых габброидов в каледонских структурах обычно приурочены к узким, но протяженным эвгеосинклинальным зонам, сложенным продуктами основного вулканизма. Разломы, контролируемые размещение гипербазитов, почти повсеместно имеют субвертикальное падение. В этой связи, по мнению автора, нельзя употреблять термин "меланж" по отношению к серпентинитовым брекчиям, часто развитым в периферических частях гипербазитовых массивов. Их формирование отражает не горизонтальное перемещение блоков, сложенных офиолитовыми образованиями, а захват и дробление вмещающих пород при протрузиях гипербазитов вдоль вертикальных зон разломов. Достоверно установленные покровные структуры, например Хутульский массив в Северо-Западной Монголии, не связаны с каледонской складчатостью, а сформированы в период мезозойско-кайнозойской активизации.

В последние годы для ряда гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области предприняты исследования с целью сопоставления их с аналогичными образованиями складчатых областей линейного строения и океанических территорий. Для Куртушибинского гипербазитового пояса Н.Л.Добрецовым (Добрецов, Пономарева, 1976) было доказано парагенетическое единство присутствующих в нем гипербазитов, габбро и пород чингинской свиты. При этом интрузии габбро прорывают гипербазиты и слагают более высокий стратиграфический уровень в разрезах.

Гипербазитовая часть разреза пояса представлена полосчатым дунит-гарцбургитовым комплексом. Отдельные слои в нем отличаются лишь по содержанию ромбического пироксена. Общий стиль и регулярность полос этого комплекса сходны с полосчатым гарцбургитовым комплексом о.Маккуори (Varne, Rubenach, 1972). Толща габбро-диабазов в разрезе Куртушибинского хребта, выделенная А.К.Сибилевым и другими, по крайней мере частично; соответствует дайковому щит-комплексу в некоторых офиолитовых ассоциациях (Davies, 1971; Moores, Vine, 1971) и океаническом разрезе на о.Маккуори (Varne, Rubenach, 1972). Все габбро-диабазы и metabазальты чингинской свиты петрохимически сходны между собой и резко отличаются от габбро главного тела. Они соответствуют недифференцированным толеитам (с натровым уклоном в чингинских metabазальтах, преимущественно за счет спилитизации), но отличаются от типичных океанических базальтов (как гавайского, так и срединно-океанического типов) повышенным содержанием



железа и калия, низким соотношением циркона и титана и в этом отношении ближе всего к "переходному типу" толентов, характерному для рифтовых систем (Varne, Rubenach, 1972).

Метаморфизм габбро, габбро-диабазов и метабазальтов чингинской свиты имеет общие особенности. Степень его колеблется от эпидот-амфиболитовой до прениит-пумпеллитовой фации. Во всех случаях изменения носят характер "зеленокаменного перерождения" и локальной уралитизации без интенсивной деформации, с сохранением первичных текстур, наличием ассоциации лишь низких давлений. Все эти признаки характерны для разреза на о.Маккуори.

Состав и особенности габбро, их сходство с включениями в лавах островных дуг типа Курил и Камчатки, метаморфизм низких давлений дали основание Н.Л.Добрецову (1974а,б) заключить, что подобная офиолитовая ассоциация представляет собой сложно построенный фундамент вулканических поднятий типа островных дуг. Аналогия с разрезом о. Маккуори позволяет предположить, что это может быть фундамент особого типа островных дуг, развивавшихся на океанической (или рифтовой?) коре.

Нижняя часть чингинской свиты (пиллоу-лавы, туфы; силлы и дайки диабазов, прослойки метаграувакковых и кремнистых пород) соответствует разрезу о.Маккуори. В верхней части ее содержатся многочисленные черные сланцы (графитистые, кремнистые, туфогенно-глинисто-кремнистые), переменное количество метабазитов, туфов и метаграувакков и черных доломитов. Это могут быть глубоководные осадки океана или нижней части континентального склона, а также краевой части островной вулканической дуги.

В Боруском поясе малотитанистые базальты, андезиты-базальты, андезиты и кислые эффузивы в составе верхов чингинской и нижнемонокской свиты знаменуют собой смену характера вулканизма с океанического на островодужный (Петрология и метаморфизм..., 1977).

Из приведенного обзора следует, что в настоящее время существуют две взаимоисключающие друг друга концепции. Первая из них - внедрение гипербазитовой магмы в верхние горизонты земной коры в расплавленном состоянии вдоль зон глубинных разломов. Представления сторонников этой концепции хорошо увязываются с некоторыми наиболее четко выраженными структурными особенностями гипербазитовых поясов региона - залеганием ультраосновных массивов в форме крутопадающих пластообразных тел; отсутствием или незначительным распространением выраженных покровных структур; небольшой шириной гипербазитовых поясов, сопоставимой с шириной соответствующих зон глубинных разломов. Вероятно, поэтому для гипербазитовых поясов Алтае-Саянской области представления сторонников магматической интрузивной гипотезы до недавнего времени считались практически бесспорными. Однако объяснение формирования офиолитовой ассоциации с этой точки зрения встречает затруднения петрологического и физико-химического характера (Велинский, Пинус, 1973; Пейве, 1973; Пинус, 1973; и др.).

Переосмысление материалов по петрологии и тектонике гипербазитовых поясов области с позиций гипотез тектонического перемещения гипербазитов в верхние горизонты земной коры также встречает затруднения. Связаны они в основном с тектоническими особенностями гипербазитовых поясов области. Крутое залегание пластообразных массивов гипербазитов, встречающееся иногда торцовое сочленение гипербазитовых поясов, наличие в пределах области между раннекаледонскими геосинклинальными зонами участков более древней гранитизированной коры, особенно в тыловых частях этих геосинклинальных зон, незначительное развитие зон меланжа затрудняют интерпретацию тектонического положения и условий развития зон, в которых проявлена офиолито-

вая ассоциация, с позиций, обоснованных для складчатых областей линейного типа строения. Не снимает всех противоречий и концепция "мантийно-магматической гипотезы", недостатки которой отмечены в работе А.В.Пейве и его коллег (Пейве и др., 1977). Справедливы эти замечания и для рассматриваемого нами региона. Тектонические особенности гипербазитовых поясов области, противоречащие представлениям об аллохтонной природе залегания образованной офиолитовой ассоциации в современных эпигеосинклинальных структурах, обусловлены, по нашему мнению, спецификой тектонического развития региона в целом.

Особенно актуальным становится это положение в связи с новыми данными о докембрийском возрасте песчано-сланцевого комплекса Западного Саяна, ранее относившегося к кембро-ордовику (сообщение А.И. Науменко на Рабочем совещании по тектонике Алтае-Саянской области, г. Новосибирск, 1979). В свете подобных представлений Западный Саян является не каледонским синклиналием внутри складчатой области, сформированной салаирским тектогенезом, а докембрийским складчатым сооружением, осложненным узкими наложенными прогибами раннепалеозойского осадконакопления. Решение этих вопросов и в стратиграфическом и в тектоническом плане - дело ближайшего будущего. В этом случае на территории Алтае-Саянской складчатой области практически не остается места для океанических пространств, на которых формировалась и существовала симатическая (океаническая) кора, как этого требует срединговая модель тектоники литосферных плит.

Ограниченное развитие явно выраженных покровных структур большой амплитуды, связанных с салаирским этапом развития Алтае-Саянской области, а также намечающееся "удревнение" прежних каледонских участков в ее пределах заставляют осторожнее подходить к вопросу о доминирующей роли шарьяжных пластин в процессе выведения в верхние горизонты земной коры образований ее ультраосновного субстрата и требуют выработки более гибких моделей формирования современной структуры региона и положения в ней гипербазитовых поясов.

ТЕКТОНИКА НЕКОТОРЫХ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПОЯСОВ  
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Гипербазитовые пояса Алтае-Саянской области приурочены к зонам глубинных разломов, разделяющих различные структурно-формационные зоны (Кузнецов, 1954). Чаще всего комплексы ультраосновных и сопутствующих им пород слагают крутопадающие пласто- и линзобразные тела. Нигде в пределах области не отмечено достоверных интрузивных контактов гипербазитов с вмещающими породами.

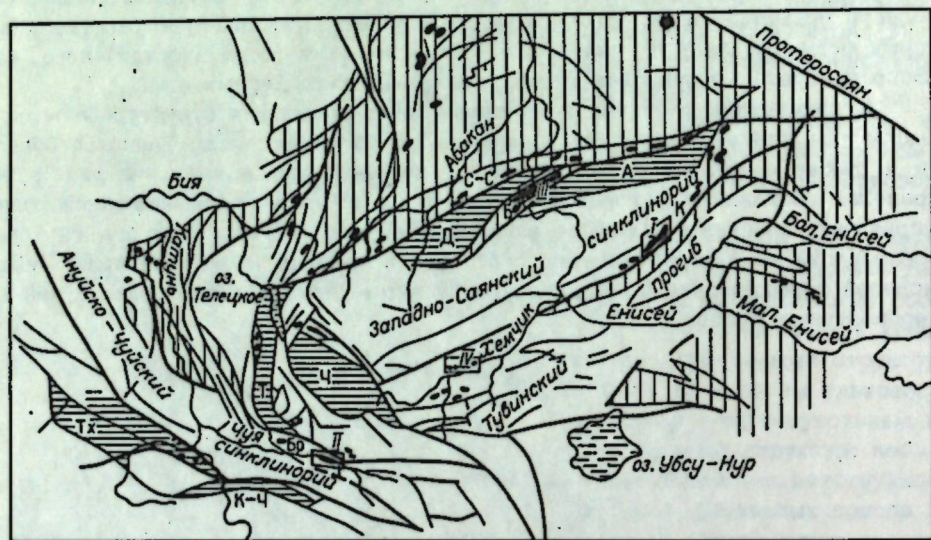


Рис. 1. Расположение изученных участков среди важнейших структурных элементов южной части Алтае-Саянской складчатой области (составлена на основе "Карты тектоники Евразии" (1966), с учетом схем А.Б.Дергунова (1967), В.М.Сенникова (1974) и др.).

Зоны: 1 - докембрийской, 2 - салаирской и 3 - более молодой складчатостей; 4 - буквенные обозначения некоторых структурных элементов; 5 - участки, рассмотренные в работе; 6 - главнейшие глубинные разломы; 7 - прочие разломы; 8 - массивы гипербазитов. Буквами обозначены: А - Амыльский выступ; Б - Борусская зона; Д - Джебашский выступ; С-С - Северо-Саянская зона; К - Куртушибинская зона; Ч - Чулышманская зона; Тх - Терехтинский выступ; Т - Телешский выступ; Бр - Баратальский горст-антиклинорий; К-Ч - Катунско-Чуйский выступ. Римскими цифрами обозначены участки: I - Куртушибинский; II - Чаганузунский; III - Борусский; IV - Хемчикский.

Взаимное размещение гипербазитовых поясов характеризуется как субпараллельным расположением их по отношению друг к другу, так и торцовым сочленением. Оно наблюдается на северо-востоке Западного Саяна (Пинус и др., 1958), в Горном Алтае, где Куртайский гипербазитовый пояс под прямым углом сочленяется с западным продолжением Западно-Тувинского пояса в бассейне р.Башкаус (Дергунов, 1967; Боровиков, 1971), и в других районах (рис. 1; схема размещения гипербазитовых поясов в статье Г.В.Пинуса, 1976).

ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ ПОЯС КУРТУШИБИНСКОГО ХРЕБТА  
(ЗАПАДНЫЙ САЯН)

Гипербазитовый пояс Куртушибинского хребта протягивается по его северо-западному склону и осевой части с юго-запада на северо-восток из бассейна р.Узюп до водораздела рек Коярд - Тихая на расстояние около 70 км, при общей ширине площадей, относимых к офиолитовому комплексу, от 3 до 12 км (рис. 2). На северо-восток пояс уходит в бассейн р.Амыл, где он сочленяется с Северо-Саянским гипербазитовым поясом, а на юго-запад протягивается вдоль зоны Хемчикско-Куртушибинского глубинного разлома до Хемчикского района Западной Тувы.

Впервые о наличии в Куртушибинском хребте Западного Саяна гипербазитов и связанной с ними сложной ассоциации горных пород указывается в работе А.Г.Сивова и Г.В.Пинуса (1934), а позднее геологические данные об этом гипербазитовом поясе были обобщены в монографии Г.В.Пинуса и др. (1958).

В последние годы офиолитовая ассоциация Куртушибинского хребта описывалась В.П.Еремеевым и А.К.Сибилевым (1969, 1974), а также Н.Л.Добрецовым и Л.Г.Пономаревой (1976). Они сообщают, что в районе Куртушибинского хребта располагаются наиболее крупные (и, возможно, наименее нарушенные) в Алтае-Саянской области выходы офиолитовой ассоциации, а также зоны меланжа и глаукофановых сланцев, характерные для многих гипербазитовых поясов, в формировании которых большую роль сыграли горизонтальные движения.

## Краткая геологическая характеристика района

Выходы офиолитовой ассоциации в Куртушибинском хребте приурочены к осевой части одноименного горст-антиклинорного выступа (Пинус и др., 1958), который с юго-востока обрамляет Западно-Саянский синклиниорий. Указанные авторы считают, что этот горст-антиклинорий является приподнятой частью юго-восточной окраины раннекаледонской геосинклиналиной зоны, выведенной на уровень современной дневной поверхности позднейшими тектоническими движениями.

По данным Л.П.Зоненшайна (1963), он представляет собой крупное глыбовое поднятие, наклоненное на северо-запад. Юго-восточный его край, прилегающий к Хемчикско-Систигхемскому внешнему геосинклиналиному прогибу, обрублен кулисообразно подставляющими друг друга разломами, известными под названием Саяно-Тувинской зоны разломов (Кузнецов, 1948).

Внутри горст-антиклинория простираение складчатых структур в общих чертах согласно с его ориентировкой. Осевая часть горст-антиклинория сложена породами джебашской серии, а юго-восточное крыло - выходами офиоли-

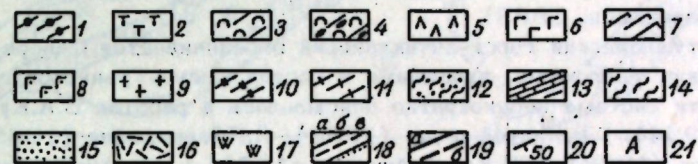
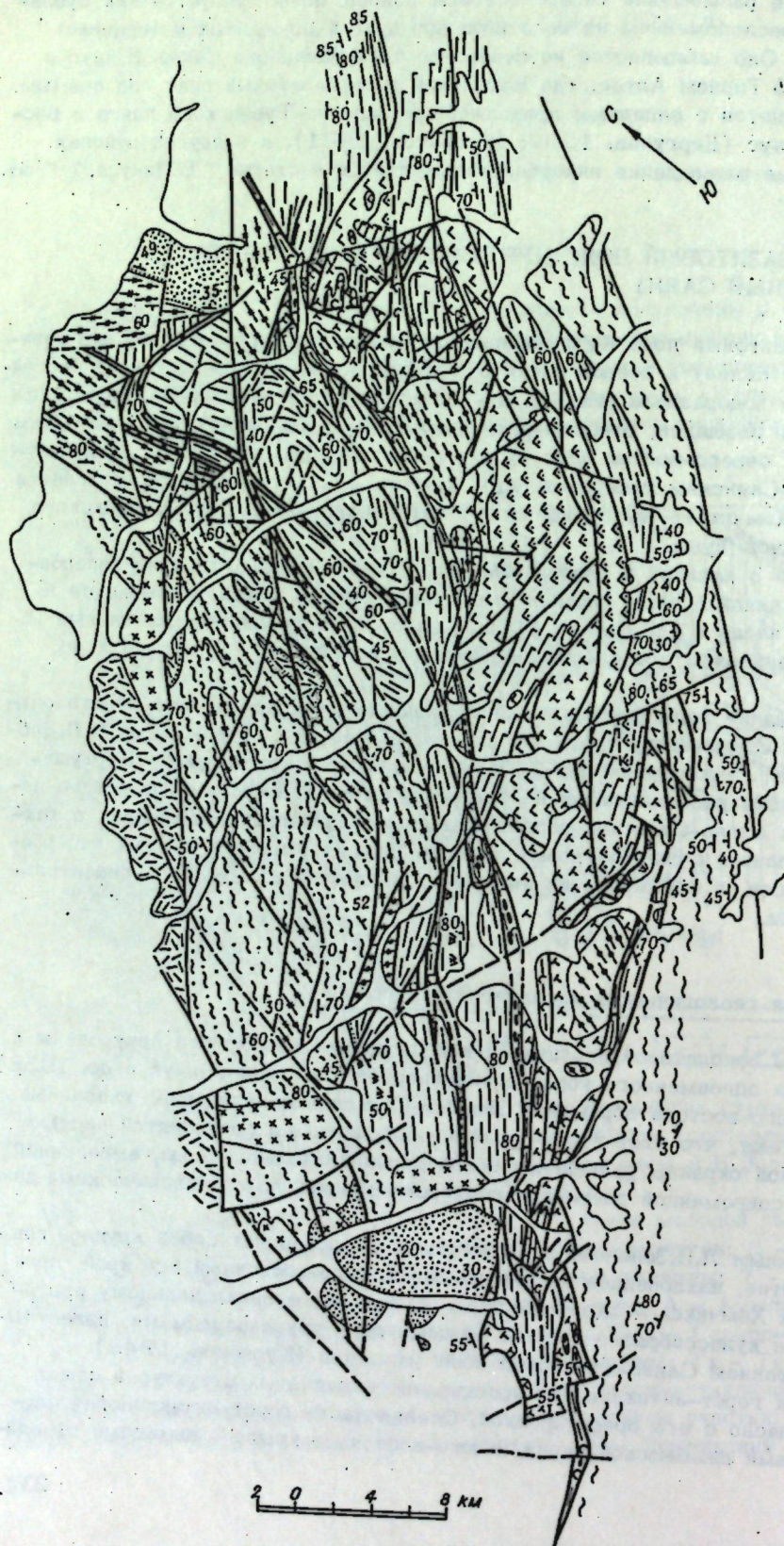


Рис. 2. Геологическое строение участка Куртушибинского хребта в междуречье Узюп - Тихая (составлена П.П. Кузнецовым по материалам С.П. Красильникова, М.В. Дуранте, А.К. Сибилева, Я.В. Сарбаа и др.).

1 - дуниты и гарцбургиты; 2 - массивные серпентиниты; 3 - рассланцованные серпентиниты; 4 - серпентинитовые брекчии; 5 - пироксениты; 6 - габбропироксениты; 7 - амфиболиты; 8 - диабазы; 9 - гранитоиды девона; джебашская серия (10-12): 10 - нижняя, преимущественно парасланцевая, 11 - средняя, преимущественно ортосланцевая и 12 - верхняя, парасланцевая части разреза; чингинская свита: 13 - эффузивно-осадочные, изредка карбонатные образования; аласугская свита: 14 - филлитизированные терригенные образования; 15 - отложения верхнего силура; 16 - отложения девона; 17 - кварциты; 18 - геологические границы: резкие (а), постепенные (б), стратиграфическое налегание (в); 19 - разломы: прослеженные (а), предполагаемые (б); 20 - элементы залегания; 21 - участок ненарушенного разреза офилитового комплекса Куртушибинского хребта. Выделяемые в пределах региона глауксфансодержащие толщи пространственно совпадают с ортосланцевой частью разреза джебашской серии (11).

товой ассоциации. Эти толщи рассечены системой разновеликих разломов - взбросов и крутонадающих надвигов.

Крайевые части горст-антиклинория имеют различное строение. В разрезе джебашских отложений по р.Омул наблюдается система сильно сжатых складок, опрокинутых на юго-восток - в сторону гипербазитового пояса. Здесь намечается сложное переплетение складчатых и глыбовых деформаций, типичных для собственно геосинклинальных образований каледонской зоны Западного Саяна (Зоненшайн, 1963).

Куртушибинский горст-антиклинорий ограничивается Северо- и Южно-Куртушибинскими разломами, входящими в состав Саяно-Тувинской системы разломов. Эта система неоднократно описывалась в работах В.А.Кузнецова (1948, 1950, 1954), Г.В.Пинуса и др. (1958), Л.П.Зоненшайна (1963), Б.Н.Красильникова (1966), В.П.Коробейникова (1971) и др. Анализ геологических и геофизических данных позволил предполагать, что глубинные разломы Западного Саяна (в том числе и Саяно-Тувинская система) погружаются на юг под углом 60-80° (Мусатов, 1963; Красильников, 1966).

#### Основные черты стратиграфии района

Представление о геологическом строении Западного Саяна зависит от решения вопроса: какие отложения, чингинские или джебашские, являются в его структуре древнее? Вопрос этот до настоящего времени обсуждается в геологической литературе.

И.К.Баженов (1934) джебашские зеленые сланцы отнес к раннему - среднему кембрию. Это представление до настоящего времени поддерживается некоторыми исследователями, например, Н.Н.Херасковым (1975). С его точки зрения более высокий метаморфизм зеленых сланцев джебашской серии (формации зеленых туфов) следует объяснять особенностями их первичного состава, т. е. присутствием большого количества туфогенного и грауваккового материала и залеганием в основании мощного комплекса пород, слагающих синклиналий. Предположения о том, что джебашские отложения моложе чингинской свиты, позволяют отвергнуть существование в Западно-Саянском прогибе (который он считает океанической впадиной, существующей с докембрия) блоков "доокеанического" развития и считать его структуру целиком каледонской.

Представление о докембрийском возрасте джебашских сланцев, введенное А.Г.Сивовым (1953), развивается А.П.Щегловым, В.М.Исаковым, В.П.Коробейниковым и др. Они считают их древнее чингинской свиты. В связи с этим Западный Саян представляется сложным гетерогенным сооружением, где присутствуют выступы докембрийских метаморфических комплексов, между которыми находятся структурно-формационные зоны, выполненные более молодыми образованиями (см. рис. 1, 3).

В последнее время предприняты попытки определить комплексы микрофоссилий из метаморфических толщ Горного Алтая и Западного Саяна (Кепежинская и др., 1975). Эти определения органических остатков из высокометаморфизованных (до хлоритовой и биотитовой зон) осадков показали, что в пределах Амыльского блока возраст отложений джебашской серии может быть среднепротерозойским. Наличие в отложениях чингинской свиты обломков джебашских сланцев отмечалось В.В.Велинским (1968). Изучение особенностей метаморфизма, дислокаций и состава пород, проведенное В.М.Исаковым и В.П.Коробейниковым (1965, 1969), В.М.Исаковым (1972, 1974), В.П.Коробейниковым (1971), позволяет этим исследователям (вслед за А.Г.Сиво-

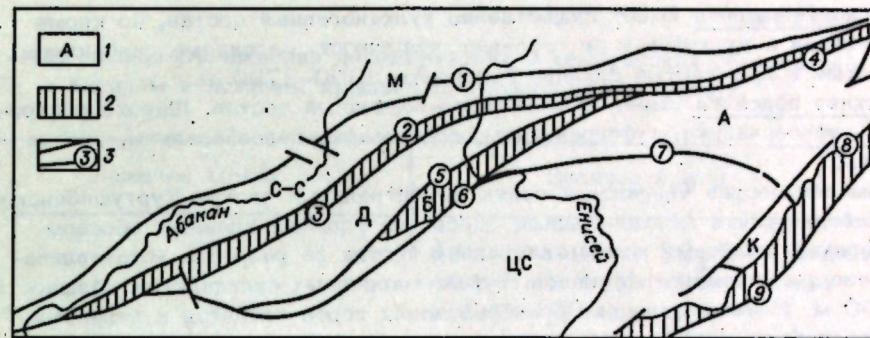


Рис. 3. Тектоническое районирование северной части Западного Саяна (по В.П.Коробейникову, 1971).

1 - структурно-формационные зоны: ЦС - Центрально-Саянская, М - Минусинская, С-С - Северо-Саянская, Д - Джебашская, Б - Борусская, А - Амыльская, К - Куртушибинская; 2 - офиолитовые пояса; 3 - разломы. Цифры в кружках: 1 - Северо-Саянский; 2 - Кебежский; 3 - Джебашский; 4 - Кандатский; 5 - Северо-Борусский; 6 - Южно-Борусский; 7 - Абдырский; 8 - Северо-Куртушибинский; 9 - Саяно-Тувинский.

вым) считать возраст отложений джебашской серии протерозойским, заведомо более древним, чем отложения чингинской свиты.

На этой основе, исходя из схем стратиграфии Западного Саяна, разработанной группой А.П.Щеглова, и рассматривается его структура в нашей работе.

**Джебашская серия.** Самыми нижними доступными наблюдению отложениями Куртушибинского горст-антиклинория являются метаморфические сланцы, выделенные А.Г.Сивовым (1953) в акольскую свиту джебашской серии. Сложена она однообразными зелено-серыми и зелеными метаморфическими орто- и парасланцами, метаморфизованными песчаниками и алевролитами. Им резко подчинены кварциты, кварцевые сланцы и известняки. Среди парасланцев, слагающих около 60% разреза, развиты преимущественно кварц-хлоритовые, кварц-альбит-кальцит-хлоритовые, кварц-альбит-серицит-хлоритовые, серицит-кварцевые разности, а среди ортосланцев - альбит-эпидот-хлоритовые, альбит-актинолит-эпидот-хлоритовые разности. Для последних характерны более темные и яркие тона зеленой окраски. Парасланцы, как правило, обладают параллельно-полосчатой текстурой, обусловленной чередованием тонких (до 2-3 мм), светлых и темных полос, обогащенных светлыми либо темными минералами. Ортосланцы более массивны, полосчатость в них проявлена слабее. Встречаются они в средней части разреза и составляют не более 10%. Метаморфические сланцы и алевролиты составляют не более 10% вскрытой части разреза и приурочены к его низам. Мощность отложений, относимых к джебашской серии, на рассматриваемом нами участке пояса (по отчету Я.В.Сарбаа и др.) колеблется в пределах 4400-4900 м.

**Чингинская свита** впервые выделена в районе А.Г.Сивовым по р. Чинга. Разрез чингинской свиты в Куртушибинской структурно-формационной зоне описан В.М.Исаковым (1974). В ее составе выделяются три подсвиты.

**Нижняя подсвита** повсеместно представлена мелкообломочными породами: филлитами, кремнистыми сланцами, реже - туфами палеобазальтов. Мощность колеблется от 500-700 до 1500 м.

Средняя подсвета имеет существенно вулканогенный состав, но кроме палеобазальтов и их туфов в ее строении участвуют массивные силицилиты, углеродистые и кремнистые сланцы. Мощность 2000-3700 м.

Верхняя подсвета имеет вулканогенно-осадочный состав. Широко распространены туфопесчаники, туфогравелиты, алевролиты, палеобазальты, иногда силицилиты.

Аномален состав чингинской свиты в центральных частях Куртушибинской зоны в районе тракта Абакан-Кызыл. Здесь она сложена главным образом разнообразными сланцами и лишь в средних частях ее разрезов устанавливаются горизонты основных эффузивов, туфов, массивных силицилитов. Мощность 400-2200 м. Метаморфические преобразования пород сводятся к зеленокаменной переработке или спилитизации.

Возраст образований чингинской свиты определяется как верхний рифей-ранний кембрий (Шеглов и др., 1967). А.Г.Сивовым в отложениях чингинской свиты по р.Нижний Карабулун собраны археоциаты раннего кембрия, а состав окаменелостей из низов разреза свиты (по сообщению В.М.Исакова, 1974) соответствует раннему венду.

Терешкинская свита впервые выделена в западной части Куртушибинского горст-антиклинория (Шеглов и др., 1964). В пределах рассматриваемого района к ней относятся отложения терригенного состава в среднем течении р.Коярд (Добрецов, Пономарева, 1976). В районе стратотипа свита представлена пестроцветными конгломератами, песчаниками, сланцами, известняками и порфиридами. В известняках содержится фауна санаштыкгольского горизонта ленского яруса нижнего кембрия. Мощность свиты в стратотипе 1500 м. В пределах рассматриваемого района она локализована в линзообразном блоке размером 8x5 км, ограниченном разломами и зонами серпентинитовых милонитов.

Аласугская свита. Отложения ее, структурно относящиеся к Хемчикско-Систигхемскому прогибу, обрамляют офиолитовый комплекс Куртушибинского хребта с юго-востока. Свита представлена рассланцованными песчаниками, гравелитами, конгломератами, прослоями алевролитов, филлитизированных сланцев. В основании залегает горизонт конгломератов. Возраст свиты определен (С.П.Красильниковым, М.В.Дуранте) как верхнекембрийский. Мощность ее 2200-2300 м (табл. 5).

Кроме того, в наложенных мульдах и грабенах присутствуют слабодислоцированные осадочные образования верхнего силура и эффузивы девона.

Взаимоотношения образований офиолитового комплекса с окружающими его отложениями джебашской серии и аласугской свиты тектонические. Отложения силура и девона залегают на породах офиолитового комплекса с угловым несогласием.

#### Вещественный состав

#### и строение разреза офиолитового комплекса

В офиолитовый комплекс Куртушибинского хребта входят гипербазиты, габброиды и метаморфизованные до зеленосланцевой фации метаморфизма эффузивы основного состава и осадочные породы чингинской свиты (Пинус и др., 1958; Зоненшайн, 1963). В.М.Исаков (1974) отмечает, что габброиды и амфиболиты имеют между собой петрографические переходы с образованием пород промежуточного состава. Среди вулканитов чингинской свиты по петрографическим и структурно-текстурным особенностям выделяются следующие

Таблица 5

Стратиграфическое расчленение докембрийских и кембрийских образований в висячем и лежачем крыльях Куртушибинского надвига

Лежачее крыло	Висячее крыло
	Аласугская свита ( $\epsilon_3 al$ ) - филлитизированные терригенные породы; 2200-2300 м
	Тектонический контакт
	Терешкинская свита ( $\epsilon_2 tr$ ) - пестроцветные терригенные породы; ?
	Чингинская свита ( $PR_3 - \epsilon_1 \check{c}n$ ) - зеленокаменно измененные осадочно-вулканогенные породы; 4400 м
Джебашская серия ( $PR_3 dg$ ); акольская свита, по В.П.Коробейникову, 1971; аласугская, ишкинская, сютхольская, амьльская свиты стратиграфической схемы ВАГТа. Зеленокаменно измененные орто- и парасланцевые толщи (ортосланцы преобладают в средней части разреза); 4400-4900 м	

шие разновидности: базальтовые плагиоклазовые порфириды и афириты, пироксеновые базальтовые порфириды, диабазовые порфириды, вариолиты, разнообразные туфы базальтов. Между типичными представителями эффузивов этих групп имеются переходные по составу и структуре разновидности. Среди осадочных компонентов офиолитового комплекса В.М.Исаков выделяет граувакковые песчаники (туфопесчаники), гравелиты, конгломераты, алевролиты, филлиты, глинисто-кремнистые сланцы, углеродистые сланцы, массивные силицилиты и кремнистые брекчии.

Обобщенный разрез офиолитового комплекса составлен нами с учетом данных В.П.Еремеева и А.К.Сибилева (1969, 1974) и Н.Л.Добрецова и Л.Г.Пономаревой (1976) (рис. 4). Менее нарушен разрез, вскрытый вдоль одного из правых притоков руч. Левый Коярд (см. рис. 2, участок А; рис. 5).

В основании разреза залегают слабосерпентинизированные полосчатые дуниты и гарцбургиты мощностью около 3 км, слагающие левобережную (западную) часть долины руч. Левый Коярд. Дуниты и гарцбургиты образуют своеобразное "ядро", в периферической части которого явно преобладают гарцбургиты. "Ядро" оторочено серпентинитовой каймой.

На том же гипсометрическом уровне по восточному борту долины ручья залегают габброиды и габбро-диабазы; под четвертичными отложениями долины проходит крупный разлом сбросового типа север-северо-восточного простирания, по которому западный блок структуры относительно приподнят, а восточный опущен.

1. Устье притока, по которому составлен разрез, на протяжении около 200 м закрыто аллювиально-пролювиальным конусом выноса. Затем в



Рис. 4. Схематическая колонка Куртушибинского офиолитового комплекса

русле ручья появляются коренные выходы черно-зеленых массивных или дислоцированных до состояния серпентинитовых сланцев серпентинитов. Они насыщены обильными включениями родингитов, представленных обособленными угловатыми обломками.

2. В нескольких десятках метров от начала коренных обнажений почти строго на восток вдоль долины ручья в серпентинитах отмечена зона, пронизанная сетью жил пироксенитов. Мощность жил незначительная, редко превышает 2-3 м. Пироксениты прорваны дайками габброидов, которые испытали интенсивную родингитизацию и часто по простиранию переходят в сплошные родингиты. Судя по тому, что в пределах одного обнажения дайки часто пересекают друг друга, они представляют несколько генераций. Макроскопически они похожи друг на друга и различаются лишь некоторыми элементами структуры, в частности размером зернистости. По руслу лога ширина этой зоны составляет 50-80 м.

3. Затем по ходу на восток вновь залегает полоса сплошных серпентинитов шириной около 100-150 м. В отличие от серпентинитов первых коренных выходов, представленных темноцветными апогарцбургитовыми разностями, здесь доминируют светлые серпентинизированные пироксениты. В отдельных обнажениях хорошо заметно, что крупно-грубозернистые пироксениты со-

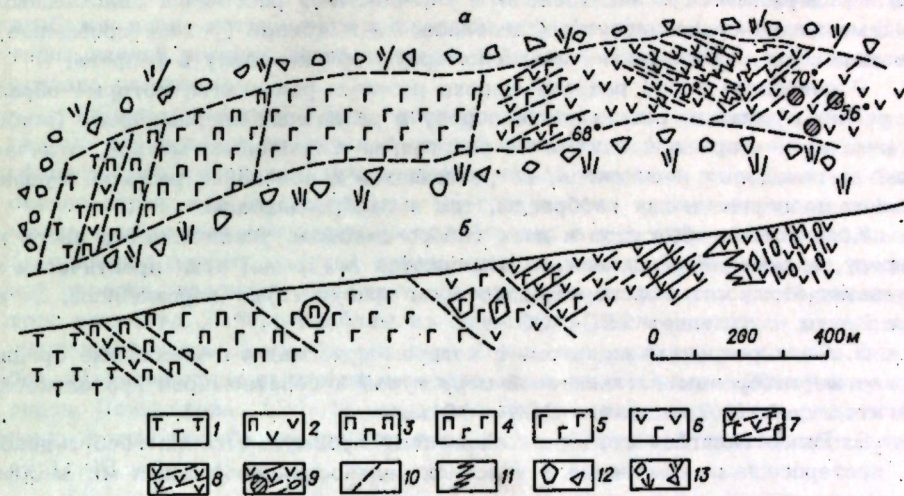


Рис. 5. План (а) и разрез (б) офиолитового комплекса Куртушибинского хребта в участке А на рис. 2.

1 - апоперидотитовые серпентиниты (с родингитами); 2 - серпентинизированные пироксениты с обильными дайками габбро-диабазов; 3 - серпентинизированные пироксениты с подчиненным количеством габброидов; 4 - амфиболлизированные габбро с подчиненным количеством пироксенитов и диабазов; 5 - преимущественно массивные среднезернистые габбро; 6 - габбро-диабазы массивные с подчиненным количеством мелкозернистых даек; 7 - дайки габбро-диабазов; 8 - дайки мелкозернистых диабазов; 9 - диабазы с ксенолитами осадочных пород; 10 - границы смены комплексов пород; 11 - верхняя граница дайкового комплекса; 12 - ксенолиты различных пород в разрезе; 13 - рыхлые отложения.

держат мелкие угловатые обломки массивных темноокрашенных апоперидотитовых серпентинитов. По наблюдениям Н.Л.Добрецова и Л.Г.Пономаревой (1976), в этой части разреза встречаются различные стадии замещения дунитов и гарцбургитов верлитами и пироксенитами. Замещение начинается путем внедрения системы жил пироксенитов в перидотиты. Наиболее полно этот процесс отражен в образовании роя мелких обломков дунитов и перидотитов, рассеянных внутри верлитов и пироксенитов, слагающих матрикс породы.

4. Приблизительно в 200 м от первых коренных выходов в устье лога (вверх по течению) в обнажениях отмечаются тела габброидов, заключенных в серпентиниты. Это неравномерно-, гигантозернистые разносии. На контактах габброидов с вмещающими их серпентинизированными пироксенитами у последних часто гигантозернистое строение. Контакты резкие, угловатые. Внутри габброидов нередко заключены тела апоперидотитовых серпентинитов. При осмотре обнажений нами не установлено никаких признаков тектонического происхождения пространственного совмещения этих пород. Структура пород индивидуальна как в габбро, так и в серпентинитах. Степень серпентинизации в блоках ультраосновных пород при этом довольно незначительна. Габбро имеют такситовую структуру. На фоне среднезернистой массы выделяются шширообразные или прожилковые крупнозернистые скопления тех же минералов. Габбро-



иды и содержащиеся в них ксенолиты гипербазитов рассеяны маломощными дайками мелко-среднезернистых диабазов. А.К. Сибилев (устное сообщение) указывает на их совершенно незакономерную ориентировку в разрезе.

В описанной части разреза широко развиты родингиты, которые образуют тонкие прожилки, рассекающие породу в различных направлениях. Наиболее мощные из них прослеживаются на расстояние в несколько метров, отличаясь этим от гнездовых родингитов, встречающихся в основании разреза. Родингитизация подверглась как габброиды, так и габбро-диабазы.

Количество габброидов и даек габбро-диабазов увеличивается вверх по разрезу, включения пироксенитов отмечаются все реже, пока практически не исчезают. Мощность горизонта, в котором присутствуют пироксениты, по нашей оценке, составляет 250-300 м.

5. Он перекрыт горизонтом, в котором преобладают массивные среднезернистые габброиды с такситовой структурой и неравномерно проявленной родингитизацией. Мощность его 350-400 м.

6. Выше залегает горизонт, сложенный преимущественно габбро-диабазом, претерпевшим изменения в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. В нижней его части заключены многочисленные мелкие включения крупнозернистых габбро и пироксенитов, аналогичных разностям из подстилающей габбро-пироксенитовой части разреза. Изучение петрографических особенностей этих включений показало, что они являются ксенолитами габброидов и пироксенитов внутри габбро-диабазов (Добрецов, Пономарева, 1976). Приблизительно в 200 м от подошвы этого горизонта среди массивных серых диабазов встречаются дайки мелкозернистых. Они имеют субпараллельное приблизительно северо-восточное простирание, так что русло ручья срезает их под углом около  $30^\circ$ . Количество этих даек быстро растет вверх по разрезу, пока оно не становится настолько большим, что дайки практически вытесняют из разреза все развитые ниже породы. Взаимоотношения между дайками отчетливо интрузивные. В пределах одного обнажения можно выделить несколько рвущих друг друга генераций даек. В пространстве между ними местами сохраняются мелкие участки, сложенные среднезернистыми габбро, изредка встречаются пироксениты. Форма даек извилистая, мощность в большинстве случаев первые сантиметры - несколько десятков сантиметров. На уровне около 400 м от основания горизонта в русле лога вскрыт блок около 10 м в поперечнике, сложенный габбро и пироксенитами, как в габбро-пироксенитовой части разреза. Возможно, что он является фрагментом субстрата, сохранившимся от внедрения и замещения дайками. Выше лежащая часть дайкового горизонта (мощность 600-700 м) представляет собой комплекс вплотную примыкающих друг к другу светло-серых даек средне- и мелкозернистых диабазов одинакового состава. Они немного варьируют по цвету от светлых желтовато- до серо-зеленых тонов. Контакты между ними как резкие, так и постепенные. Местами между однотонными диабазами двух даек оказываются зажатые линзовидные или угловатые участки диабазов другой тональности окраски - части более ранних, уже замещенных даек. Простирание контактов даек субпараллельное, азимут простирания около  $60^\circ$  при угле падения  $65-80^\circ$  на юг. В самой верхней части дайкового горизонта (мощность около 300 м) в диабазе присутствуют ксенолиты осадочных пород, которые представляют собой мелкие включения зеленокаменно измененных мелкозернистых алевролитов со слоистой текстурой. Состав их амфибол-плагиоклаз-эпидотовый с эпидот-клиноцианит-кварцевыми прожилками. Элементы залегания в этих ксенолитах, несмотря на их незначительные размеры (в среднем 0,5 м в поперечнике) и крайне ограниченную роль в составе разреза, весьма устойчивы и составляют

азимут падения  $150^\circ$ , угол падения  $56^\circ$ . В этой же части разреза среди диабазов вновь встречаются ксенолиты среднезернистых габброидов. Охарактеризованная верхняя часть разреза дайкового комплекса в верховьях лога срезана разломом.

Развитые на горе Ореш западнее дулит-перидотитового "ядра" вулканические образования чингинской свиты, слагающие более высокие горизонты офиолитового комплекса, представляют собой довольно однообразные белесые светло-серые массивные породы. По поверхности выветривания местами заметна грубая шаровая отдельность. Изредка в них встречаются небольшие (в пределах первых метров) линзы алевролитов, которые, судя по густой черной окраске, вероятно, содержат значительное количество рассеянного углеродистого вещества. Габбро-диабазы из описанного выше разреза и metabазальты чингинской свиты, развитые на горе Ореш, петрохимически сходны между собой. Metабазальты являются зеленокаменно измененными пиллоу-лавами (Добрецов, Пономарева, 1976), надстраиваемыми описанным выше разрезом. Мощность толщи metabазальтов (средняя часть чингинской свиты) составляет около 1600 м.

### Анализ структуры

На территории района выделяются три крупных тектонических блока, сложенных породами, относящимися к различным стратиграфическим подразделениям. Западный из них представлен образованиями, слагающими западное крыло и ядро Куртушбинского горст-антиклинория - джебашской серией и перекрывающими ее отложениями вплоть до девонских. Центральный блок представлен образованиями офиолитового комплекса. Восточный, сложенный на границе с Центральными отложениями аласугской свиты, относится к Хемчикско-Систигхемскому внешнему геосинклиальному прогибу.

Эти блоки разделены разломами, простирание которых согласно с простиранием внутриблоковых складчатых структур. Плоскости сместителей (по ряду замеров, проведенных по рекам Иджим, Коярд для западного ограниченного офиолитового пояса и в восточных отрогах Куртушбинского хребта для восточного) имеют падение на юго-восток от  $45-60$  до  $80-90^\circ$ . По сути они являются в общей сети разломов региона лишь фрагментами системы разломов северо-восточного простирания, которая обусловила основные черты структуры региона.

Ориентировка плоскости разлома, отделяющего образования офиолитового комплекса от отложений аласугской свиты по юго-восточному обрамлению пояса, имеет различный характер. На широте верховий рек Коярд и Ореш она имеет падение на северо-запад (устное сообщение А.К. Сибилева), в верховьях р.Иджим - на юго-восток.

В пределах Центрального блока и прилежащих частей двух других блоков можно выделить три системы разломов.

1. Разломы северо-восточного простирания взбросово-надвигового типа. Они в целом согласны с простиранием напластования, но нередко секут его под острыми углами. Эти разломы определяют основные черты структуры офиолитового пояса и его обрамления. Угол наклона плоскостей сместителей различен. В тех случаях, когда разломы рассекают слоистость породы, простираясь параллельно напластованию, углы довольно крутые -  $60-90^\circ$ , падение преимущественно на юго-восток. В случаях, когда плоскости разломов ориентированы близко параллельно к плоскостям напластования, встречаются

довольно пологие углы падения (например, на горе Вершина Коярда около  $25^\circ$ , на водоразделе в среднем течении рек Ореш – Коярд около  $40^\circ$ ). С этой системой разломов, нарушающей все структурные элементы района вплоть до среднепалеозойских наложенных мульд и грабен, связаны зоны развития серпентинитовых милонитов, а также появление вторичных образований – рондингитов, лиственитов, карбонатизация и окремнение в метаморфических породах.

2. Система разломов преимущественно запад–северо–западного простирания. Нарушает структурные элементы региона и толщи до верхнекембрийских включительно. Представлена разрывами с субвертикальными плоскостями сместителей, рассекающими пликативные структуры преимущественно в крест простирания. По своей морфологии они часто являются шарнирными сбросами со значительной сдвиговой составляющей, а местами (например, в водораздельной части Куртушибинского хребта в междуречье Блялик – Омул) взбросо–сдвигами. В упомянутом участке амплитуда относительно горизонтального перемещения составляет не менее 4 км, а вертикального – 3 км. Разломы этой системы вызывают относительное смещение некоторой части разломов северо–восточного простирания, являющихся, таким образом, древнейшей генерацией дизъюнктивных нарушений региона. Обычно северо–западные разломы сопровождаются только образованием милонитов, но на отрогах горы Вершина Коярд к ним приурочено вторичное ожелезнение и сульфидная минерализация.

3. Система разломов, занимающих диагональное положение по отношению к разрывам первых двух систем. Простирание их различно, а в формировании блоковой структуры региона они играют явно второстепенную роль. За их счет структура района приобрела мелкоблоковый мозаичный характер. Наблюдается сгущение диагональных разломов в пределах габбро–диабазовой части офиолитового комплекса. Амплитуды относительного перемещения по разломам этой системы невелики, но они сопровождаются значительно большим проявлением метасоматической переработки пород. С разломами этой системы связаны перестройки внутренней структуры офиолитового пояса – образование секущих по отношению к общему простиранию компонентов пояса зон серпентинитовых брекчий и узких блоков серпентинитовых сланцев.

Амплитуда вертикальных перемещений по разлому, ограничивающему гипербазитовый пояс с северо–запада, составляет не менее 2 км (судя по срезу верхней части чингинской свиты и некоторой части терешкинской), по разлому, ограничивающему с северо–запада выходы гипербазитов и габброидов, – 5–7 км (судя по вскрытой мощности офиолитового комплекса). Амплитуда относительного вертикального перемещения по разлому, ограничивающему офиолитовый пояс с юго–востока, определяется по срезу аласугской свиты и составляет около 2 км.

Амплитуда горизонтальных перемещений по той же системе разломов северо–восточного простирания в связи с отсутствием реперов не поддается прямой оценке, но судя по углам наклона плоскостей надвигов, достигающих  $45^\circ$ , она не меньше суммарного вертикального перемещения во всех блоках взбросово–надвиговой структуры гипербазитового пояса (рис. 6, см. разрезы) и составляет не менее 5–10 км.

Форма более мелких блоков, обусловленная сочетанием описанных трех систем разломов, в большинстве случаев оказывается удлиненной трапециевидной. Простирание длинных осей блоков при этом различно.

Для внутреннего строения западного и восточного блоков, сложенных сериями осадочных и вулканогенных пород, характерны линейные складки с крутыми падениями в крыльях ( $60\text{--}80^\circ$ ), сильно сжатые, иногда изоклиналь-

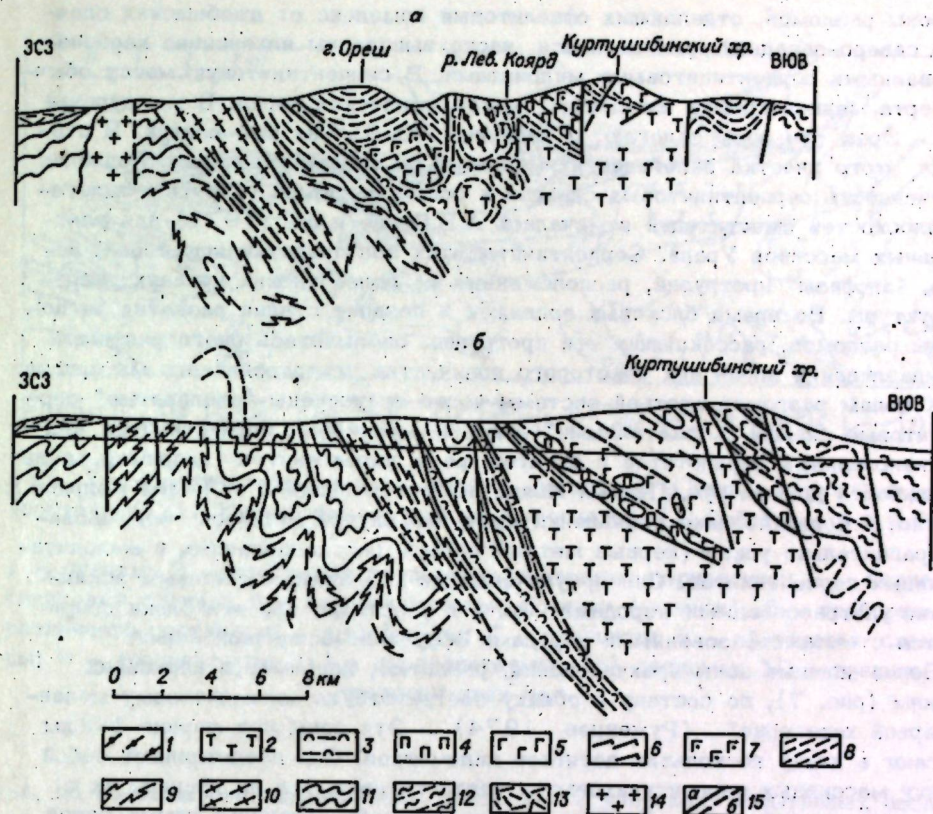


Рис. 6. Геологические разрезы через гипербазитовый пояс Куртушибинского хребта.

а – разрез вдоль р.Коярд; б – разрез вдоль р.Иджим.

1 – дуниты серпентинизированные; 2 – массивные апогарибургитовые серпентиниты; 3 – серпентинитовые сланцы; 4 – пироксениты; 5 – габбро; 6 – габбро–амфиболиты, амфиболитизированные габбро–диабазы; 7 – зеленокаменные диабазы; 8 – чингинская свита; 9 – нижняя, 10 – средняя (ортосланцевая, глаукофансодержащая) и 11 – верхняя (парасланцевая) части джебашской серии; 12 – аласугская свита; 13 – эффузивы девона; 14 – гранитоиды девона; 15 – прослеженные (а) и предполагаемые (б) разломы.

ные. В пределах ядерной части Куртушибинского горст–антиклинория встречаются крупные опрокинутые складки, осевые плоскости которых опрокинуты на юго–восток (междуречье нижнего течения рек Омул – Ореш). Генеральное залегание осадочно–метаморфических толщ расшифровывается лишь приблизительно в связи с проявлением интенсивной мелкой складчатости высоких порядков и недостаточной обнаженностью.

Отложения чингинской свиты смяты в относительно простые, хотя и довольно крутые линейные складки, которые часто осложнены разломами. В результате наблюдается сдвигание разреза или моноклинальное залегание толщ метабазальтов в пределах отдельных блоков. Углы падения в крыльях складок  $40\text{--}60^\circ$ , реже до  $80^\circ$ , простирание осей складок повсеместно северо–восточное.

Зоны разломов, отделяющих офиолитовый комплекс от джебашских сланцев по северо-западной границе пояса, часто выполнены интенсивно карбонатизированными серпентинитовыми милонитами. В серпентинитовую массу обычно затерта мелкая крошка вмещающих метаморфических пород. В междуречье Коярд – Ореш эти зоны залегают с падением 40–55° на юго-восток. В стороны от этого участка залегание их меняется до субвертикального. Подобная приуроченность серпентинитовых сланцев к зонам разломов с крутым залеганием плоскостей сместителей отмечалась А.В.Пейве и др. (1971) для ультраосновных массивов Урала. Серпентиниты этих зон представляют собой, вероятно, “апофизы” протрузий, расположенных на более низких уровнях разреза структуры. Во время блоковых подвижек в поздние стадии развития региона зоны разломов, пересекающих эти протрузии, оказывались благоприятными для выдавливания вдоль них некоторого количества ультраосновного материала.

К зонам разломов третьей системы часто приурочены “свилеватые” серпентинитовые сланцы с “окатанными” глыбами массивных серпентинитов, серпентинизированных перидотитов и дунитов, реже пироксенитов (например, вдоль правого борта долины руч. Правый Коярд выше его слияния с Левым Коярдом). Вероятно, в более поздние проявления движений внутри этих зон сформировались сравнительно узкие (первые метры) полосы рассланцованных и милонитизированных серпентинитов. Они приурочены как к блокам, сложенным исключительно ультраосновными породами, так и к участкам, где эти блоки соприкасаются с метаморфизованными породами эффузивно-осадочной серии.

Более мощные зоны брекчирования, развитые, например, в верховьях р. Иджим (рис. 7), по составу и облику соответствуют полимиктовому меланжу “первой категории” (Руженцев, 1974). Эти зоны при ширине 1–2 км достигают в длину нескольких десятков километров. Они представляют собой оторочку массивных серпентинитовых и перидотитовых тел на границе их с толщами чингинской свиты. Брекчии содержат в себе обширную гамму пород региона: массивные серпентинизированные ультрабазиты, метаморфические породы из толщ западного блока, претерпевших различную степень метаморфической переработки, экзотические глыбы и блоки мраморизованных известняков, значительное количество кварцитов. В брекчиях северо-западного обрамления главного тела гипербазитов Куртушибинского хребта встречаются глыбы глаукофановых сланцев и кварцитов со спессартином, а также гранатовые амфиболиты (апозклогитовые?) – более “глубинные”, чем основная масса пород офиолитового комплекса (Добрецов, Пономарева, 1976). Эти авторы считают все данные образования меланжем, а важнейшим аргументом в пользу надвиговой природы рассматриваемых зон – их состав, строение и наличие глубинных и вообще чуждых пород, транспортированных вместе с серпентинитами далеко от места их залегания. Входящие в состав брекчий глыбы горных пород часто имеют линзовидную форму и вытянуты согласно с контактами тел брекчий. Размеры глыб колеблются от первых метров до первых сотен метров по длинной оси. В участках выклинивания включений наблюдается некоторая “завихренность” структуры матрикса. Простирание слоистости внутри глыб часто не совпадает с простиранием расслоенности вмещающей массы.

Кроме рассмотренных примеров серпентинитовых брекчий, в изученном районе следует отметить уже упоминавшийся тип брекчий, сложенных обломками родингитов, заключенными в дислоцированную серпентинитовую массу. Они тяготеют к зоне перехода от дунит-гарцбургитовой части разреза к габбро-диабазовой и встречаются во всем поле развития пироксенитов и среднезернистых габбро. Их присутствие можно расценивать следующим образом: в слабо дислоцированных участках родингиты сохраняют форму габброидных

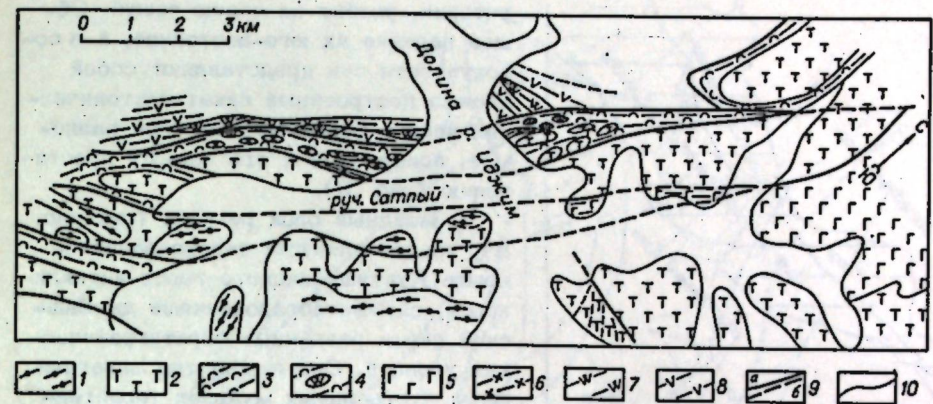


Рис. 7. Геологическое строение участка верховьев р.Иджим – руч.Сатпый (составлена П.П.Кузнецовым с учетом материалов Н.Л.Добрецова и А.К.Сибилева).

1 – дуниты; 2 – массивные серпентинизированные перидотиты; 3 – серпентинитовые брекчии (меланж); 4 – амфиболиты различного состава; 5 – габброиды; 6 – амфиболиты; 7 – кварциты; 8 – хлоритовые сланцы; 9 – прослеженные (а) и предполагаемые (б) разломы; 10 – границы геологических тел.

жил, по которым они образовались, тогда как в участках, испытавших последующие деформации, эти жилы разрушены, и родингиты образуют включенные в серпентинитовый цемент обломки. Наличие подобного рода брекчий позволяет отмечать зоны дизъюнктивных нарушений внутри серпентинитовых тел. “Окатанность” обломков родингитов при этом может служить качественным показателем степени дислоцированности пород в зоне нарушения.

В случаях, когда между отдельными членами разреза отсутствуют явно выраженные разрывные нарушения, наблюдается смена компонентов офиолитового комплекса через линзовидное переслаивание – как между дунит-гарцбургитовой и габбро-пироксенитовой частями разреза, так и выше них – в габбро-диабазовой и метабаазальтовой его частях. Постепенные переходы проявлены в более мелких деталях разреза, например, при смене зональности метасоматической переработки пород и т.д.

Общая структура района определяется взаимоотношением главных структурно-формационных комплексов, слагающих Западный, Центральный и Восточный блоки (рис. 8).

Внутреннее строение офиолитового пояса на участке между реками Узюп-Тихая в свете имеющихся данных представляется следующим. Выходы образованного офиолитового комплекса полосой северо-восточного простирания протягиваются на расстояние около 70 км, начинаясь в бассейне р.Узюп (на юго-западе) в форме узкого горстообразного клина серпентинитов, выходящего между докембрийскими и палеозойскими образованиями Куртушибинского горст-антиклинория (в том числе девонскими орогенными гранитами), и терригенными образованиями Хемчикско-Систигхемского синклинория (см. рис.2).

По системе разломов северо-восточного простирания офиолитовый комплекс, неразобщенные элементы которого сохранились только в северо-восточ-

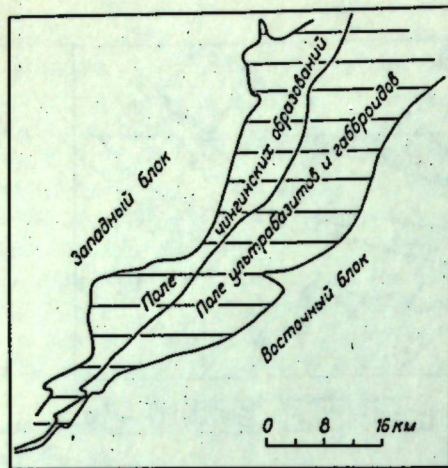


Рис. 8. Блоковое строение Куртушибинского пояса. Заштрихованы выходы офиолитовой ассоциации

той (Добрецов, Пономарева, 1976). Наличие глаукофана в толще перед фронтом надвига указывает на метаморфизм в условиях низких температур, но высоких давлений. По-видимому, это отражает динамику формирования пакета тектонических чешуй. Между толщей с метаморфическими образованиями высоких давлений и блоком офиолитового пояса имеется чешуя — «прокладка» (см. рис. 6,б), сложенная образованиями, относимыми в данном районе к нижней части джебашской серии. Ее тектоническое положение указывает на то, что современная структура западного блока сформировалась не в фазу максимальных тангенциальных напряжений, которые испытали джебашские породы Куртушибинского горст-антиклинория во время подвижки пластины офиолитового комплекса, а в результате более поздней структурной перестройки, когда за счет вертикальных блоковых перемещений между этой пластиной и глаукофановой толщей оказались заключены парасланцы из нижней части разреза Куртушибинского антиклинория. Они метаморфизованы в более глубоких условиях и не испытали существенного бокового сжатия при напользании офиолитового комплекса на джебашские толщи.

Западная часть выходов офиолитового комплекса сложена породами чингинской и терешкинской свит. Они залегают в форме тектонических блоков, разделенных плоскостями разломов северо-восточного простирания и дополнительно нарушены разломами других систем. На большей части контакта пород чингинской свиты и джебашских толщ они разделены узкими полосами серпентинитовых милонитов, залегающими между висаячим и лежачим крыльями надвига.

Поле развития гипербазитов и габброидов Куртушибинского хребта на участке между реками Узюп — Тихая характеризуется напряженной блоковой тектоникой (рис. 10). Генеральное залегание пород в нем определяется системой разломов северо-восточного простирания, но сеть разломов второй и третьей систем в нем значительно гуще, чем в других тектонических блоках района.

В верховьях рек Узюп и Иджим преобладают разрывы северо-восточного простирания. Строение габбро-гипербазитового поля (габброидов при этом

ной части рассматриваемой нами территории, разбит на серию чешуй. Общее падение их юго-восточное, а в совокупности они представляют собой сложно построенный пакет тектонических чешуй, разбитый системой разломов, поперечных к его общему простиранию (рис. 9).

Западный блок региона (см. рис. 8), представляющий северо-западное крыло Куртушибинского горст-антиклинория, сложен образованиями джебашской серии различных стратиграфических уровней. Они перекрыты залегающими в отдельных мульдах терригенными породами верхнего силура и эффузивами девона, а также прорваны девонскими гранитоидами.

Среди образований джебашской серии Н.Л.Добрецов выделил толщу, содержащую глаукофановые сланцы, которую он сопоставляет с аккольской свитой

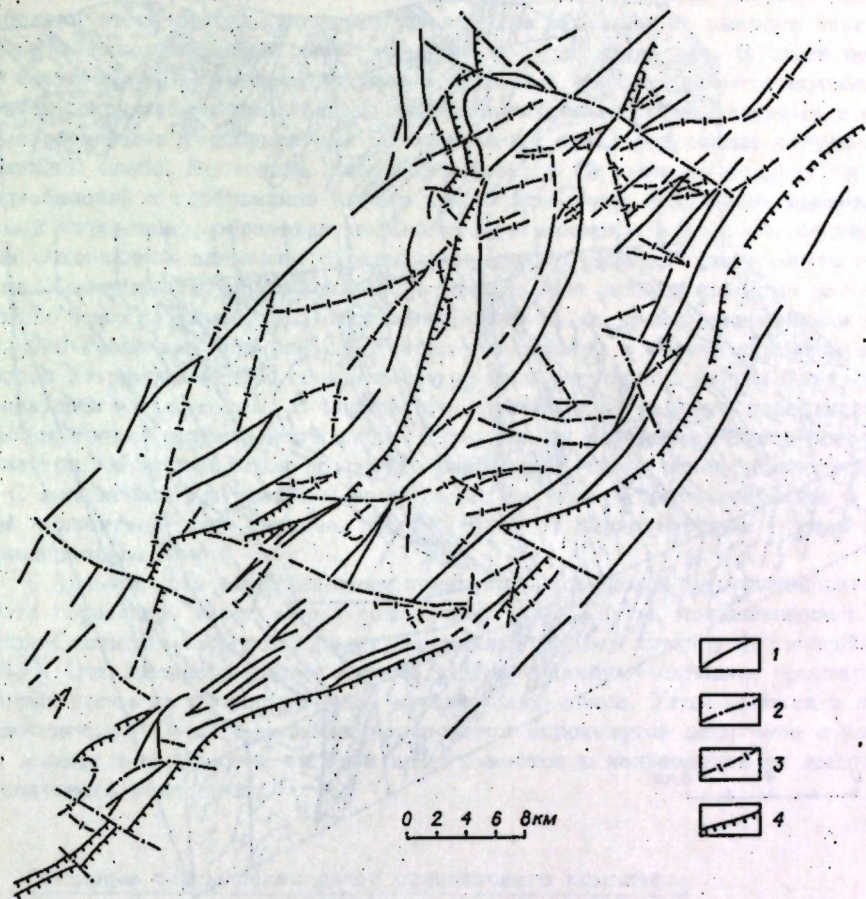


Рис. 9. Системы разломов Куртушибинского пояса.  
1 — северо-восточного простирания; 2 — северо-западного простирания; 3 — второстепенные разломы различных простираний, секущие по отношению к напластованию внутри пояса; 4 — разломы, ограничивающие залегание кровли и подошвы офиолитового комплекса.

совсем немного) определяется этой системой разломов. Оно представляет собой пакет узких (0,5–1,5 км шириной) вытянутых блоков, сложенных в различной степени дислоцированными гипербазитами. Блоки массивных серпентинизированных перидотитов чередуются с блоками, сформированными серпентинитовыми сланцами и брекчиями. Наиболее дислоцированы блоки северо-западного обрамления поля. В бассейне руч. Сатпый и междуречье Сатпый — Иджим к юго-восточной части пояса приурочен крупный блок (6x2 км) серпентинизированных дунитов, которые в других выходах приурочены исключительно к северо-западной, приподошвенной, как мы полагаем, части разреза офиолитового комплекса.

Севернее долины р.Иджим в строении пояса существенную роль приобретают разломы второй и третьей выделенных нами систем. Здесь начинается обширное поле развития габброидов и габбро-диабазов средней части офиолитового комплекса.

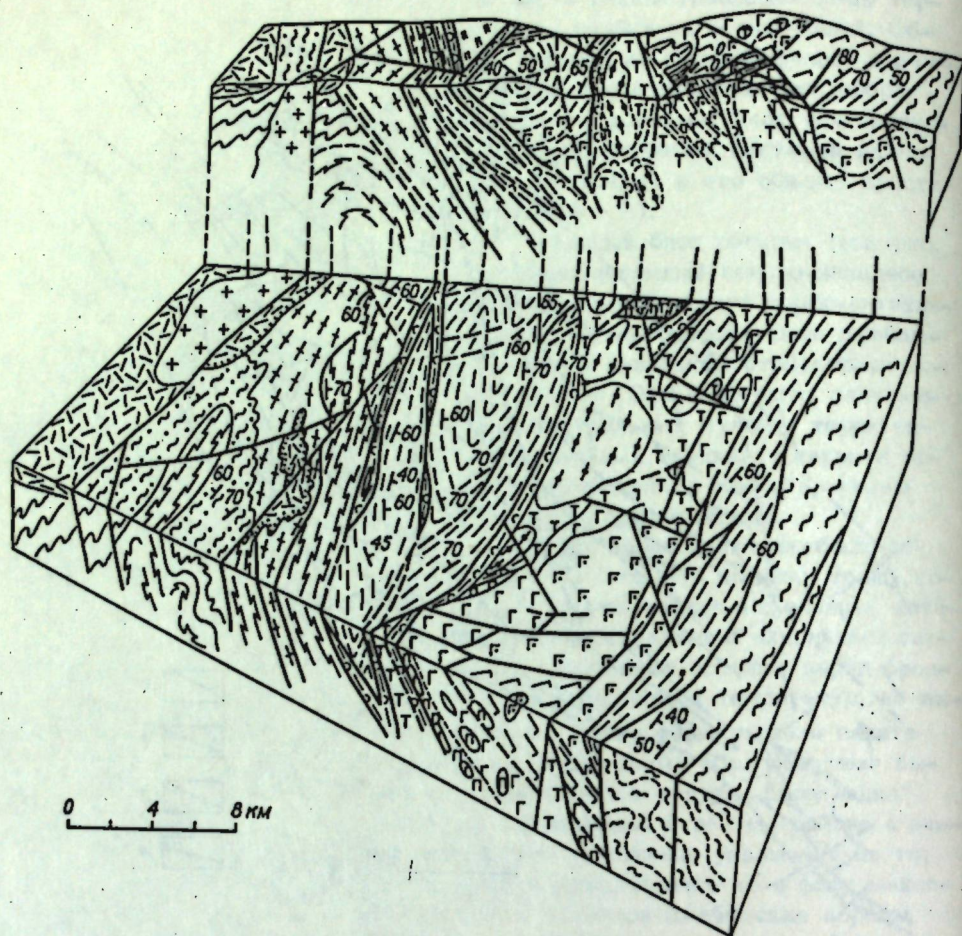


Рис. 10. Блок-схема центральной части Куртушибинского пояса. Усл. обозн. см. на рис. 6.

того комплекса. В.П.Еремеев и А.К.Сибилев (1969) предполагают для этого участка существенное по отношению к южной и северной частям Куртушибинского (Иджимского) массива опускание, в результате чего габброидная часть комплекса сохранилась от разрушения. В некоторых участках этой части оphiолитового пояса, несмотря на интенсивную раздробленность на блоки, сохранились стратифицированные фрагменты оphiолитового комплекса. Среди разломов четко выделяются отмечавшиеся выше три генерации: 1) разломы северо-восточного простирания, близкие к плоскостям напластования оphiолитового комплекса; древнейшие в районе; 2) нарушающие их разломы системы северо-западного простирания; 3) молодые (или подновленные) разломы северо-восточного простирания, срезающие разрывы второй генерации. В междуречье Омул - Блялик появляются выходы пород чингинской свиты, которые протягиваются на северо-восток за пределы рассматриваемого нами участка Куртушибинского гипербазитового пояса.

В верховьях р. Ореш и севернее, в бассейне р. Коярд, вскрыта наиболее глубинная часть оphiолитового комплекса. Она отделена от выходов чингинской свиты на западе полосой развития серпентинитовых сланцев. В своей западной части она представлена четырьмя крупными ядрами серпентинизированных дунитов, окруженных массивными алоперидотитовыми серпентинитами и серпентинизированными гардбургитами. В этой части пояса разрывные нарушения проявлены слабо. Восточнее поля ультрабазитов (и выше по разрезу) в габбро-диабазовой и габброидной частях пояса разрывные дислокации проявились весьма интенсивно, образовав мелкоблочковую мозаику, в которой, однако, местами сохранились элементы стратифицированного разреза оphiолитового комплекса. Северо-восточное продолжение оphiолитовой зоны в пределах рассматриваемого участка характеризуется исчезновением на уровне современного эрозионного среза выходов ультрабазитов, что связано с серией ступенчатых сбросов по разрывам как генерального северо-восточного направления, так и по секущим их разрывам. В результате опускания на дневную поверхность выходят только породы чингинской свиты, между которыми зажата полоса амфиболитов, образовавшихся по габбро-диабазовой части оphiолитового комплекса. С запада выходы чингинской свиты ограничены в основании надвига чешуей серпентинитовых сланцев, прослеженной от верховьев руч. Правый Коярд до водораздела Коярд - Тихая.

С юго-востока образования оphiолитового комплекса Куртушибинского хребта обрамляют терригенные толщи аласутской свиты, принадлежащей к Хемчикско-Систигхемскому внешнему геосинклинальному прогибу (Зоненшайн, 1963). Они дислоцированы в крутые сжатые линейные складки, простирание которых согласно с простиранием оphiолитового пояса. Углы падения в крыльях достигают 70-80°; местами картируется опрокинутое залегание с наклоном осевых поверхностей складок на юго-восток в направлении от выходов оphiолитового комплекса.

#### Основные черты локализации оphiолитового комплекса Куртушибинского хребта.

В рассматриваемом участке Алтае-Саянской области в зоне структурного шва (глубинного разлома, по А.В.Пейве, 1956) между ранними каледонидами (салаиридами), слагающими основание Хемчикско-Систигхемского внешнего геосинклинального прогиба и образованиями Западного Саяна вскрыт относительно полный разрез базальных горизонтов оphiолитового комплекса, которые в других областях (Урал, Ньюфаундленд и т. д.) отождествляются многими исследователями с новообразованной базальтовой корой или корой океанического типа геологического прошлого. Комагматичность интрузивных и эффузивных компонентов оphiолитового комплекса (Исаков, 1974; Добрецов, Пономарева, 1976) и парагенетическое единство оphiолитового комплекса свидетельствуют в пользу раздвига всей толщи пород метаморфических блоков выше волновода (Руженцев, 1974, 1976).

Формирование оphiолитовой серни началось с отложения внутри развивающегося глубоководного прогиба мелкообломочных продуктов разрушения метаморфических блоков и кремнистых пород, среди которых появляются туфы палеобазальтов. Затем последовал интенсивный основной вулканизм, проявившийся неравномерно на территории прогиба при накоплении средней части чингинской свиты (Исаков, 1974). Отсутствие аркозов в составе чингинской свиты, по нашему мнению, можно объяснить частично метаморфизмом и окремнением,

а в основном тем, что разрушавшиеся метаморфические блоки были сложены преимущественно вулканогенными толщами основного состава. Эффузивные и гипабиссальные компоненты офиолитовой серии формировались в условиях расширения прогиба. Этап сжатия и складчатость во второй половине раннего кембрия фиксируется образованием конгломератов терешкинской свиты, которые отражают начавшуюся дифференциацию рельефа. К этому же времени относится появление габбро и гипербазитов в зоне размыва.

Основные черты рассматриваемой структуры приводят к выводу, что в современном виде офиолитовая зона Куртушибинского хребта на участке между реками Уэюп - Тихая представляет собой серию тектонических пластин, сложенных различными компонентами офиолитового комплекса. Плоскости разломов, разделяющих эти пластины, наклонены на юго-восток под углом 25-70°. Тектонические пластины образовались в результате ряда последовательно сменявших друг друга деформаций. В первую очередь образования офиолитового комплекса были выжаты из основания эвгеосинклинального разреза со стороны Хемчикско-Систигхемского прогиба и надвинуты на джебашские метаморфические породы Куртушибинского блока, фундамент которого сформировался еще в эпоху байкальского тектогенеза (Исаков, 1974).

"Океаническая стадия" развития эвгеосинклинальной зоны (по Пейве и др., 1972) отражена в образованиях средней и верхней части чингинской свиты. Часть образований верхов чингинской и отложения терешкинской свиты отражают этап "переходной стадии".

Ранние этапы салаирской складчатости привели к деформациям, в результате которых отдельные элементы аллохтона испытали смещение относительно друг друга. В итоге они залегают на отложениях джебашской серии в форме пакета тектонических пластин. При этом во фронтальной (юго-восточной) части блока джебашской серии сгущились породы с образованием крутых складок (вплоть до опрокинутого залегания), а передовые участки блока, возможно, испытали динамометаморфические превращения, сопровождавшиеся тектоническим расщеплением и образованием глаукофановых минералов.

В основании офиолитового аллохтона залегают ультрабазиты, превращенные на контакте с автохтоном в серпентинитовый меланж. Меланж слагает преимущественно пластообразные тела, чаще всего согласно с контактами тектонических пластин и местами (верховья р. Иджим) достигает значительной мощности (до 0,5 км).

Фаза каледонской складчатости, прошедшая до отложения силурийских толщ, увеличила угол падения плоскостей сместителей внутри пакета пластин за счет деформации продольного изгиба всего Куртушибинского антиклинория. В результате, вероятно, образовалась синклинальная структура в отложениях средней части чингинской свиты в районе горы Ореш и в отложениях терешкинской свиты в среднем течении р. Коярд, которую можно считать синформной (Буртман, 1976).

Последующие вертикальные перемещения отдельных блоков по древним и вновь образованным плоскостям разрывов расчленили структуру антиклинория на систему горстов и грабенов с относительно крутыми плоскостями сместителей разломов, разделяющих эти структуры (рис. 11).

По-видимому, все деформации, захватившие офиолитовый аллохтон, сопровождались частичными протрузиями гипербазитов. Благодаря этому структура фронтальной части аллохтона была осложнена.

Юго-восточное ограничение офиолитового пояса в период тангенциального давления с северо-запада и формирования системы горстов и грабенов приоб-

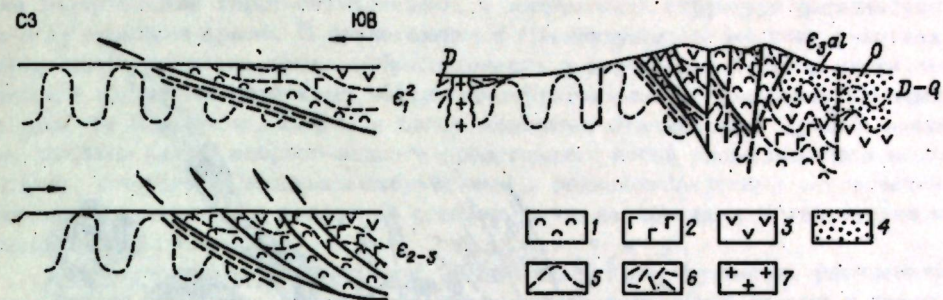


Рис. 11. Модель развития структуры Куртушибинского гипербазитового пояса.

1 - гипербазиты; 2 - габбро и диабазы; 3 - базальтоиды чингинской свиты; 4 - терригенные отложения Хемчикско-Систигхемского прогиба; 5 - образования джебашской серии; 6 - эффузивы девона; 7 - гранитоиды девона. Разломы обозначены жирными линиями и пунктирами.

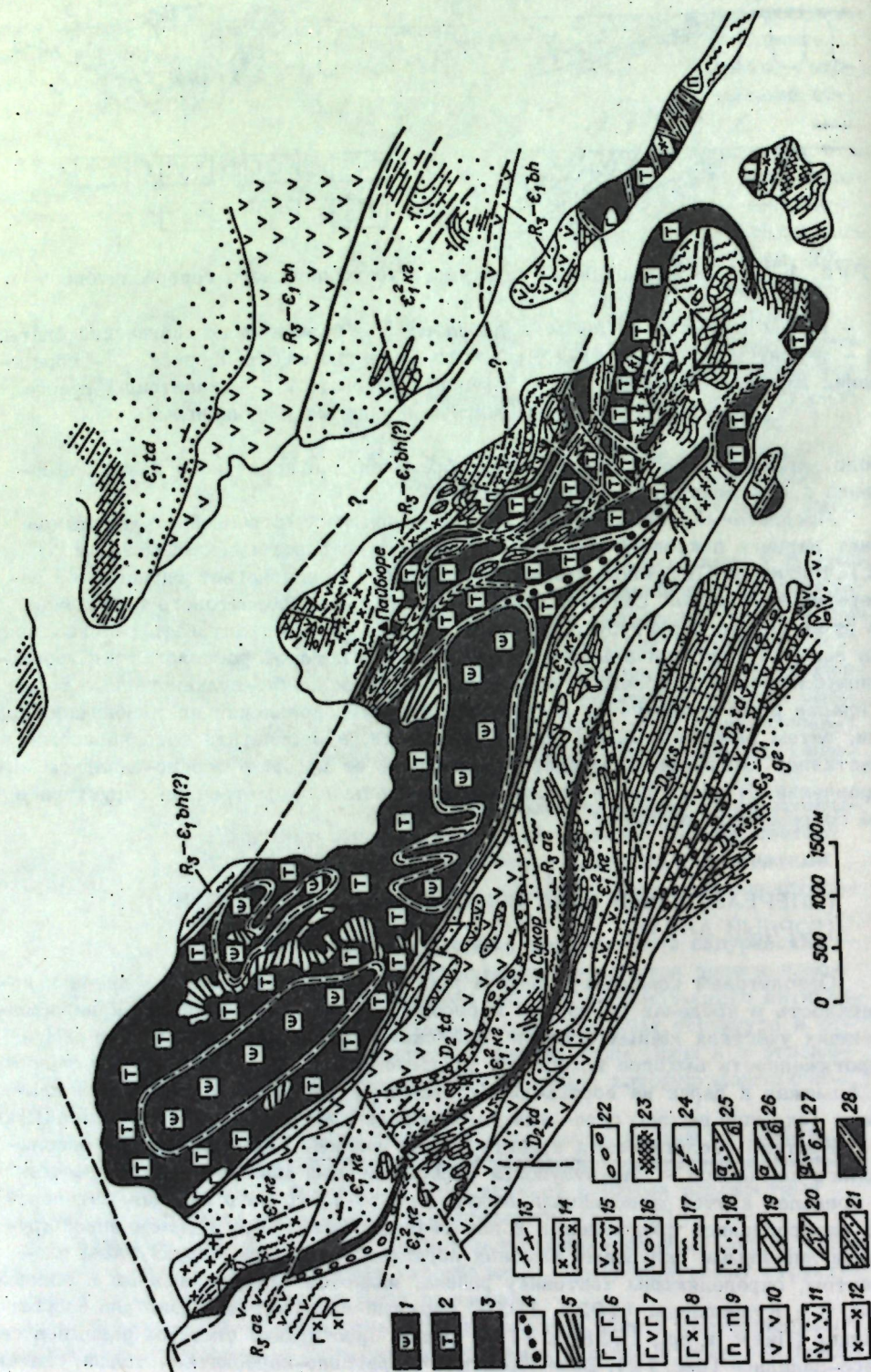
рело характер сброса, по которому образования офиолитового пояса совмещены с отложениями аласугской свиты.

Предлагаемая нами модель формирования рассмотренной структуры за счет надвига покровной пластины не является единственно возможным. Н.Л. Добрецов (Добрецов, Пономарева, 1976) предполагает опрокинутое залегание чингинской свиты к западу от габбро-гипербазитового комплекса. В этом случае структуру офиолитового пояса можно трактовать развившейся из лежащей (антиклинальной) складки, в ядре которой располагаются габбро-гипербазитовый комплекс и обрамляющие его осадочно-вулканогенные толщи. Складка была запрокинута в северо-западном направлении на джебашские толщи, затем разорвана вдоль осевой плоскости, в результате чего произошло частичное смещение нормально залегающего ее крыла в северо-западном направлении. В итоге после эрозии образовалась несимметричная структура в ее современном облике.

#### ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ ПОЯС В РАЙОНЕ ПОС. ЧАГАН-УЗУН (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Офиолитовый комплекс в районе пос. Чаган-Узун выходит на дневную поверхность в пределах восточных отрогов Северо-Чуйского хребта и на прилегающих участках южных склонов Курайского хребта на правобережье р. Чуи. Протяженность выходов комплекса на левобережье р. Чуи восточнее устья р. Арыджан и далее на восток-юго-восток по северному борту Чуйской впадины (включая выходы серпентинитов в районе Красной Горки) составляет 22 км.

Краткая геологическая характеристика района. Главный элемент офиолитового комплекса - Чаганузунской гипербазитовый массив. Он вскрывается в пределах крутой моноклинали общего северо-восточного падения, интенсивно раздробленной продольными и поперечными разломами и осложненной крупными линейными складками высоких порядков. Основным структурным элементом, определяющим тектонику района, является закартированный и описанный В.А. Кузнецовым (1934, 1939) сложный чешуйчатый надвиг или взбросо-надвиг (Пинус и др., 1958, с. 116). Общее простирание системы разрывов северо-западное (рис. 12). Докембрийские терригенно-карбонатные толщи, слагаю-



щие Баратальский горст-антиклинорий, в современной структуре располагаются в ее лежащем крыле. В прилегающих к Чаганузуновскому массиву участках образования лежащего крыла взбросо-надвига в значительной своей части перекрываются среднепалеозойскими эффузивно-терригенными отложениями Юстыдского прогиба (Сенников, 1969) и более молодыми отложениями Чуйской впадины. Висячее крыло взбросо-надвига представляет собой упоминавшуюся моноклинал, сложенную позднекембрийскими и раннекембрийскими образованиями, метаморфизованными в различной степени, а также породами Чаганузуновского гипербазитового массива.

**Основные черты стратиграфии.** Детальное стратиграфическое расчленение толщ района проведено при крупномасштабной геологической съемке и тематических работах геологами Западно-Сибирского геологического управления в начале 60-х годов (В.А.Зыбин, М.Ф.Романенко, Е.В.Романенко, В.П.Сергеев и др.). Позднее схема стратиграфического расчленения отложений района уточнялась В.А.Зыбиным (1967), М.Ф.Романенко (1971), а также на рабочем совещании по стратиграфии позднекембрийских отложений Кемеровской области и Алтайского края в 1977 г.

Сводный разрез отложений района выглядит следующим образом.

**Баратальская серия.** В наиболее полном разрезе серии вдоль левого борта долины р. Куркурек выделяются (снизу вверх) три толщ. Нижняя (более 450 м) представлена серыми и темно-серыми слоистыми известняками с прослоями слоистых силицилитов. Местами встречаются прослои массивных серых известняков. Средняя (около 1900 м) сложена серыми и темно-серыми известняками, преимущественно массивными, реже слабослоистыми. Имеются прослои тонкоплитчатых слоистых известняков. Верхняя толща (около 800 м) представлена серыми, реже светло-серыми, в основном массивными известняками с прослоями и линзами песчаников и известняковых гравелитов (по данным М.Ф.Романенко и Е.В.Романенко). Наличие в известняках остатков древних водорослей *Newlandia*, *Osagia*, а также *Archaeospongia* и отсутствие достоверных окаменелостей раннего кембрия дают основание считать возраст отложений баратальской серии позднепротерозойским (Зыбин, 1967).

**Сагалакская свита.** Отложения баратальской серии согласно (по р.Арыджан с местным перерывом) перекрываются осадочно-эффузивным комплексом

Рис. 12. Геологическое строение юго-восточной части Курайского гипербазитового пояса в районе пос. Чаган-Узун.

- 1 - слабоизмененные перидотиты; 2 - массивные серпентиниты; 3 - свилеватые и рассланцованные серпентиниты; 4 - серпентинитовые "конгломераты"; 5 - дайки габброидов внутри ультраосновных пород; 6 - габброиды, слагающие крупные тела; 7 - массивные меланократовые габбро-диабазы; 8 - габбро-диориты; 9 - лейстовые диабазовые порфириты; 10 - слабоизмененные эффузивы основного состава; 11 - туфогенные породы основного состава; 12 - амфиболиты, гранатовые амфиболиты; 13 - лейкократовые гнейсы; 14 - актинолитовые сланцы; 15 - хлоритовые порфиритоиды; 16 - лавоконгломераты; 17 - хлоритовые и кварц-серпичитовые сланцы; 18 - песчаники; 19 - известняки; 20 - кислые эффузивы и дайки; 21 - песчано-алевритовые толщ; 22 - конгломераты; 23 - кварциты; 24 - листвениты; 25 - границы стратиграфических несогласий (а) и стратиграфические границы (б); 26 - прослеженные по геологическим данным (а) и предполагаемые разломы (б), 27 - разломы, прослеженные по аэрофотоматериалам (а) и элементы залегания (б); 28 - разломы внутри ультраосновных пород.

пород, нижняя часть которого выделена В.П.Сергеевым в сагалакскую свиту. Она представлена хлорит-серицитовыми сланцами, туфами, туфо- и лавоконгломератами, известняками с остатками водорослей. Верхняя часть сложена туфами, реже эффузивами основного состава, горизонтами известняков, туфосланцев. Суммарная мощность свиты 1500-1800 м, возраст (по остаткам водорослей) определяется как поздний протерозой.

**Арыджанская свита.** Залегает выше сагалакской, являясь продолжением ее разреза. В.П.Сергеев отмечает местное несогласие между отложениями сагалакской и арыджанской свит. Развита она в лежачем крыле взбросо-надвига к западу от Чаганузузского гипербазитового массива, а также вдоль его юго-западного обрамления.

К западу от Чаганузузского массива арыджанская свита расчленяется на три подсвиты. Нижняя представлена известняками, конгломератами, хлорит-серицитовыми сланцами, изредка туфами; средняя - плагиоклазовыми и пироксеновыми порфиридами, спилитами, линзами туфов, хлорит-серицитовых сланцев, горизонтами известняков с археоспонгиями; верхняя - туфами, линзами порфиритов. Суммарная мощность свиты западнее Чаганузузского массива составляет 1550 м (по данным В.П.Сергеева). В участках, прилегающих к восточной части Чаганузузского гипербазитового массива, она представлена толщей темно-зеленых, темно-серых диабазовых порфиритов, битуминозных известняков, туфопесчаников, туфов, конгломератов и метаморфических сланцев мощностью более 1000 м (по данным В.А.Зыбина).

Породы арыджанской свиты подверглись зеленокаменному преобразованию. Их исходный состав определяется часто только после микроскопического исследования и то не всегда надежно. Иногда встречаются эффузивы с четко проявленной подушечной отдельностью, что указывает на подводный характер излияния лав. По многочисленным остаткам водорослей, собранным из известняков свиты М.Ф.Романенко, В.П.Сергеевым и В.А.Зыбиным, возраст отложенной арыджанской свиты определен А.Г.Поспеловым как "самый поздний докембрий" (Зыбин, 1967).

В пределах северо-восточного - висячего крыла Чаганузузского взбросо-надвига наблюдается следующий комплекс пород. Наиболее древними, по нашему мнению, являются блоки массивных грубослоистых битуминозных известняков, которые обнажены среди серпентинитов на юго-восточном выклинивании главного тела Чаганузузского ультрабазитового массива. Они очень похожи на известняки баратальской серии и, видимо, представляют собой обломки протерозойских пород, оторванных от лежачего крыла и перемещенные по взбросо-надвику. Здесь же распространены включенные в гипербазиты тела зеленокаменно измененных пород арыджанской свиты.

**Балхашская свита.** Стратотипический разрез свиты описан М.Ф.Романенко и Е.В.Романенко по руч. Балхаш и водоразделу Балхаш-Мештуерк. В состав свиты входят зелено-серые плагиоклазовые, плагиоклаз-пироксеновые, диабазовые порфириды, их туфы, лавобрекчии, туфоконгломераты, линзы известняков с проблематикой археоспонгий. Однако базальный горизонт балхашской свиты вскрыт на левом берегу долины р.Аккаи, где она с размывом и угловым несогласием залегают на отложениях арыджанской свиты. Базальный горизонт представлен грубым чередованием мелко- и среднеобломочных конгломератов, содержащих слабо и хорошо окатанную гальку диабазов, диабазовых порфиритов, туфов; известняков, силлицитов, диоритов, и туфопесчаников с кварцево-хлорит-серицитовыми, серицито-хлоритовыми сланцами, гравелитами и линзами известняков. Вверх по разрезу они сменяются эффузивами, однако характер перехода не расшифрован в связи с напряженной разрывной текто-

никой. Породы эффузивной части свиты претерпели зеленокаменные изменения (эпидотизацию, хлоритизацию и амфиболлизацию). Мощность свиты 600-1600 м. Возраст свиты по комплексу водорослей и археоспонгий определен А.Г.Поспеловым как самый конец протерозоя - начало раннего кембрия (Зыбин, 1967).

Относительно стратиграфического положения сагалакской, арыджанской и балхашской свит в связи с проблематичностью органических остатков существуют весьма разноречивые мнения (табл. 6).

Таблица 6

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

Зыбин, 1967	Романенко, 1971	Рабочее совещание..., 1977
Тыдтуярыкская свита —Несогласие—	Тыдтуярыкская свита —Несогласие—	Тыдтуярыкская свита —Несогласие—
Балхашская свита —Несогласие—	Арыджанская свита ?	Сагалакская - балхашская свиты
Арыджанская свита —Несогласие—	Балхашская свита ?	Арыджанская свита Баратальская серия
Сагалакская свита Баратальская серия	Сагалакская свита Баратальская серия	

М.Ф.Романенко (1971) сообщает, что определение комплексов органических остатков и проблематики из позднедокембрийских отложений района, проведенное А.Г.Поспеловым, показывает, что отложения балхашской и сагалакской свит характеризуются комплексами, отвечающими позднему рифею (по сопоставлению с разрезами Урала и Сибирской платформы), а отложения арыджанской свиты соответствуют более молодому юдомскому (вендскому) комплексу.

На рабочем совещании по стратиграфии позднедокембрийских отложений в Новокузнецке в феврале-марте 1977 г., с учетом недостаточной надежности в определении проблематик, по настоянию В.А.Зыбина принята следующая схема стратиграфической последовательности этих свит. Непосредственно на отложениях баратальской серии залегают арыджанская свита позднего рифея, согласно перекрытая сагалакской свитой. В северо-восточном направлении отложения сагалакской свиты фациально замещаются отложениями балхашской. Выше них залегают преимущественно терригенная тыдтуярыкская свита раннего кембрия.

**Тыдтуярыкская свита** распространена к северу и северо-востоку от Чаганузузского массива. Породы ее с базальными конгломератами и гравелитами в основании налегают на существенно вулканогенные образования балхашской свиты. Свита представлена темно-серыми, серыми и черными глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами, реже известняками, туфопесчаниками, туфами.

В виде отдельных покровов в низах свиты встречаются порфириды, характерные для нижележащей балхашской свиты. Мощность свиты не менее



Таблица 7

Стратиграфическое расчленение толщ висячего и лежащего крыльев структуры Чаганузунского взбросо-надвига

Лежачее крыло	Висячее крыло
Кайнозойские отложения Несогласие	Кайнозойские отложения Несогласие
Кызылшинская свита ( $D_{2-3} kS$ ); до 2000 м	Курайская свита ( $\epsilon_1^2 kr$ ); более 700 м
Тектонический контакт	Тектонический контакт
Аксайская свита ( $D_2 dks$ ); 660-860 м	Тыдтуарьская свита ( $\epsilon_1 td$ ); около 1000 м
Талдудюргунская свита ( $D_2 td$ ); 700-900 м	Несогласие
Тектонический контакт	Балхашская свита ( $PR_3 - \epsilon_1 bh$ ); 600-1500 м
Горноалтайская серия ( $\epsilon_3 O_1 gr$ ); 230 м	Тектонический контакт
Тектонический контакт	Баратальская серия (?)
Курайская свита ( $\epsilon_1^2 kr$ ); 1000 м	( $PR_3 br$ ); ?
Тектонический контакт	
Балхашская свита ( $PR_3 - \epsilon_1 bh$ ); 1600 м	
Несогласие	
Арыджанская свита ( $PR_3 ar$ ); 1550 м	
Несогласие (?)	
Сагалакская свита ( $PR_3 5g$ ); 1500-1800 м.	
Баратальская серия ( $PR_3 br$ ); более 3000 м	

Примечание. Используются материалы В.А.Зыбина (1967), М.Ф.Романенко (1971), а также материалы математических работ М.Ф.Романенко и Е.В.Романенко.

1000 м. Породы подверглись значительному окремнению. Отложения тыдтуарьской свиты по остаткам водорослей и спикул губок, собранных В.А.Зыбиным из известняков в верховьях руч. Тыдтуарь, датируются ранним кембрием.

**Курайская свита.** Отложения ее широко развиты вдоль южного подножия Курайского хребта и в отдельных тектонических блоках Чаган-Узунского района, приуроченных к прогибу, сформированному вдоль Курайского глубинного разлома. В строении свиты преобладающую роль играют песчаники, глинистые, известково- и кремнисто-глинистые сланцы. Присутствуют также известняки, конгломераты, гравелиты. На горе Сукор роль известняков повышается, однако преобладают граувакковые песчаники. Мощность свиты достигает 1000 м. Возраст ее определяется по многочисленным остаткам фауны археоциат, комплекс которых характеризует санаштыгольский горизонт ленского яруса нижнего кембрия (Зыбин, 1967).

**Горноалтайская серия.** Отложения, относимые в пределах рассматриваемого района к этой серии, слагают небольшие тектонические блоки юго-западнее Чаганузунского массива ультрабазитов. Представлена ритмично переслаивающимися серо-зелеными песчаниками и алевролитами. Мощность серии в бассейне р.Талдудюргун 230 м. Возраст ее условно определяется как верхний кембрий - нижний ордовик (Зыбин, 1967).

**Талдудюргунская свита** - серые и бурые андезитовые, реже пироксеновые порфириты, их туфы, конгломераты, туфобрекчии, песчаники, алевролиты, базальные конгломераты. Свита несогласно залегают на отложениях горноалтайской серии в бассейне р. Талдудюргун. Мощность 700-900 м. Возраст условно определяется как эйфельский.

**Аксайская свита** - лиловые и бурые кварцевые порфиры, их туфы, базальные конгломераты. В верхней части ее залегают серые и бурые песчаники, гравелиты, туфопесчаники, фельзиты, их туфы, туфы кварцевых кератофириров. Мощность свиты 660-860 м. Возраст определяется как верхняя часть эйфеля.

**Кызылшинская свита** имеет тектонический контакт с более древними образованиями. Представлена различными известняками, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфами смешанного состава, конгломератами. Суммарная мощность свиты до 2000 м. Возраст по многочисленным находкам фауны определяется как живетский - франкский ярусы (табл. 7).

Осадочно-вулканогенные отложения среднего девона, представленные в районе Чаганузунского ультрабазитового массива, отнесены Б.Н.Лапиным (1963) к андезитовой формации орогенного этапа развития региона.

#### Вещественный состав и строение офиолитового комплекса

Петрология и геологическое строение Чаганузунского гипербазитового массива и его обрамления впервые охарактеризованы В.А.Кузнецовым (1934, 1939). В дальнейшем обобщенные результаты исследований всего Курайского гипербазитового пояса были изложены в монографии Г.В.Пинуса и др. (1958). В ней описаны важнейшие петрографические разности массива, в том числе метаморфические и метасоматические образования, вся гамма которых объединена в офиолитовый комплекс.

Наименее измененные, сохранившие свой первичный состав и структуру, гарцбургиты с повышенным содержанием оливина (до 80%) образуют отдельные тела в западной части массива (Кузнецов, Симонов, 1976). С ними связаны также измененные перидотиты, содержащие, кроме оливина, моноклинный пироксен и роговую обманку. Участки слабоизмененных ультраосновных пород обрамлены полями апогарцбургитовых серпентинитов. Они же нацело слагают восточную часть Чаганузунского массива, которая, как мы считаем, залегают выше по разрезу. Строение серпентинитового горизонта вдоль северо-восточной приконтактной зоны массива различно. На северо-западе в районе горы Пайбюре, внутри серпентинитов имеются отчетливо выраженные разломы, внутри которых заключены линзовидные удлиненные блоки метаморфических пород. В юго-восточном направлении, в сторону пос. Чаган-Узун, количество инородных тел среди серпентинитов возрастает. Однако здесь видимая закономерная приуроченность этих тел к зонам разломов исчезает. Блоки метаморфических пород неправильной формы заключены в серпентиниты без определенной системы, и этот участок Чаганузунского массива по своему строению похож на серпентинитовый меланж.

Вдоль северо-восточного контакта массива, выше ультрабазитов, в разрезе офиолитового комплекса наблюдается ряд нарушенных линзовидных тел, сложенных амфиболитами и гранатовыми амфиболитами. Первые из них являются продуктами метаморфизма, эффузивов и туфов (Кузнецов, 1939) и состоят из роговой обманки, актинолита с подчиненным количеством плагиоклаза, хлорита и эпидота. Структура их обычно лепидобластовая, текстура - параллельно-слоистая. Гранатовые амфиболиты представляют собой массивные круп-

нозернистые породы с гранобластической структурой, сложенные бурым гранатом, моноклинным пироксеном, глаукофановой роговой обманкой и сфеном. В.А.Кузнецов определил эти породы как эклогиты (1939, с.301). Однако Н.В.Соболев, исследовавший образцы, собранные в 1972 г. К.В.Боголеповым и А.Л.Яншиным, пришел к выводу, что среди этих пород отсутствуют разности, содержащие в значительном количестве пироксен. Роговые обманки богаты глиноземом, количество которого достигает 10,1%. Гранаты представлены алмандином и содержат до 14,5% окиси марганца. Это свидетельствует о том, что данные образования представляют собой породы базитового состава, переработанные в условиях альмандин-амфиболитовой фации регионального метаморфизма (Боголепов, Яншин, 1973). К аналогичному заключению пришел Г.Г.Лепезин (устное сообщение), познакомившийся с образцами из нашей коллекции.

По нашим наблюдениям, крупнозернистые амфиболиты вверх по разрезу через мелкозернистые разности переходят в актинолитовые сланцы. В северо-восточной оконечности массива в пределах этой переходной зоны встречены лейкократовые прослои, сложенные биотитовыми и лейкократовыми гнейсами, а против руч. Балхаш на левом берегу р. Чуи – гранат-биотитовыми гнейсами. Мощность прослоев во всех случаях не превышает первых метров.

Актинолитовые сланцы представляют собой агрегат из амфибола актинолитового ряда с подчиненным количеством хлорита, эпидота и незначительного количества полевого шпата и кварца. В отличие от горизонта крупнозернистых амфиболитов, разбитого разрывными нарушениями на блоки различной формы, горизонт актинолитовых сланцев протягивается практически вдоль всего северо-восточного обрамления массива. Мощность его (в связи с тектонической нарушенностью) колеблется от нескольких метров до первых сотен метров (в районе горы Пайбюре).

Вдоль всего северо-восточного обрамления массива стратиграфически выше актинолитовых сланцев развит горизонт хлоритовых сланцев и порфиритондов. В виде отдельных блоков они встречаются также в зонах разломов внутри восточной части Чаганузунского массива. В стратиграфических схемах крупномасштабных геологических съемок сланцы и порфиритонды относились к отложениям балхашской и арыджанской свит.

Выше хлоритовых сланцев в северо-восточном обрамлении массива залегают эффузивы и туфы основного состава с подчиненным количеством конгломератов, песчаников, сланцев и известняков, которые претерпели менее глубокое зеленокаменное перерождение и уверенно относятся к отложениям балхашской свиты. Среди этих отложений на северном склоне горы Пайбюре присутствуют залегающие согласно со слоистостью тела слабоизмененных крупнозернистых диабазов, внедрившиеся в офиолитовый комплекс, вероятно, в период девонской тектоно-магматической активизации.

Одним из наиболее молодых компонентов офиолитового комплекса является серия даек основных пород – габбро, габбро-диабазов и реже габбро-диоритов, залегающих как среди пород ультрабазитового массива, так и во вмещающих его метаморфических толщах. Это преимущественно среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза и роговой обманки.

Вокруг даек основных пород в западной части массива проявляется отчетливая аллометаморфическая серпентинизация. Однако общее влияние даек пород основного состава на ультрабазиты несоизмеримо мало по сравнению с проявлениями аутометаморфической серпентинизации, которую отмечают Г.В.Пинус и его коллеги (1958).



Рис. 13. Схематическая колонка чаганузунского офиолитового комплекса

Реконструируемый нами разрез офиолитового комплекса Курайского пояса в районе пос. Чаган-Узун приведен на рис. 13.

#### Анализ структуры

Все разломы района можно свести к двум главным системам (см. рис. 12). Система разломов северо-западного простирания образует чешуйчатую структуру Чаганузунского взбросо-надвига (рис. 14, 15). При движении на восток от Чаганузунского массива эта система разломов вдоль северного борта Чуйской впадины приобретает субширотное простирание (рис. 16). Разломы ее определяют положение компонентов офиолитового комплекса. Их плоскости часто ориентированы согласно с напластованием слоистых толщ региона. Зоны разломов содержат линзы серпентинитов, иногда очень протяженные. По своей морфологии эти разрывы являются преимущественно крутыми надвигами и взбросо-надвигами.

Конфигурация блоков, на которые разбиты горные массы района, определяется, кроме того, серией разломов изменчивого север-северо-восточного и

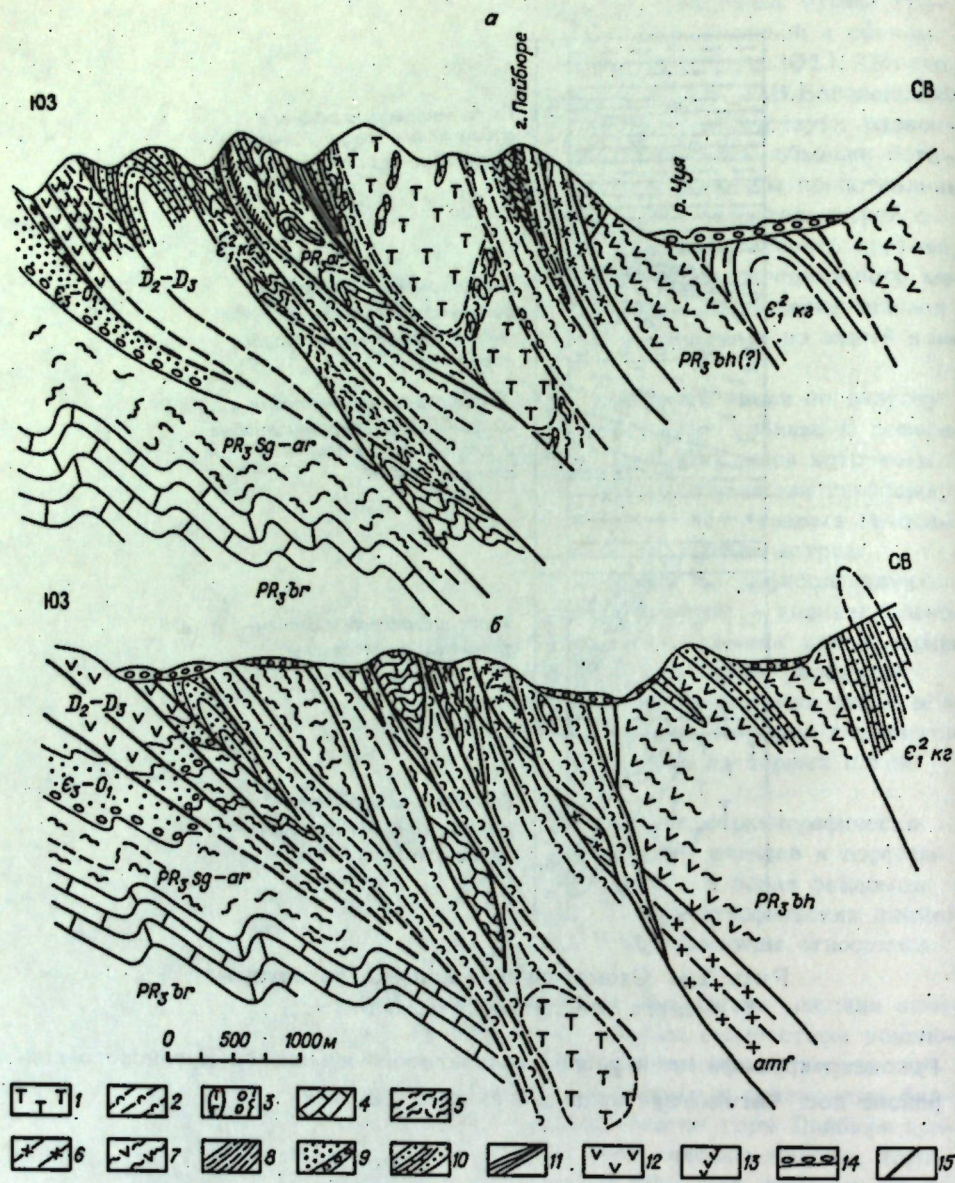


Рис. 14. Геологические разрезы через гипербазитовый пояс в районе пос. Чаган-Узун.

а - разрез через гору Пайбюре; б - разрез через южную часть Чаганузунского массива.

1 - слабосерпентинизированные разности перидотитов; 2 - серпентиниты, серпентинитовые сланцы; 3 - тела габброндов и серпентинитовые "конгломераты"; 4 - карбонатные породы; 5 - порфиристонды и хлоритовые сланцы; 6 - амфиболиты (в том числе гранатовые); 7 - актинолитовые и хлорит-актинолитовые сланцы; 8 - слабо метаморфизованные терригенные толщи (курайская свита); 9 - терригенные породы и базальные конгломераты горноалтайской (?) серии; 10 - эффузивно-терригенные толщи девона; 11 - сланцы различного возраста; 12 - диабазы различного возраста; 13 - листовники; 14 - рыхлые кайнозойские отложения; 15 - разломы. Индексы см. в табл. 7.

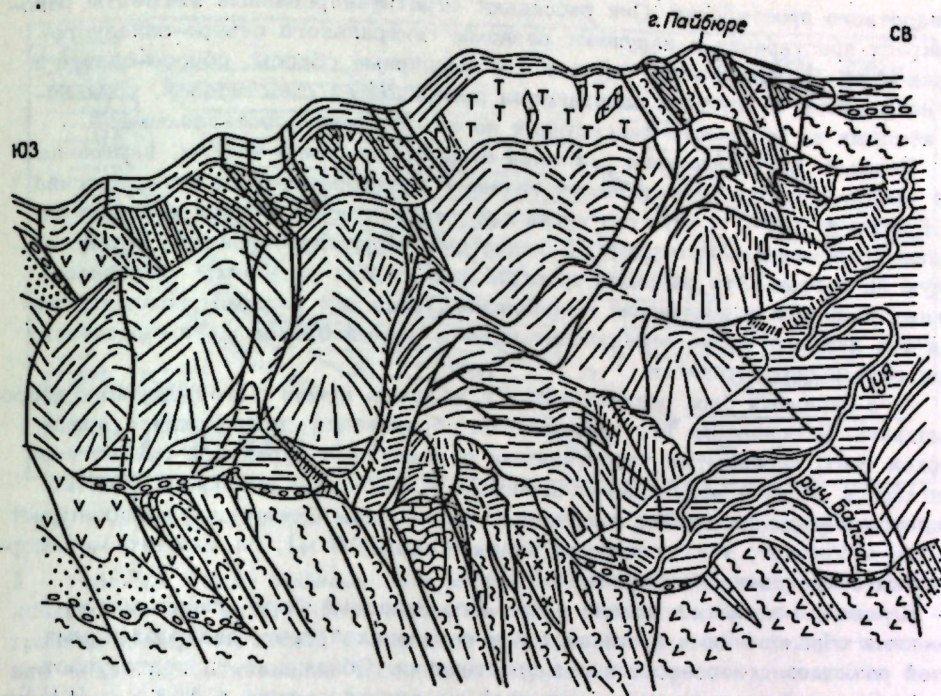


Рис. 15. Блок-схема Чаганузунского участка. Усл. обозн. см. на рис. 14.

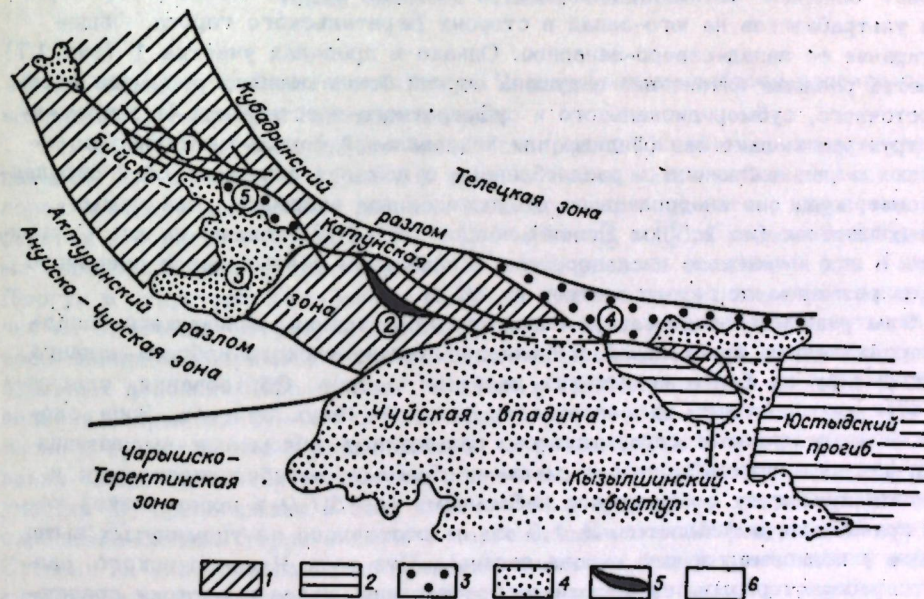


Рис. 16. Тектоническое районирование юго-восточной части Курайского глубинного разлома (по В.А.Кузнецову и А.А.Оболенскому).

1 - зоны салаирской складчатости; 2 - зоны герцинской складчатости; 3 - приразломные прогибы среднего палеозоя; 4 - кайнозойские наложенные впадины; 5 - гипербазиты; 6 - зоны собственно каледонской складчатости. Цифры в кружках: 1 - Акташский надвиг; 2 - Чаганузунский гипербазитовый массив; 3 - Курайская впадина; 4 - Табошакский приразломный прогиб; 5 - Курайский приразломный прогиб.

субширотного простирания. Они рассекают стратифицированные элементы района вкрест простирания и нарушают разломы генерального северо-западного направления. В большинстве случаев это шарнирные сбросы, сбросо-сдвиги и другие разрывы с крутыми залеганиями поверхностей сместителей, проявление которых на местности фиксируется по их сдвиговой составляющей.

Помимо крутопадающих разломов отмеченных выше систем, внутри пакета чешуй, в юго-восточной части главного ультрабазитового тела массива Н.А.Берзин в 1974 г. отметил несколько тектонических блоков с пологими нижними разрывными границами. В плане они имеют дугообразную форму, выпуклую на восток. Эти разрывы трактовались им как результат субгоризонтальных подвижек в восточном направлении. Нами эти разломы рассматриваются как дизъюнктивные ограничения нижних частей блоков метаморфических пород внутри серпентинитов.

Юго-Западный блок располагается в лежащем крыле Чаганузунского взбросо-надвига. В основании его вскрываются образования сагалакской и арыджанской свит, перекрытые терригенными отложениями курайской свиты, горноалтайской серии и эффузивно-осадочными отложениями девона. В участке западного замыкания гребня ледникового цирка горы Сукор мы предполагаем наличие небольшого тектонического клина (900x200 м), сложенного метаморфическими образованиями балхашской свиты.

На северо-западе, в долине р.Чуи Юго-Западный блок сложен метаморфическими образованиями арыджанской и сагалакской свит, раздробленными серией разломов северо-восточного простирания. Обнаженность этого участка недостаточна, но с помощью наземной магнитной съемки в 1965 г. Н.И.Божок расшифровал его строение следующим образом. Вдоль долины р.Чуи здесь проходит основная ветвь Чаганузунского разлома, ограничившая распространение ультрабазитов на юго-запад в сторону Баратальского горста. Общее простирание ее запад-северо-западное. Однако в пределах участка 1 (рис. 17) эта ветвь разлома интенсивно нарушена серией более поздних разрывов северо-восточного, субмеридионального и субширотного простирания. В современной структуре мелкие линзовидные или неправильной формы массивы ультраосновных пород заключены в раздробленные отложения арыджанской и сагалакской свит, куда они внедрились по второстепенным разрывам. Два самых крупных массива (по 1,5 км длиной) полого (30-45°) падают на юг. Серпентиниты в них интенсивно дислоцированы и насыщены телами пород основного состава размером от первых метров до 50 м.

Зона разломов запад-северо-западного простирания, являющаяся западным продолжением фронтальной поверхности Чаганузунского взбросо-надвига, имеет ширину не более нескольких десятков метров. Образования, слагающие эту зону, выходят на поверхность только в двух пунктах. Зона сложена мелкими линзами серпентинитов, насыщенных обломками вмещающих пород, которые перемежаются с мелкими блоками амфиболитов и родингитизированных габброидов и небольшими (до 50 м в поперечнике) телами гранатовых амфиболитов. В 1,5 км от восточного из упомянутых выше выходов у подножия горного склона долины р.Чуи зону Чаганузунского разлома пересекает разлом субширотного простирания, далее к востоку срезающий северо-западную часть Чаганузунского гипербазитового массива. После этого пересечения фронтальная зона надвига круто поворачивает на юг, а затем на юго-восток, разделяя Юго-Западный и Сукорский блоки (см. рис. 17). К ней приурочена протяженная линза серпентинитов, содержащая обломки даек измененных основных пород. Общая длина этой линзы 8 км, при ширине от

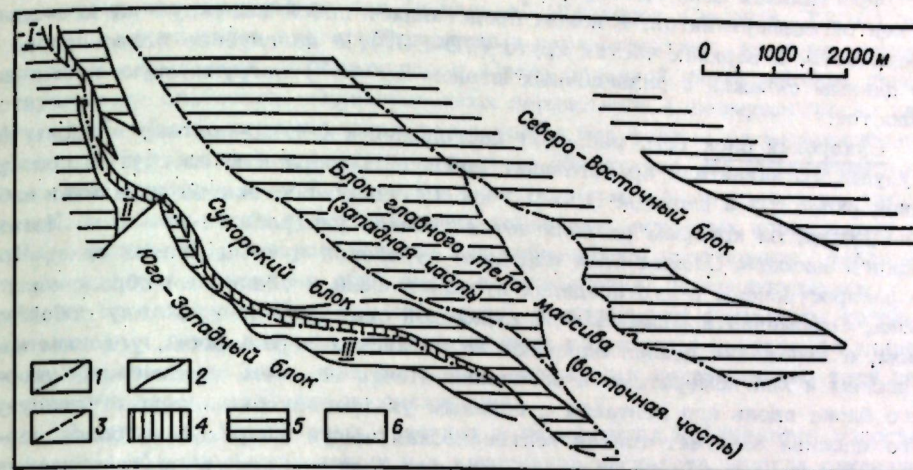


Рис. 17. Расположение тектонических блоков в районе Чаганузунского гипербазитового массива.

1 - границы между выделенными блоками; 2 - границы между относительно поднятыми и опущенными тектоническими блоками второго порядка; 3 - граница между восточной и западной частями массива; 4 - серпентинитовая чешуя во фронтальной части Чаганузунского взбросо-надвига; 5 - относительно взброшенные блоки; 6 - относительно опущенные блоки. Римскими цифрами обозначены участки в пределах Юго-Западного блока, на которые имеются ссылки в тексте.

10-20 до 200 м. Фронтальная часть Чаганузунского взбросо-надвига сопровождается интенсивной лиственитизацией.

Участок II Юго-Западного блока (см. рис. 17) сложен породами сагалакской, арыджанской и курайской свит, а также мелкими блоками осадочных пород девона и девонскими дайками лабрадорских порфиритов, кварцевых порфиритов и норитов (Кузнецов, 1939). Участки II и III разделены зоной разлома северо-восточного простирания. От этого разлома до долины руч. Талду-Дюргун в структуре Юго-Западного блока существенных поперечных нарушений не отмечено. Структура участка III составлена из узких, вытянутых в северо-западном направлении линзовидных чешуйчатых блоков осадочных и эффузивных девонских образований, смятых в крутые линейные складки (углы падения в крыльях 60-80°). Простирание слоистости в этих чешуях либо согласно с простиранием ограничивающих их разломов, либо в участках выклинивания чешуй срезается разломами под острым углом. Северо-восточная часть участка III, прилегающая к зоне главного Чаганузунского нарушения, сложена слабоизмененными терригенными и карбонатными породами курайской свиты. Степень их дислоцированности примерно такая же, как в прилегающих девонских толщах. В северо-западной части участка III на спуске от гребня горы Сукор в долину р.Чуи автором совместно с геологом Алтайской геофизической экспедиции ЗСТГУ В.Е.Кац были изучены выходы зеленокаменно метаморфизованных эффузивных, пирокластических и карбонатных пород, которые по внешнему облику напоминают образования балхашской свиты на правобережье р.Чуи. Мы склонны считать, что это тектонический клин балхашских пород, отторгнутый от всякого крыла структуры и выведенный на поверхность в зоне Чаганузунского надвига.

Фронтальная зона Чаганузунского надвига, трассируемая упомянутой выше лентой серпентинитов, в целом представляет собой выпуклую на юго-запад поверхность, в верхних частях круто ( $70-80^\circ$ ), а на глубине более полого (по данным скважин и разведочных штолен  $55-48^\circ$ ) погружающуюся на северо-восток.

**Сукорский блок** (см. рис. 17) расположен к северо-востоку от зоны Чаганузунского надвига и представляет собой сигмообразную изогнутую полосу длиной около 10 и шириной 0,5-1,5 км. С северо-востока он ограничен взбросо-надвигом, за которым располагается главное ультрабазитовое тело Чаганузунского массива. Сложен блок породами курайской и арыджанской свит. Менее распространены в его пределах вулканогенные и осадочные образования девона. Отложения арыджанской и курайской свит разделены между собой разломом, а отложения девона залегают на курайских с размывом, угловым несогласием и конгломератами в основании. Почти на всем протяжении Сукорского блока вдоль его контакта с главным ультрабазитовым телом Чаганузунского массива залегают тонкая тектоническая чешуя (шириной не более первых десятков метров), сложенная пестроцветными алевролитами талдудюргунской свиты среднего девона. Структурной особенностью Сукорского блока является наличие в его северо-западной и юго-восточной частях небольших тектонических клиньев, сложенных высокометаморфизованными породами - гранатовыми амфиболитами, амфиболитами и гнейсами. В обоих случаях они прорваны дайками основного состава, а обрамляющие их зоны разломов характеризуются интенсивным проявлением лиственитизации. Ограниченные размеры этих клиньев и неясные стратиграфические соотношения с окружающими толщами затрудняют интерпретацию их происхождения. Однако по составу они аналогичны фрагментам высокометаморфизованной части разреза офиолитовой ассоциации висячем крыле структуры к северо-востоку от главного ультрабазитового тела. Это позволяет заключить, что в структуре чешуйчатого Чаганузунского взбросо-надвига наблюдается частичное сдвигание офиолитового комплекса. Сложные структурные взаимоотношения амфиболитов с гипербазитами в юго-западном обрамлении главного тела нельзя объяснить протрузией гипербазитов, потому что в пределах Сукорского блока сохраняется устойчивое падение слонистости на северо-восток, и в разрезе ультрабазиты главного тела перекрывают все образования Сукорского блока, включая амфиболиты. По отношению к прилегающим отложениям арыджанской свиты простиранье сланцеватости в северо-западном клине амфиболитов согласное, а в юго-восточном - резко несогласное.

**Чаганузунский гипербазитовый массив.** Следующим по ходу на северо-восток вверх по разрезу является тектонический блок, сложенный ультрабазитами. Длина его обнаженной части составляет около 12, а ширина около 3 км (см. рис. 17). Юго-западный контакт блока проходит по разлому в подошве главного тела массива и по морфологии является крутым взбросом (углы падения в среднем  $80^\circ$ ) без каких-либо рассекающих его нарушений. Под отложениями долины р. Чуи его срезает, вероятно, скрытый разлом северо-восточного простиранья, предположительно ограничивающий главное тело Чаганузунского массива с северо-запада и фиксирующий на поверхности между участками I и II (см. рис. 17). Судя по тому, что на простираньи главного тела массива на северном борту долины р. Чуи обнажены только отложения тыдтуйрыкской свиты, этот разлом представляет собой крутопадающий сброс с опущенным северным крылом, амплитуда смещения по которому составляет не менее 3,5 км (около 2 км мощности ультрабазитового тела и 1,5 км - бал-

хашской свиты). Прилегающая к этому разлому часть Чаганузунского массива, выделенная нами ранее как "западная" (Кузнецов, Симонов, 1976), представлена массивными апогарибургитовыми серпентинитами, которые местами прорваны роями даек основных пород. Среди западной части массива присутствуют тела слабосерпентинизированных перидотитов (преимущественно гарибургитов). Явных тектонических контактов между телами слабосерпентинизированных перидотитов и серпентинитами не обнаружено. На проявление тектонических подвижек в этой части массива указывают лишь косвенные наблюдения. Большая часть присутствующих здесь даек основных пород имеет довольно устойчивое северо-западное или субширотное простиранье. Дайки часто смещены относительно друг друга в направлении, перпендикулярном к их общему простиранью. По-видимому, здесь присутствуют фрагменты когда-то протяженных даек, впоследствии нарушенных по разломам, перпендикулярным к их простиранью. Зоны этих разломов практически не выражены, хотя серпентиниты здесь несут следы дислокаций.

В наименее измененных участках в перидотитах наблюдается полосчатая текстура, обусловленная цепочками кристаллов энстатита, иногда сливающихся в прожилки. Плоскости полосчатости наклонены к юго-востоку под углом около  $45^\circ$ , т. е. она перпендикулярна простиранью контактов массива и большинства даек на этом участке. Несоответствие между простираньем полосчатости и простираньем даек свидетельствует о секущем положении даек и их более позднем внедрении.

Пластообразную форму массива подчеркивает наличие выходов актинолит-хлоритовых сланцев на контакте с серпентинитами в долине р. Чуи в 2 км к северо-западу от горы Пайбюре; это позволяет предполагать, что северо-восточный контакт массива протягивается в северо-западном направлении под флювио-гляциальными отложениями ледникового цирка горы Сукор.

Восточная, нацело серпентинизированная, часть массива (Кузнецов, Симонов, 1976) трактуется нами как верхняя часть ультрабазитового основания офиолитового комплекса. Она отделена на местности от его нижней (западной) части разломом субмеридионального простиранья. Южный отрезок разлома отчетливо трассируется по зоне своеобразных "серпентинитовых конгломератов" - серпентинитовой брекчии с флюидальной текстурой вмещающей массы, в которую заключены округлые, словно окатанные, глыбы слабозмененных перидотитов. Размеры обломков колеблются от первых сантиметров до нескольких метров в диаметре. Примерно в центральной части Чаганузунского массива зона "конгломератов" уходит под свалы гипербазитов, где, вероятно, выклинивается, так как на севере она не обнаружена.

Восточная часть массива интенсивно раздроблена разломами обеих выделенных нами систем, которые хорошо трассируются на местности по высыпкам лиственитизированных пород, по затертым в гипербазиты линзам метаморфизованных известняков и сланцев и дайкам габброидов, которые мы считаем приуроченными к зонам разломов, судя по их пространственному совмещению с зонами лиственитизации. Габброиды эти похожи на дайки из западной части массива, но те имеют свежий облик, а эти интенсивно изменены (карбонатизированы, родингитизированы, сосюритизированы и т. д.).

Граница восточной части Чаганузунского массива с Северо-Восточным блоком образована комбинацией разрывов северо-западной и северо-восточной ориентировки (см. рис. 12), в результате чего она представляет собой ломаную линию.

Юго-восточная окраина Чаганузунского массива представляет собой меланжеподобную серпентинитовую брекчию, которая в отличие от типичного ме-

ланжа развита на сравнительно небольшой площади (около 3x3 км) и ограничена зонами разломов с крутым залеганием плоскостей сместителей. Среди глыб метаморфических пород здесь присутствуют гранатовые амфиболиты, актинолитовые и хлоритовые сланцы, перекристаллизованные известняки. Ориентировка сланцеватости и слоистости в соседних блоках самая различная и часто взаимно несогласная. Зачастую соседние глыбы различного состава одновременно пронизаны дайками диабазов довольно свежего облика, вероятно, девонскими.

Ранее эта часть массива была описана (Кузнецов, 1975) как тектонически включенная в серпентиниты часть вулканогенно-осадочного разреза из всячего крыла структуры. Однако обилие битуминозных известняков, похожих на баратальские, скорее указывает на то, что эта брекчия формировалась за счет разрушения фрагментов как лежащего, так и всячего крыльев структуры. Характерно, что вмещающая гипербазиты зона разлома изменяет здесь свое простираие с северо-западного на субширотное. Вероятно, такая форма разлома способствовала каким-то образом перемешиванию обломков, захваченных гипербазитами из всячего и из лежащего крыльев, т. е. баратальских известняков, хлоритовых сланцев арыджанской свиты и метаморфических пород основания балхашской свиты.

Северо-Восточный блок сложен метаморфическими породами офиолитового комплекса. Его юго-западная граница наиболее обнажена от участка на горе Пайбюре до участка на левобережье р.Чуи в 2 км к северо-западу от сейсмостанции "Чаган-Узун", а затем на отдельной скале на правом берегу р.Чуи на восток от этой точки.

Для строения метаморфической части офиолитового комплекса левобережной зоны характерны небольшие блоки вытянутой угловатой формы с прямолинейными границами, которые хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. Размеры их длинных осей 0,5-1,5 км, ширина в среднем 0,25 км. Разломы, ограничивающие длинные стороны блоков, принадлежат к северо-западной системе, а по своей ориентировке относительно наложения офиолитового комплекса часто являются послыльными. Разломы северо-восточного простираия ограничивают короткие стороны этих блоков. Они рассекают породы метаморфического горизонта и на расстоянии до 1 км заходят вниз по разрезу офиолитового комплекса внутрь его серпентинизированной ультрабазитовой части. Внутри метаморфического горизонта эти разломы являются секущими по отношению к наложению комплекса, а внутри гипербазитов подворачивают так, что либо под острым углом смыкаются с послыльными разломами северо-западного простираия, либо сами выкручиваются против часовой стрелки и приобретают северо-западное простираие. При этом в основании ограниченных ими блоков оказываются ультрабазиты (см. рис. 12). Поскольку разломы северо-восточного простираия нарушают в этой зоне все структурные элементы участка, включая тела девонских диабазовых и андезитовых порфиритов, они являются самыми молодыми.

В нижней части северного склона горы Пайбюре и в основании скалы на правом берегу р.Чуи развиты относительно слабо измененные эффузивы (преимущественно элиодитизированные) с небольшими прослоями карбонатных и терригенных пород. На вершине скалы на правобережье р.Чуи залегает пачка слабоизмененных песчаников и алевролитов. Между ней и нижними эффузивами нет разрывного нарушения. Таким образом, эта пачка - фрагмент балхашской свиты. Аналогичная пачка слабометаморфизованных терригенных пород встречена в 1,5 км от северной оконечности этой скалы на запад-северо-запад на левобережье р.Чуи. Эти факты говорят о том, что в структуре

северо-восточного обрамления Чаганузунского массива пространственно сближены блоки с фрагментами разреза высокометаморфизованного основания балхашской свиты и блоки из ее верхней слабометаморфизованной части. Поскольку поперечных к наложению офиолитового комплекса разломов сбросового типа не расшифровано, то различные части разреза всячего крыла совместились здесь за счет блоковых подвижек, направленных вдоль наложения офиолитового комплекса, причем подвижек большой амплитуды.

Наблюдаемое на правобережье р.Чуи севернее пос. Чаган-Узун совмещение слабометаморфизованной верхней части балхашской свиты с гипербазитами обусловлено, скорее всего, протрузией серпентинитов на участке поворота контролирующего их залегание разлома на восток. Подстилавшие балхашскую свиту высокометаморфизованные компоненты офиолитового комплекса представлены теперь в составе включений в серпентинитах (меланже?) в 1 км западнее пос. Чаган-Узун. Обнаженные в скалах правобережной части компоненты аналогичной серпентинитовой брекчии сложены разностями серпентинитовых сланцев, имеющих отчетливую флюидальную текстуру, внутри которых заключены крупные (измерены блоки размером 100x100 м) тела амфиболитов, в том числе гранатовых, массивных серпентинитов, дайкообразные тела и отдельные глыбы ридингитизированных габброидов, реже хлоритовых сланцев. С юго-востока эта зона контактирует через зону разлома, сопровождаемую дайкой девонских диабазов с хлоритовыми сланцами арыджанской свиты, также насыщенными телами девонских интрузивных диабазов (см. рис. 13). Подобные же сланцы имеются южнее, в восточном междуречье Чуи - Чаган-Узун. Севернее их выходы уходят под неоген-четвертичные отложения.

Северо-восточнее выходов балхашской свиты, прилегающих к главному ультрабазитовому телу Чаганузунского массива в междуречье Балхаш - Мештуерлык в долину р.Чуи выходят интенсивно дислоцированные, но слабо метаморфизованные отложения курайской свиты. М.Ф.Романенко установил в них наличие опрокинутой на юго-запад антиклинальной складки с углами падения слоистости в крыльях 55-80°, и на правом борту руч. Балхаш описал ее широкую около 1,5 км, затаятом между отложениями балхашской свиты (где к северо-востоку по руч. Балхаш находится ее стратиграфический разрез). Северо-восточный контакт блока курайской свиты представлен зоной разлома мощностью 30-50 м, выполненной милонитами как по породам курайской, так и по породам тектонически перекрывающей ее здесь балхашской свиты.

Далее в междуречье Мештуерлык - Куяктанар на отложения балхашской свиты с размывом и конгломератами в основании ложатся преимущественно терригенные образования тыдтуарьжской свиты раннего кембрия. Слоистость внутри этих отложений под углом 30-60° падает на северо-восток.

Восточнее устья р.Чаган-Узун серпентиниты выходят лишь в небольших по площади участках в районе горы Красная Горка и несколько севернее ее. Поскольку эти площади в значительной степени перекрыты кайнозойскими отложениями долины р.Чуи и Чуйской впадины, ультрабазитовые тела, как установил Б.Ф.Алексеев, прослеживаются здесь преимущественно по магнитометрическим данным.

По эти данным, на юго-восточном окончании главного тела Чаганузунского массива в поле серпентинитов с юго-востока входит тектонический клин, сложенный известняками баратальской серии. Этот клин с юго-востока обрамлен узкой (150-200 м) лентой серпентинитов, которая приурочена к разлому основания главного ультрабазитового тела Чаганузунского массива. С зоной основания главного ультрабазитового тела Чаганузунского массива. С зоной этого разлома южнее пос. Чаган-Узун под покровом четвертичных отло-

жений смыкается, вероятно, и фронтальная часть Чаган-Узунского надвига. В 1,5 км южнее пос. Чаган-Узун юго-восточное простирание ленты серпентинитов, трассирующихся разломом, меняется на восточное, и примерно под руслом р. Чаган-Узун эта лента выклинивается. Далее зона разлома протягивается без серпентинитов, однако хорошо трассируется, поскольку по ней блоки баратальских известняков и хлоритовые сланцы арыджанской свиты взброшены до сочленения с кызылшинской свитой среднего - верхнего девона. В 1 км западнее горы Красная Горка серпентиниты вновь появляются в зоне этого разлома в виде линзы. Они проходят в субширотном направлении через разведочный участок "Красная Горка", где и выклиниваются. Непосредственно на этом участке зона, сложенная серпентинитами, распадается на несколько длинных плоских линз, кулисообразно подставляющих друг друга. Длина их 300-400 м, ширина 20-40 м. Эту точку все исследователи считают крайним восточным вскрытым среди кайнозойских отложений Чуйской впадины проявлением зоны Чаганузунского разлома (Пинус др., 1958; Боголепов, Яншин, 1973).

Вторая ветвь серпентинитов расположена вдоль русла р. Чун. Гипербазитовое тело протягивается севернее горы Красная Горка и выклинивается в районе руч. Туярык. Геофизическими методами установлено, что ширина его 100-400 м.

Между ветвями разломов, содержащих отмеченные выше тела серпентинитов, вскрыты интенсивно дислоцированные породы арыджанской свиты. Внутри выходов арыджанской свиты картируется густая сеть (100-250 м друг от друга) разломов северо-западного - субширотного простирания. В прилегающих к этому участку с юга породах девона рассматриваемая система разломов не выражена. Следовательно, ее появление отражает деформации досреднепалеозойского этапа развития Чаганузунского взбросо-надвига.

#### Особенности локализации офиолитового комплекса

Разрез юго-восточной части Курайского гипербазитового пояса частично соответствует разрезу офиолитовой ассоциации II типа по Н.Л. Добрецову (II классу по А.Миясиро), который характеризуется ассоциацией ультрабазитов и амфиболитов (гранат-амфиболитовый тип метаморфизма средних давлений).

Ведущий фактор образования современной структуры - движения по системе разломов северо-западного простирания. В лежачем крыле структуры располагается блок, основание которого сложено древними метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями. Их верхняя часть параллелизуется с уймонской свитой Терехтинского горста. В пределах участков, смежных с районом пос. Чаган-Узун, эти образования на дневной поверхности не вскрыты. Они перекрыты мощной толщей баратальских известняков. Вероятно, это древний стабильный массив, в пределах которого на рифейском этапе развития существовал многоосинклиальный режим.

Смена карбонатного осадконакопления отложением вулканогенных толщ арыджанской, сагалакской и балхашской свит отражает, по-видимому, процесс развития геосинклинальной зоны, заложившейся к северо-востоку от карбонатного ядра Баратальского горст-антиклинория в конце позднего рифея. Пространственная разобщенность зоны древнего карбонатного осадконакопления и эвгеосинклинали подчеркивается отсутствием внутри карбонатных толщ жерловых фаций и следов активной переработки. Фациальная смена отложений сагалакской свиты эффузивами балхашской в северо-восточном направлении, как это отмечает В.А. Зыбин, свидетельствует в пользу привноса туфогенного материала с северо-востока.

Необходимо отметить наличие крупных блоков и отдельных глыб карбонатов внутри отложений арыджанской и (позднее) курайской свит. Возможно, что они представляют собой олистолиты баратальских известняков, перемещенных по склону Баратальского поднятия в сторону геосинклинального прогиба.

Несогласное залегание отложений курайской свиты на подстилающих толщах, а также более высокая степень метаморфизма последних, отражают фазу тектонических деформаций в предленское время раннего кембрия. Вероятно, к этой эпохе относится прекращение вулканической деятельности и начало структурной перестройки геосинклинального прогиба. По размывам и угловым несогласиям здесь фиксируются фазы складчатости в доленское время: салаирская складчатость на рубеже среднего - верхнего кембрия (Нехорошев, 1958); тектонические движения, предшествовавшие осадконакоплению в девоне. Гипербазиты во время этих подвижек в зону размыва, однако, не поступали.

Заложение и развитие среднепалеозойского Курайского прогиба (Зыбин, 1969) произошло в два этапа. Первый характеризуется интенсивным накоплением осадочного и эффузивного материала, трансгрессивно перекрывшего более древние отложения. Прекращение вулканической деятельности в конце эффея сопровождалось новым этапом деформаций и эрозией. С этим связана неопределенность соотношения кызылшинской свиты с более ранними образованиями девона. Лишь в посткызылшинское время в герцинский этап на отложения девона надвинулись гипербазиты Чаганузунского массива и связанные с ними толщи висячего крыла. Надвиг этот на ранних стадиях развития был, вероятно, пологим. На это указывает согласное залегание подошвы Чаганузунского массива на подстилающих ее алевролитах талдудюргунской свиты, характерное для пологих покровных структур, а также дугообразная форма разломов, разделяющих тектонические пластины. Надвиговая структура образовалась по типу покровной пластины, перед фронтом которой возник ряд второстепенных тектонических чешуек. Внутри их наблюдается нормальное залегание слоистости и последовательность напластования свит.

Возможно, пологое на ранних стадиях падение плоскостей сместителей между отдельными частями сформировавшегося пакета тектонических чешуек в современной фронтальной части надвига изменилось и достигло 80-95° в связи с активным поднятием Баратальского горста и резким сокращением площади Курайского прогиба при складчатости. При дифференцированном воздымании ядра Баратальского горста по отношению к его северо-восточному крылу плоскости сместителей в системе Чаганузунского разлома (теперь уже по морфологии взбросо-надвига) могли играть роль обратных сбросов, что привело к дополнительному осложнению структуры. С такого рода перемещениями, возможно, связано положение блоков амфиболитов в юго-восточном и северо-западном крыльях Сукорского блока. Толщи, слагавшие Курайский приразломный прогиб, при складчатости оказались в отдельных блоках смятыми в крутые вплоть до опрокинутых складки. Таким образом смяты были, например, отложения курайской свиты к северо-востоку от Чаганузунского массива, в которых при сокращении ширины прогиба образовалась сначала антиклинальная складка. Затем они были выжаты между отложениями балхашской свиты, примыкающими непосредственно к гипербазитовому массиву, и блоком балхашской и тыдтуярыкской свит, надвинутыми на курайские отложения с северо-востока внутри пакета тектонических пластин (рис. 18).

Изучая механизм образования Акташского надвига на Горном Алтае, П.М. Бондаренко (1976) пришел к выводу, что структура, входящая в состав той же Курайской зоны разломов, к юго-восточной части которой приурочен

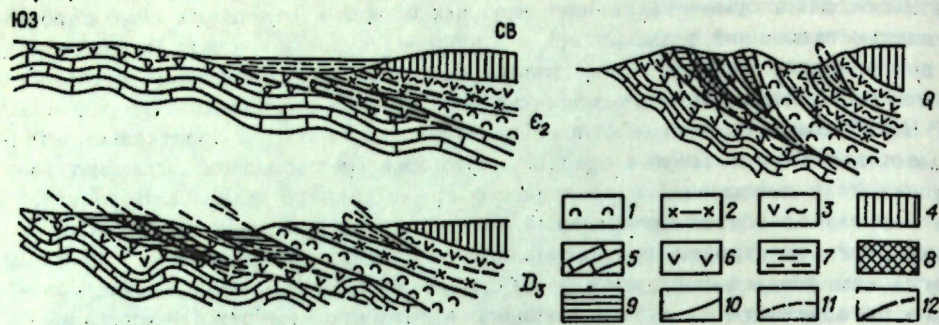


Рис. 18. Модель развития структуры Чаганузунского взбросо-надвига. 1 - серпентиниты; 2 - амфиболиты; 3 - зеленокаменные породы балхашской свиты; 4 - отложения тыдтуярыкской свиты; 5 - карбонаты баратальской серии; 6 - эффузивно-осадочные отложения арыджанской и сагалакской свит; 7 - отложения курайской свиты; 8 - отложения горноалтайской (?) серии; 9 - отложения девона; 10 - стратиграфические границы; 11 - конфигурация слоистости; 12 - разломы.

Чаганузунский массив, возникла в результате продолжительного сжатия. Для разломов, определяющих структурный рисунок Акташского узла, характерно крутое до субвертикального падение плоскостей сместителей во фронтальных частях надвигов и постепенное их выполаживание по мере удаления от их фронтальных частей на северо-восток. Связанные с покровными складками поверхности, подобные этим, описаны Э. Арганом (1935, с.46), который отмечал, что "плоскости, делящие осадочный покров на этажи, различно относящиеся к деформации, реагируют как слои, играющие роль "смазки" и допускающие горизонтальное скольжение и складчатость".

В нашем случае роль "смазки" играли ультраосновные породы, а трансформация субгоризонтального перемещения в вертикальное связана с комбинацией напряжения продольного сжатия, вызвавшего надвиг и воздействия воздымания (или пассивного сопротивления) "упора" - ядра Баратальского горст-антиклинория, находившегося перед фронтом надвига. Однако ширина зоны, в которой на дневной поверхности наблюдаются структурные формы, возникшие за счет этих деформаций, составляет всего 4-5 км. Поэтому амплитуду перемещения по субгоризонтальным поверхностям здесь установить нельзя - следы этого перемещения скрыты под верхней частью аллохтона толщами горных пород Курайского хребта.

Дополнительное осложнение структуры вызвали протрузии гипербазитов вдоль плоскостей во фронтальной части взбросо-надвига. Такой протрузией является чешуя серпентинитов с обломками даек габброндов, трассирующая подошву Сукорского блока.

Внутри офиолитового комплекса наиболее подверженной деформациям оказалась зона, пограничная между ультраосновной и метаморфической частями разреза, наблюдаемая в кровле Чаганузунского массива. Судя по сгущению в ней сети разломов, она оказалась наиболее подверженной тектоническому дроблению, однако протрузий гипербазитов поперек наслоения офиолитового комплекса здесь не проявлено. Примечательно различие формы юго-западного и северо-восточного контактов массива. Цельный, лишь полого изгибающийся юго-западный контакт главного тела Чаганузунского массива отражает, по

всей вероятности, подвижку большой амплитуды, сглаживающую поверхность соприкосновения между гипербазитами и слабо метаморфизованными толщами девона, по которым двигался офиолитовый покров. Интенсивное дробление залегающего на гипербазитах метаморфического горизонта с большим количеством разломов, поперечных к наслению комплекса, характеризует, вероятно, взаимоотношение существенно различных по компетентности горизонтов. Блоки метаморфических пород дифференцированно погружались в пластичные гипербазиты, либо выдавливались из них. Во фронтальной части надвига, где углы наклона сместителей были уже довольно крутыми, за счет бокового сжатия могли возникать дополнительные протрузии гипербазитов вдоль напластования офиолитового комплекса. За их счет мы относим образование разломов северо-северо-западного простирания внутри восточной части Чаганузунского массива, где протрузии перемещались с опережением поступательного движения офиолитового аллохтона. Подобные представления о пластическом перемещении серпентинитов и их структурных взаимоотношениях с вмещающими породами, по нашему мнению, хорошо согласуются с оценкой экспериментальных данных о деформациях ультраосновных пород, полученных И.В. Лучишким и др. (1963, 1967, 1971). Мы считаем, что отсутствие в составе меланжа фрагментов отложений девонской орогенной формации в юго-восточной части массива является показателем раннепалеозойского (салаирского?) возраста деформаций, хотя ультраосновное основание покрова вскрыто тогда не было.

Несмотря на крутое до вертикального залегание толщ и плоскостей разломов юго-восточной части Курайского пояса, локализация гипербазитов Чаганузунского массива принципиально не отличается от положения гипербазитов в основании аллохтонных покровов складчатых областей линейного типа. Тектоника кембрийского покрова замаскирована в современной структуре интенсивными деформациями герцинского этапа - развитием Курайского приразломного прогиба и вертикальными подвижками, с которыми связаны его заложение и замыкание. При этом ориентировка структур герцинского этапа унаследовала простирание раннепалеозойских складчатых и разрывных структур, которые в своих верхних горизонтах уже могли иметь во фронтальной части сравнительно крутое залегание, благоприятное для вертикальных перемещений (согласно модели П.М. Бондаренко).

#### ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ ПОЯС ХР. БОРУС (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

Выходы ультраосновных пород в Борусском хребте протягиваются на расстояние около 60 км от левых притоков р.Казанашки, впадающей слева в р.Кантегир, до бассейна р.Голубой.

Борусский гипербазитовый пояс приурочен к северной части Западно-Саянской терригенной геосинклинали (Зоненшайн, 1963), нанскоь рассекая выступ, сложенный образованиями джебашского метаморфического комплекса. Выходы этих образований выделились Л.П. Зоненшайном как Джебашский антиклинорий. Основной рисунок структуры антиклинория обусловлен конфигурацией зон глубинных разломов - Борусского и Кандатского (см. рис. 3, первый показан как зона между Северо- и Южно-Борусскими, а второй - как зона между Кебежским и Кандатским + Джебашским разломами). Таким образом, антиклинорий нанскоь разделен на две глыбы: западную - приподнятую и восточную - опущенную (см. рис. 3 соответственно Джебашскую и Амыльскую структурно-формационные зоны). Зоны Кандатского и Борусского разломов



сложены зеленокаменной эффузивно-сланцевой формацией и многочисленными телами ультрабазитов.

Вопросы структуры и стратиграфии Борусской зоны рассмотрены И.К.Баженовым (1934), Н.Л.Добрецовым (1962), Л.П.Зоненшайном (1963) и др. Обобщенные данные по стратиграфии Борусской зоны приводятся в работе В.М.Исакова и В.П.Коробейникова (1969). Тем не менее в литературе нет единого мнения относительно типа структуры, приуроченной к зоне Борусского разлома. Это связано с неоднозначной трактовкой стратиграфического разреза, а также разрезом смежных территорий.

В монографии Г.В.Пинуса и его коллег (1958), а также отчетах геологов ВАГТа конца 50-х годов указывается, что Борусский гипербазитовый массив приурочен к грабену, сложенному отложениями чингинской свиты раннего кембрия. Н.Л.Добрецов (1962) считает структуру протерозойских и кембрийских пород, вмещающих массив, моноклиналью, падающей в сторону Центрально-Саянского синклинория и осложненную дополнительными складками. В.П.Коробейников и И.М.Исаков выделяют Борусскую грабен-синклиналь, которая наносом с юго-запада на северо-восток пересекает выходы джебашских образований, разделяя Джебашскую и Амыльскую структурно-формационные зоны (Коробейников, Исаков, 1965; Исаков, Коробейников, 1969). А.Д.Васильев (1968) считает структуру Борусской зоны горст-антиклиналью, сложенную терешкинскими зеленокаменными порфиритами и таловскими сланцами низов нижнего кембрия.

Согласно детальным работам В.М.Исакова и В.П.Коробейникова (1969), в пределах рассматриваемой структуры выделяются стантаскыльская толща среднего - позднего рифея, чингинская свита позднего рифея - раннего кембрия, верхнемонокская и арбатская свиты раннего - среднего кембрия.

Пересечение Борусского офиолитового пояса вдоль долины Енисея вниз по течению начинается от Южно-Борусского разлома, разделяющего отложения Амыльской и Борусской структурно-формационных зон. Отложения Амыльской зоны представлены здесь парасланцами верхних частей джебашской серии. Обрамляющие Борусский гипербазитовый массив метаморфические породы представлены образованиями аляшкинской толщи и чингинской свиты (Зоненшайн, 1963). Севернее Северо-Борусского разлома в пределах Джебашской структурно-формационной зоны развиты метаморфические отложения, слагающие Онинско-Джебашскую синклиналь и выделяющиеся как уртенская свита верхнего рифея.

#### Основные черты стратиграфии

Джебашская серия. Наиболее древними отложениями являются зеленокаменные породы этой серии. Они слагают обрамляющие Борусскую структурно-формационную зону Джебашский и Амыльский выступы и представлены ортосланцами и парасланцами уртенской свиты (Казаков, 1967). Свита сформирована темно-зелеными полосчатыми эпидот-амфиболитовыми и кварц-альбит-хлорит-серицитовыми сланцами, среди которых в Джебашской зоне присутствуют горизонты железистых и слюдястых кварцитов. В прилегающих к Борусской зоне участках в породах джебашской серии элементы слоистости и сланцеватости совпадают с простиранием сланцеватости внутри этой зоны. Метаморфизм отложений джебашской серии соответствует фации зеленых сланцев. Меньшую роль в составе серии играют амфиболиты и кристаллические сланцы, образование которых соответствует условиям альмандин-амфиболитовой фации (Ко-

робейников, Исаков, 1965). Эпидот-актинолитовые сланцы возникли за счет первичных эффузивных и туфогенных пород основного и среднего состава, кварц-альбит-хлорит-серицитовые сланцы - по терригенным (песчаным) породам. Возраст отложений джебашской серии ранний (?) - средний рифей (Коробейников, 1971), либо средний протерозой (Кележинский и др., 1975).

Аляшкинская толща. На участке Борусской зоны в районе Таловской метеостанции Л.П.Зоненшайном (1963) выделены кремнисто- и кварц-хлоритовые актинолитосодержащие сланцы мощностью около 80 м. Стратотипический разрез аляшкинской толщи находится в Северо-Саянской зоне по ключу Аляшкину (исток р.Турунташ). В этом участке толща прослеживается на значительном расстоянии и залегает ниже чингинской свиты, причем в стратотипе характер взаимоотношений между аляшкинской толщей и чингинской свитой не установлен. Возраст толщи в стратотипическом разрезе, судя по ее залеганию выше джебашских сланцев и ниже чингинской свиты, определен как позднерифейский (Коробейников, 1971).

Чингинская свита. Представлена в Борусской зоне вулканогенно-кремнисто-сланцевым комплексом пород. Впервые она установлена в Борусской зоне А.Г.Сивовым (1953). Отнесение этих отложений к чингинской свите обосновано находками окаменелостей позднего рифея и раннего кембрия, а также сходством по составу с разрезом вулканогенно-осадочного комплекса, впервые выделенного А.Г.Сивовым в качестве чингинской свиты по р.Чинга.

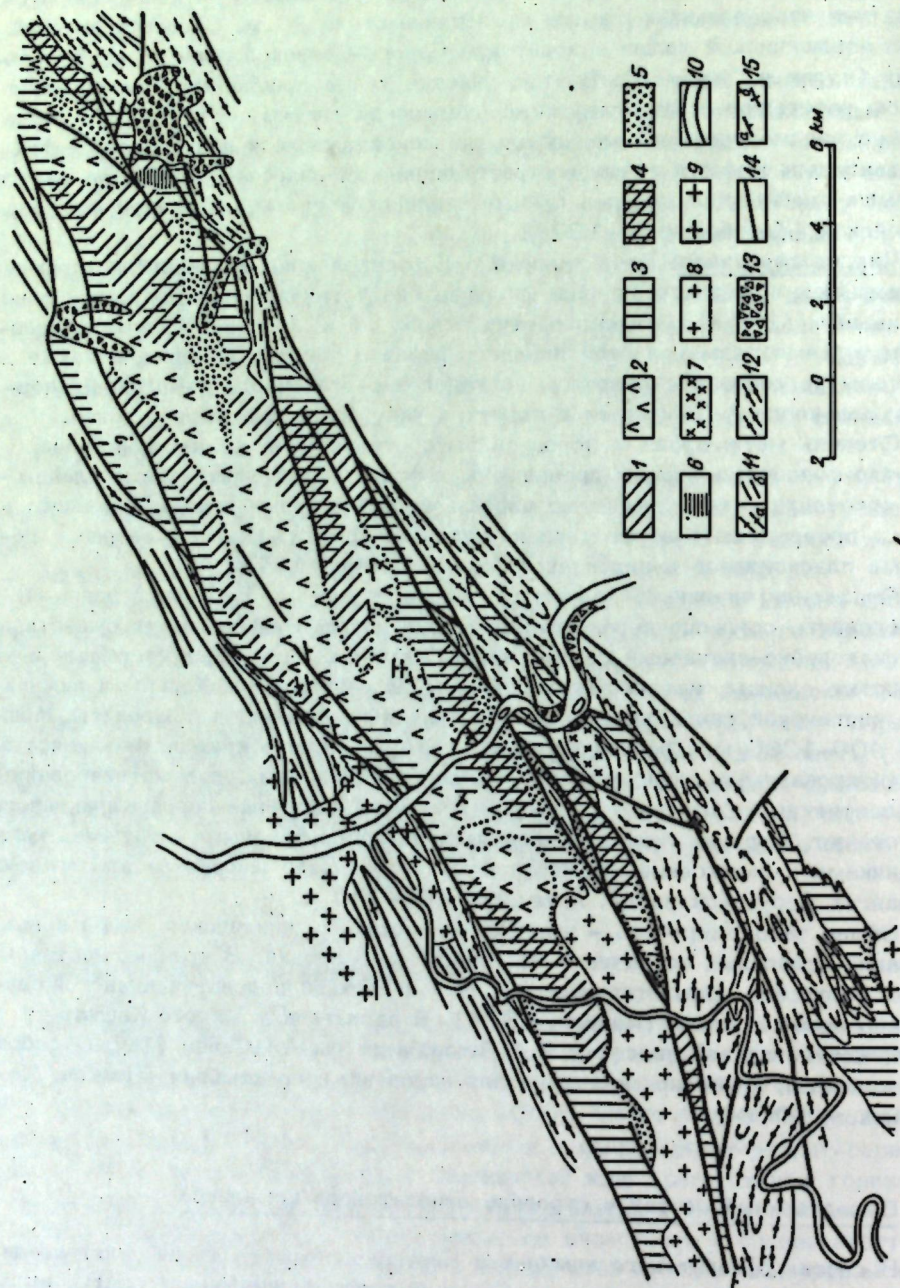
Степень метаморфизма пород свиты соответствует филлитовой фации. Первично-осадочные породы превращены в филлиты и филлитовидные сланцы - микрокристаллические слюдястые породы. Вулканогенные породы основного состава превращены в агрегат из хлорита, кальцита, эпидота и кварца с реликтами плагиоклазов и пироксенов (Коробейников, 1971).

Отложения чингинской свиты разделены в разрезе Борусской зоны на три подсвиты, согласно перекрывающие друг друга. Нижняя имеет существенно вулканогенно-сланцевый состав: палеобазальты, их туфы, кремнистые и углеродистые сланцы, массивные силицилиты. В районе горы Колены в нижней части чингинской свиты широко распространены песчаники и гравелиты. Мощность 400-1200 м. Средняя сложена преимущественно кремнисто-глинистыми филлитизированными сланцами, массивными силицилитами, доломитизированными известняками. Мощность 500-1000 м. Вулканогенные породы практически отсутствуют. Верхняя подсвита представлена разнообразными сланцами, туфо-песчаниками и пироксеновыми порфиритами (последние широко распространены на флангах Борусской зоны). Мощность 400-900 м.

Общая закономерность - уменьшение мощности чингинской свиты и выклинивание отдельных ее пачек в восточном направлении. В крайних восточных частях Борусской зоны отложения средней и верхней подсвит чингинской свиты уничтожены эрозией (Исаков, 1974). В верховьях р.Малого Кашкарета из отложений верхней подсвиты Н.А.Батов, а затем А.Г.Сивов (1953) собрали археонаты, характерные только для низов нижнего кембрия (Исаков, Коробейников, 1969).

#### Вещественный состав и строение офиолитового комплекса

В состав офиолитового комплекса Борусского хребта входят ультрабазиты и метаморфические породы аляшкинской толщи и чингинской свиты, выполняющие северо-восточную половину Борусской грабен-синклинали (рис. 19). Ультрабазиты сочленены с метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями по разрывным нарушениям.



В основании реконструируемого разреза офиолитового комплекса (рис.20) залегают ультрабазиты Борусского массива. В их состав входят гарцбургиты с подчиненным количеством дунитов и бронзититов, лерцолиты и верлиты, разнообразные серпентиниты. Н.Л.Добрецов (1962; 1963), изучавший внутреннюю структуру массива, пришел к выводу, что его первичная расслоенность сильно затухает тектоническими движениями и процессами метаморфизма. Гарцбургиты тяготеют к нижним горизонтам массива, лерцолиты слагают верхние. В слабосерпентинизированных участках смена этих пород происходит довольно резко. Среди гарцбургитов, развитых в северо-восточной части массива, отмечены дуниты и жиллообразные полосы бронзититов (мощностью 1-10 см), обуславливающие полосчатую текстуру.

Отчетливо выраженный габброидный "горизонт" в Борусском поясе отсутствует. Однако амфиболитизированные габброиды, которые могут быть компонентами такого "горизонта", обнажаются как к юго-востоку, так и к северо-западу от Борусского массива, а также в районе его юго-западного выклинивания в хр. Стан-Таскыл (Петрология и метаморфизм..., 1977). В бассейне руч.Катушка на левобережье Енисея между линзами серпентинитов и блоками метаморфических пород встречено несколько тел неправильной формы, сложенных интенсивно измененными амфиболитизированными габбро. Самое крупное из них представлено массивными слабополосчатыми габбро-амфиболитами с реликтами моноклинного пироксена. Габбро-амфиболиты оторочены сланцеватыми эпидотовыми амфиболитами. Местами отчетливо заметны переходы от меланократовых к мезократовым разностям пород, которые отражают следы метасоматического преобразования габброидов.

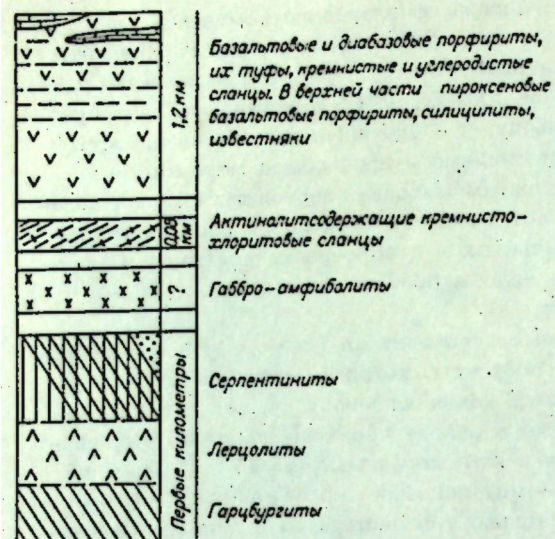
Обычно габброиды пространственно изолированы от ультрабазитов, и их положение в разрезе офиолитов неясно. Габбро-амфиболиты образуют тела линзовидной формы, вытянутые по простиранию наложения вмещающих метаморфических сланцев, но в некоторых точках отмечаются секущие контакты. В серпентинитовых брекчиях по р.Кантегир и ключу Кашкарак встречается обломки гранатовых амфиболитов. Гранат-кальциевый альмандин сохраняется только в реликтах, интенсивно замещаясь хлоритом и стилпномеланом. Метагаброиды из Борусского офиолитового пояса отличаются от куртушибинских повышенным содержанием Fe, Ti, Na. Они во многом сходны с силлами и дайками габброидов в чингинской свите, а также близки к кварцевым габбро Кантегирского массива (Петрология и метаморфизм..., 1977).

Рассмотренный комплекс пород перекрыт отложениями чингинской свиты, соответствующей граувакково-диабазово-кремнистой формации. Граувакково-

Рис. 19. Геологическое строение Борусского массива (по схеме Н.Л.Добрецова, 1962).

1 - гарцбургиты; 2 - амфиболитизированные верлиты; 3 - серпентиниты нерасчлененные; 4 - апогарцбургитовые серпентиниты; 5 - аллометаморфические серпентиниты; 6 - листвениты; 7 - габбро-амфиболиты; 8 - гранитоиды Кантегирского массива; 9 - гранитоиды Джойской интрузии; 10 - джебашская серия; 11 - "нижняя" (альяшкинская?) толща (порфирииды (а), сланцы (б)); 12 - чингинская свита; 13 - рыхлые четвертичные отложения; 14 - разломы; 15 - залегание: наклонное (а), вертикальное (б).

Выходы альяшкинской толщи показаны на этой схеме более обширными (за счет полей чингинской свиты), чем это стало приниматься в более поздних работах.



кремнистая часть формации сменяет вверх по разрезу диабазово-кремнистую (Исаков, 1974). Источником кремнистого материала указанный автор считает гидротермы.

### Анализ структуры

Основные черты строения гипербазитового пояса в приенисейской части определяются системой разломов северо-восточного простирания, которой подчинены его основные структурные элементы. По этой системе все образования пояса разбиты на протяженные, почти прямолинейные блоки, ориентированные длинными осями параллельно друг другу и общему простиранию пояса. Разломы, ориентированные поперек основ-

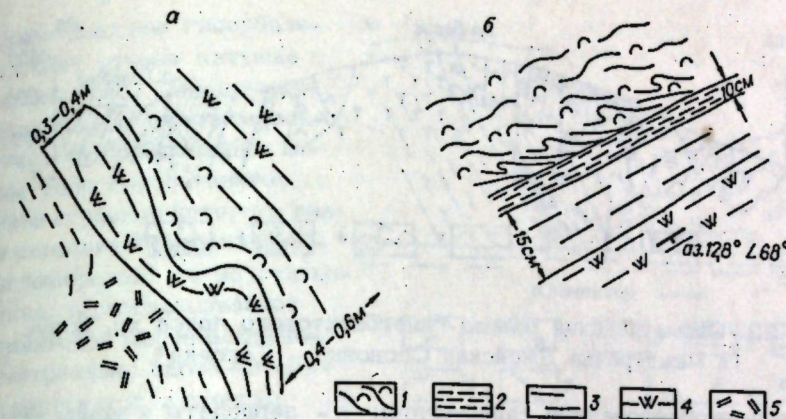


Рис. 21. Зарисовки фрагментов (а, б) структуры северо-западного контакта Борусского массива.

1 - серпентинитовые сланцы; 2 - осветленные серпентинитовые сланцы; 3 - филлитовидные сланцы; 4 - кремнистые породы; 5 - зоны дробления.

литовой фации породы чингинской свиты моноκлиально погружаются на юго-восток под углом около 70°.

На левобережье р. Кантегир между устьями ручьев Большой Амбарный и Ямный зона Северо-Борусского разлома выражена срезанием слоистости внутри эффузивно-осадочных отложений чингинской свиты на их контакте с джебашскими сланцами. По обе стороны разлома проявлено интенсивное послыпное окварцевание с образованием тонких (2-10 см) будинированных жилок сливного кварца. В метабазах чингинской свиты отмечено интенсивное ожелезнение и хлоритизация. В приустьевой части р. Кантегир и на правобережье Енисея против этого участка внутри отложений чингинской свиты залегает интрузия гранодиоритов, отороченных диоритами. Северо-западная часть этой интрузии срезается Северо-Борусским разломом. Примыкающая к ультрабазитам часть чингинских отложений представлена чередованием филлитизированных сланцев и горизонтов массивных кремнистых пород. Возле разлома, отделяющего чингинские сланцы от ультрабазитов, внутри сланцев повышается степень ожелезнения, наблюдаются мелкие зоны дробления, в которых встречаются гнезда массивных черных кремнистых пород - своеобразных "ядер", облепченных сланцеватостью (рис. 21, а). Ширина зоны разлома незначительна. Контакт между ультрабазитами и метаморфическими породами резкий, однако внутри метаморфических пород встречаются тонкие линзы черных рассланцованных серпентинитов, простирающиеся субпараллельно контакту гипербазитового массива. На правобережье р. Кантегир в 50 м ниже по течению от контакта гипербазитового массива нами отмечено отчетливое будинирование кремнистых сланцев, окружающих такой "апофиз" серпентинитов во вмещающие породы. При этом мощность серпентинитовой линзы не превышает 0,4-0,6 м. Грубо рассланцованные плейчатые серпентиниты через зону серпентинитовых милаонитов мощностью около 10 см контактируют с кремнистыми породами, частично осветленными за счет прожилков кварца (рис. 21, б).

Борусский гипербазитовый массив. Северо-западный контакт массива представлен зоной разлома, фрагмент которой описан выше. Этот разлом в виде довольно прямой линии прослеживается с юго-запада на северо-восток, под острым углом срезая слоистость прилегающих к гипербазитам горизонтов чингинской свиты. Выражен он маломощной зоной милаонитизации (преимущественно по серпентинитам) и ожелезнения (по метаморфическим породам).

Рис. 20. Схематическая колонка Борусско-го офиолитового комплекса.

ной системы, практически отсутствуют. Наблюдается лишь незначительное смещение границ блоков по редким разломам субмеридионального простирания, которые являются оперяющими по отношению к разломам основной системы (см. рис. 19).

По пересечению с северо-запада на юго-восток в районе устья р. Кантегир и выше него по течению р. Енисей можно выделить следующие структурные элементы пояса. С северо-запада он ограничен юго-восточной частью Джебашского выступа. По зоне Северо-Борусского разлома с Джебашским выступом контактирует полоса выходов чингинских пород. Далее на юго-восток расположено тело ультрабазитов Борусского массива и связанных с ними образований. С юго-востока массив обрамлен другим полем чингинских пород, которые по зоне Южно-Борусского разлома сопряжены с джебашскими метаморфическими образованиями Амыльского выступа (см. рис. 19).

Прилегающая к приенисейской части Борусского пояса юго-восточная оконечность Джебашского выступа сложена породами уртенской свиты джебашской серии, выполняющими Онинско-Джойскую синκлираль. В приенисейской части синκлираль осложнена Джойской гранитоидной интрузией; южное крыло складки срезается Северо-Борусским разломом (Коробейников, Исаков, 1965). Отмечается общее усложнение складчатых структур Джебашского выступа по мере приближения к зоне Северо-Борусского разлома и смена микродеформаций кливажа и гофрировки сланцеватостью и развитием гранитизации. В устьевой части руч. Иконный это выражено в интенсивной рассланцовке метаморфических сланцев с образованием густой сети будинированных кварцевых жил. Здесь по северному борту долины р. Кантегир картируется антиκлиральная складка второго порядка с размахом крыльев около 1,5 км.

Поле чингинских пород, обрамляющее Борусский массив с северо-запада и ограниченное Северо-Борусским разломом, вытянуто узкой лентой шириной от нескольких сот метров до 2 км. Метаморфизованные в условиях фил-

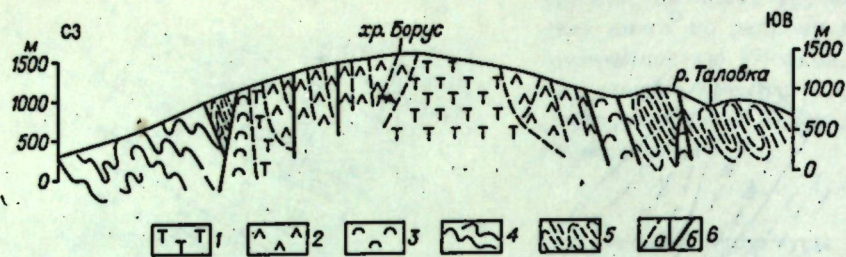


Рис. 22. Схематический разрез гипербазитового пояса хр. Борус (в междуречье Джойская Сосновка — Таловка).

1 — серпентинизированные гарцбургиты; 2 — перцолиты и верлиты; 3 — различные серпентиниты; 4 — отложения джебашской серии; 5 — отложения чингинской свиты; 6 — геологические границы: постепенные переходы между петрографическими разностями (а), разрывные (б).

Борусский массив в плане имеет резко вытянутую форму. Его резко суженная юго-западная часть, прорванная Категирской интрузией кварцевых габбро-гранодиоритов, нарушена продольными разломами и в районе горы Копены и на правом берегу р. Кантегир распадается на отдельные мелкие массивы-линзы. В северо-восточном направлении от Енисея массив расширяется, достигая по пересечению между реками Джойская и Голованская Сосновки максимальной ширины — 6 км. Северо-восточная часть массива осложнена серией разломов, ориентированных под различными углами к его генеральному простиранию.

Юго-западная часть построена по типу синклинальной складки. Залегающие в нижней части массива апогарцбургитовые серпентиниты обнажаются в периферических частях его, а перцолиты и верлиты в центральной части. Между верховьями рек Джойская Сосновка и Таловка (рис. 22) массив имеет более сложное строение за счет появления в его центральной части выходов гарцбургитов. В районе руч. Катушка юго-восточная приконтактовая часть массива представляет собой серию крутопадающих линзовидных чешуй, сложенных гипербазитами, упоминавшимися выше габбро-амфиболитами, сланцами и metabазальтами чингинской свиты и более интенсивно метаморфизованными породами, предположительно относящимися к джебашской серии (Петрология и метаморфизм..., 1977). Среди них в районе метеостанции Таловка зажат блок пород, отнесенный Л.П. Зоненшайном (1963) к альяшкинской толще.

Ультрабазиты залегают внутри этой зоны в форме протяженных дислоцированных полос, содержащих будины массивных серпентинитов среди плейчатой рассланцованной серпентинитовой массы со свилеватой текстурой.

На левобережье р. Кантегир, против устья руч. Иннокентьевский, в береговом обрыве вскрыт контакт брекчированных серпентинитов с массивными кремнистыми породами, который имеет видимое падение на северо-запад под углом около  $70^\circ$ . Внутри серпентинитов в приконтактовой части массива встречены блоки серпентинизированных пироксенитов (рис. 23). Вдоль зон разломов, ограничивающих главное тело Борусского массива, Н.Л. Добрецов (1962) закартировал ряд линз метаморфических пород, включенных в гипербазиты.

Южнее массива гипербазитов в долинах ручьев Катушка и Таловка (см. рис. 19) примерно параллельно контакту массива простирается протяженное маломощное тело серпентинитов, внутреннее строение которого аналогично строению "серпентинитовых конгломератов" Чаганузузского массива: в рассланцованной серпентинитовой массе заключены изометричные блоки массивных серпентинитов размером до 1 м в поперечнике. По руч. Таловка в этих серпентинитах нами отмечены глыбы оталькованных ультрабазитов и голубовато-зеленых крупнозернистых серпентинизированных пироксенитов.

В зоне юго-восточного обрамления Борусского массива присутствуют тела жадеититов, гранатовых амфиболитов и альбититов. У них округлая форма. Размер самого крупного тела  $100 \times 50$  м. Первичные оторочки жадеититовых тел не сохранились, их реликты встречаются лишь в углублениях внутри блоков. Н.Л. Добрецов (Петрология и метаморфизм..., 1977), объясняет это явление как "окатанность" или "обтертость" глыб при формировании меланжа. На правом берегу Енисея по юго-восточному склону хр. Борус встречаются тела жадеититов, заключенные в интенсивно дислоцированные, иногда нефритоподобные серпентиниты. Здесь же присутствуют дайкообразные тела альбитизированных гранитоидов, форма и взаимоотношения с окружающими породами которых указывают скорее всего на их ненарушенное, первичное залегание без вторичных перемещений.

Чингинская свита южнее участков распространения линзовидного переслаивания серпентинитовых тел, амфиболитов и участков брекчирования по юго-восточному контакту Борусского массива представлена вулканогенными, терригенными и кремнистыми породами нижней и средней подсвит, которые смяты в сравнительно непротяженные линейные складки с углами падения слоистости в крыльях  $25-70^\circ$ , кулисообразно подставляющих друг друга (см. рис. 19). На участке приенисейской части пояса в районе метеостанции Таловка ширина выходов отложений чингинской свиты между Борусским гипербазитовым массивом и Южно-Борусским разломом составляет около 1,5 км. При приближении к зоне разлома среди филлитовых сланцев появляются линзовидные кварцевые тела. Непосредственно возле зоны Южно-Борусского разлома, по наблюдениям Н.А. Берзина в 1973 г., в чингинских сланцах имеется довольно крутое падение на восток-северо-восток. В примыкающих к этой зоне с востока серицит-хлоритовых сланцах джебашской серии Амыльского выступа падение слоистости крутое ( $70-80^\circ$ ) на северо-запад, причем ближе к чингинским отложениям сланцы джебашской серии более массивны, чем по мере удаления от них.

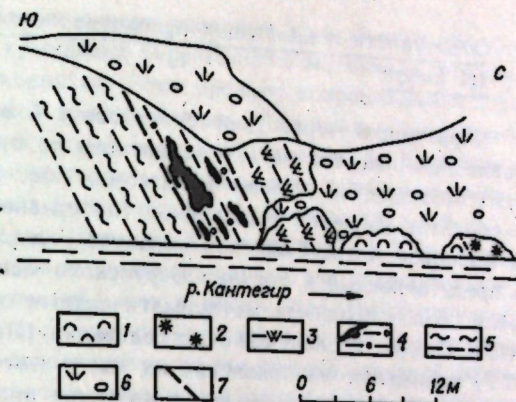


Рис. 23. Фрагмент юго-восточного контакта Борусского массива по р. Кантегир.

1 — серпентиниты; 2 — пироксениты; 3 — ожелезненные кремнистые породы; 4 — дислоцированные кавернозные карбонатные породы; 5 — хлоритовые сланцы; 6 — задернованный склон; 7 — зоны разломов.

Особенности локализации офиолитового комплекса  
хр. Борус

Характерная черта Борусского пояса – относительно широкое распространение гипербазитов на его территории по сравнению с площадью выходов других компонентов офиолитового комплекса. Специфической чертой состава гипербазитов является повышенное (по сравнению с большинством альпийотипных массивов Алтае–Саянской области) содержание пироксена. Есть мнения, что представленные в составе Борусского массива дуниты и пироксениты являются более поздними метасоматическими образованиями (Юдин, 1959, 1965). Однако последующие исследования (Петрология и метаморфизм, . . ., 1977) указывают на появление их еще в магматическую стадию развития комплекса. В Борусском поясе в качестве продуктов вторичного преобразования развиты альбититы, тогда как для офиолитовых комплексов большинства других поясов характерна ридингитизация. Специфично и весьма ограничено развитие в Борусском поясе габброидов и проявление гранитизации.

Неодинаково выражены контакты массива. Северо–западный контакт представляет собой очень узкую зону милонитизации, юго–восточный – сравнительно широкую (первые сотни метров – первые километры) зону брекчирования. Кроме того, по юго–восточному контакту развиты тела жадеититов – производных метаморфизма высоких давлений. Пестрый состав блоков и линз горных пород, слагающих юго–восточное обрамление массива, и наличие среди них типичных компонентов “стратотипического” разреза офиолитовой ассоциации позволяют нам сделать вывод о том, что здесь присутствуют фрагменты более высоких горизонтов офиолитового комплекса Борусского пояса, чем по северо–западному контакту. На этом основании можно считать, что разрез комплекса надстраивается в направлении с северо–запада на юго–восток. Некоторые породы в составе комплекса можно рассматривать как аналоги габбро–амфиболитового горизонта “стратотипического” разреза. В этом случае основная часть горизонта габбро–амфиболитов не вскрыта.

Крутое до субвертикального падение контактов Борусского массива, ограниченное развитие серпентинитовых брекчий, тяготеющих к его юго–восточному контакту, развитие вдоль северо–западного обрамления массива более низких горизонтов чингинской свиты, чем по юго–восточному, подчеркивают несимметричность строения Борусского пояса.

Мы считаем, что особенности строения и состава Борусского гипербазитового пояса обусловлены его тектонической позицией. Характерно, что на некотором удалении от западного выклинивания Амыльского выступа (см. рис. 3) выходы гипербазитов на территории Борусской структурно–формационной зоны исчезают на участке, где она разделяет Джебашский выступ и Центрально–Саянский синклиниорий.

На основании соотношений между образованиями офиолитового комплекса и блоками джебашских сланцев, а также между отдельными компонентами внутри офиолитового комплекса, мы предполагаем следующую последовательность геологических процессов, приведших к появлению гипербазитов на поверхности. Офиолитовый комплекс Борусского хребта (глубоководный желоб, по В.М.Исакову, 1974) расположен между блоками, в которых к началу формирования отложений чингинской свиты уже начались процессы гранитизации. Эвгеосинклиальная зона заложилась в результате раздвижения этих блоков, сбавившего подкорковый субстрат. В первый этап после раздвижения блоков на освобожденной площади за счет изостатического эффекта произошла частичная протрузия материала ультраосновного субстрата. С этим совпало нача-

ло вулканической деятельности и формирование слоистых компонентов офиолитового комплекса. Сначала шла аккумуляция терригенного материала, поступавшего со склонов обрамляющих поднятий. Этот процесс сопровождался постепенно усиливающейся вулканической деятельностью. Максимальное проявление вулканизма характеризует конец раннечингинского времени (в Куртушбанской зоне он приурочен к среднечингинскому). Эволюция вулканизма шла от излияния слабодифференцированных базальтов океанического типа к более основным базальтам позднечингинского времени (Исаков, 1974). Образование вулканических построек существенно изменило рельеф дна и распределение фаций как вкрест простирания прогиба, так и вдоль него. Возобновление тектонических движений во второй половине раннего кембрия за счет смыкания джебашских блоков привело к складчатости на территории, занятой офиолитовым комплексом, и дополнительному выжиманию гипербазитов из субстрата. В итоге они в виде протрузии прорвали перекрывающие их отложения и появились в области размыва (рис. 24).

Образование жадеититов, вероятно, связано с субгоризонтальными перемещениями внутри офиолитового комплекса при смятии прогиба. Обращает на себя внимание приуроченность выходов гипербазитов к наиболее денудированным частям чингинской свиты, что отражает ограниченное продвижение протрузии в перекрывающие ее горизонты. С другой стороны, отсутствие выходов гипербазитов на участке Борусской структурно–формационной зоны, разделяющей Джебашский выступ и Центрально–Саянский синклиниорий, подчеркивает, что отсутствие жесткого блока к юго–востоку от прогиба не способствовало здесь двустороннему сжатию и протрузии. Асимметрия в современном строении офиолитового пояса связана скорее всего с вертикальным блоковым перемещением по северо–западному контакту Борусского массива, в результате которого признаки пространственного перераспределения компонентов офиолитового комплекса, так же как брекчирование, образование послойных протрузий и т. д., наблюдаемые вдоль юго–западного контакта массива, не сохранились.

Это предположение не согласуется с трактовкой образования структуры Борусского пояса Н.Л.Добрецовым (Петрология и метаморфизм..., 1977), считающим серпентинитовые брекчии по юго–восточному обрамлению массива меланжем, залегающим в основании офиолитовой пластины, надвинутой с северо–запада на отложения чингинской и аккольской свит. По нашему мнению, этому противоречит наличие тел габбро–амфиболитов вдоль юго–восточного

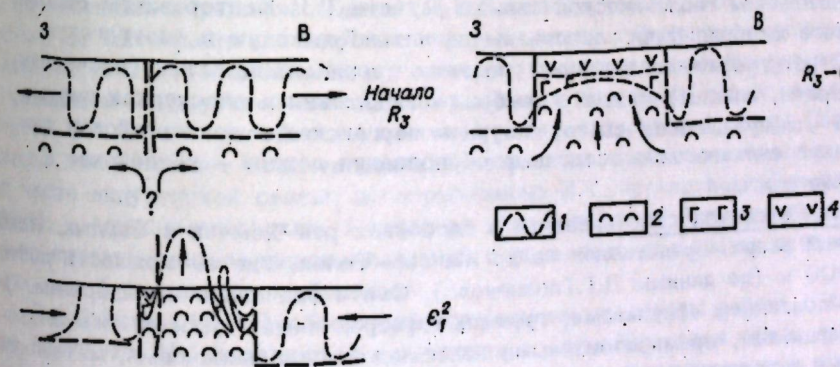


Рис. 24. Модель развития структуры Борусского пояса.  
1 – отложения джебашской серии; 2 – гипербазиты; 3 – предполагаемый “горизонт” габброидов; 4 – отложения чингинской свиты.

обрамления Борусского массива, оказывающихся, таким образом, ниже основания главной пластины офиолитового комплекса и не вскрытых в составе ее разреза между гипербазитами и слонистыми компонентами – чингинской свитой. Противоречия возникают и в случае, если не считать офиолиты Борусского хребта принадлежностью Джебашского выступа, поскольку имеются данные о генетической связи между осадочно-вулканогенными, эффузивными и интрузивными компонентами офиолитового комплекса (т. е. чингинской свиты и связанных с ней образований), которые моложе джебашских сланцев (Исаков, 1974).

Появление гипербазитов Борусского хребта на дневной поверхности мы относим, таким образом, за счет их протрузии сквозь слонистые компоненты офиолитовой ассоциации, выполнявшие дно рифейско-раннекембрийского прогиба между частично гранитизированными позднепротерозойскими Джебашским и Амыльским блоками.

### ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ МАССИВЫ ЗАПАДНОЙ ТУВЫ

Большинство массивов альпийнотипных гипербазитов в Западной Туве сконцентрировано по левобережью р.Хемчик в районе урочищ Актоврак и Хопсек. Геологическая позиция Западно-Тувинского гипербазитового пояса определяется приуроченностью его к зоне сочленения Западно-Саянской и Хемчикской структурно-формационных зон (Кочетков, 1975). Граница между ними проходит по одной из ветвей Хемчикско-Куртушибинской зоны глубинного разлома (Кузнецов, 1948, 1950). В Хемчикской структурно-формационной зоне выделяется актоврацкая антиклиналь, сложенная породами раннего кембрия, и смежные с ней синклинали с отложениями ордовика и силура. Массивы пояса в большинстве своем образуют небольшие по размеру вытянутые линзовидные тела, которые строго подчинены структуре вмещающих пород. Как правило, крупные массивы приурочены к сводам антиклиналей (Актоврацкий, Кодейский, массивы урочища Хопсек), где они образуют согласно с вмещающей рамой круто поставленные пластообразные тела (рис. 25–27). Мелкие линзы и пластообразные залежи залегают в крыльях складок согласно с вмещающими их эффузивно-осадочными толщами нижнего кембрия (Пинус и др., 1955).

**Основные черты стратиграфии.** Впервые стратиграфическое расчленение вмещающих гипербазитовые массивы толщ провел В.А.Кузнецов (Татаринов и др., 1934), выделивший их в актоврацкую формацию. Позднее при среднемасштабной геологической съемке региона В.И.Конторовичем отложения раннего кембрия были расчленены на алтынбулакскую и акдуругскую свиты. Стратиграфически выше них развиты терригенные толщи (песчаники, конгломераты, сланцы) позднего кембрия – ишкинская и аласугская свиты, ордовика – шемушдагская свита, силура – чергацкая и хондергейская свиты, а также вулканогенно-осадочные образования девона – кедейская и саглинская свиты.

**Алтынбулакская свита** развита в бассейнах рек Хемчик и Барлык. Наиболее полный разрез представлен на хр. Жангыз-Телек, где ее мощность достигает 2000 м (по данным В.Г.Глезденева). Свита фациально невыдержана. Она сложена основными эффузивами, туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, микрокварцитами, мраморизованными известняками, парасланцами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации.

**Акдуругская свита** развита в бассейне р.Хемчик (севернее пос. Асбест и горы Ютюг-Хая) в двух тектонических клиньях субширотного простирания. Наиболее полный разрез известен в бассейне р.Алаш, где суммарная мощность свиты (по данным Г. М. Владимирского) около 1200 м. Существенную роль

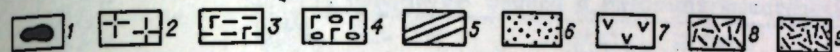
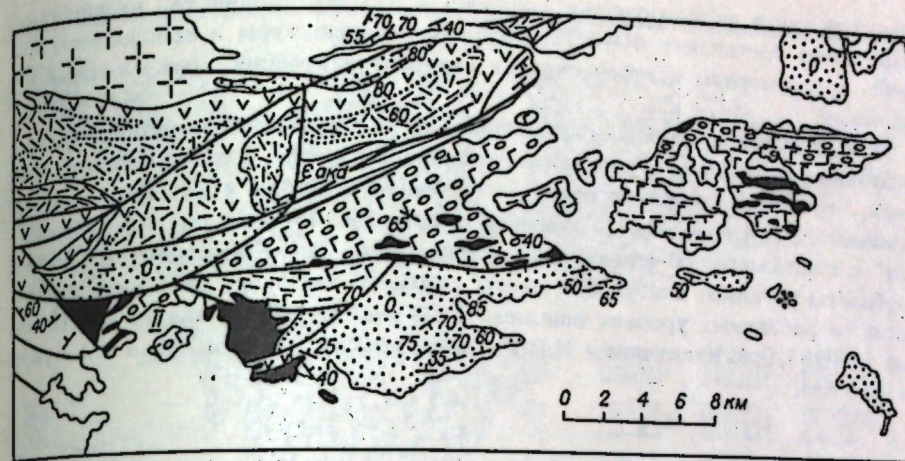


Рис. 25. Геологическое строение левобережья р.Хемчик (составлена по материалам В.И.Конторовича и др., 1963 г.).

1 – гипербазиты и основные породы "актоврацкого" комплекса; 2 – гранитонды среднего палеозоя; 3 – преимущественно эффузивные толщи основного состава алтынбулакской свиты; 4 – преимущественно туфоконгломераты основного состава алтынбулакской свиты; 5 – терригенные отложения акдуругской свиты; 6 – терригенные отложения ордовика; 7 – девонские эффузивы среднего состава; 8 – девонские эффузивы кислого состава; 9 – девонские туфогенные отложения; I – участок массивов актоврацкой группы; II – участок массивов хопсекской группы.

в ее строении играют песчаники, конгломераты, туфоконгломераты, мраморизованные известняки, парасланцы, по алевролитам и аргиллитам. Реже встречаются микрокварциты и кремнистые сланцы. Вулканогенные породы представлены базальтовыми порфиритами и спилитами, туфами и вариолитовыми афанитами.

По данным В.И.Конторовича, алтынбулакская и акдуругская свиты связаны постепенным переходом. Однако Т.В.Коробейникова (1969) установила к востоку от Актоврацкого массива перерыв между туфоконгломератами алтынбулакской свиты и вышележащим горизонтом мелкогалечных конгломератов и гравелитов акдуругской свиты, содержащих в базальных слоях гальку гипербазитов. Комплекс трилобитов из нижней части акдуругской свиты (Коробейникова, 1969) имеет позднеалданский возраст, а комплекс археоциат из средней части акдуругской свиты, по определению И.Т.Журавлевой (Репина и др., 1964), – санаштыкгольский. Исходя из этого, возраст акдуругской свиты можно считать позднеалданско-ленским, а появление гипербазитов на поверхности еще более ранним событием.

В.В.Зайков (1976) объединяет вулканогенные породы района в хемчикский комплекс. Им выделяются чингинская и алтынбулакская свиты, замещающие друг друга по латерали. Алтынбулакская свита (вулканогенные породы составляют 50–70% разреза) залегают в полосе отложений нижнего кембрия, составляющей от горы Ютюг-Хая до р.Хонделен. Заметную роль в составе свиты играют туфоконгломераты и красноцветные грубообломочные туфы. В

чингинской свите на междуречье Хонделен – Хемчик количество вулканогенного материала составляет 40–45%, грубообломочные туфы и красноцветы исчезают, конгломераты и туфопесчаники сменяются кремнистыми сланцами и кварцитами.

Мы не будем подробно останавливаться на стратиграфии отложений перекрывающих в Западной Туве нижнекембрийские толщи. Однако следует отметить, что в конгломератах различных уровней разреза встречается галька гипербазитов. В.А.Кузнецов (Татаринов и др., 1934) отмечал гальку "змеевиков" в конгломератах чергажской свиты силура; В.И.Конторович встретил гипербазиты в гальке аласугской свиты верхнего кембрия, залегание гипербазитов на различных уровнях описывается в работах В.В.Зайкова и Е.В.Зайковой (1969), П.А.Никитчина и Н.В.Рогова (1972), А.В.Ильина и Г.А.Кудрявцева (1973).

#### Офиолитовый комплекс в районе Актотрака

В состав офиолитового комплекса в районе Актотрака входят гипербазиты, метаморфизованные до фации зеленых сланцев вулканогенно-осадочные породы, пространственно связанные с гипербазитами метасоматические образования и, возможно, габброиды, прорывающие гипербазиты и толщи алтынбулакской (чингинской) свиты в районе урочищ Хопсек и Эдыгей.

Пластообразные и линзовидные тела гипербазитов в районе пос.Актотрака распространены исключительно среди отложений, относимых к алтынбулакской свите нижнего кембрия. Сложены они преимущественно серпентинитами. Лишь в центральной части Актотрацкого массива (рис. 26, участок 1) местами в виде отдельных пятен сохранились слабоизмененные гарцбургиты. Для них характерна шаровидная отдельность размером от 10 см до нескольких метров в диаметре, получившая название "катышей". Слабоизмененные гарцбургиты представляют собой темно-зеленую или серую кристаллически-зернистую породу, нередко порфирированной текстуры за счет выделения табличек зеленовато-бурого пироксена. Крайне редко в центральных и периферических частях массива присутствуют небольшие шпирообразные скопления пироксенитов.

В периферических и внутренних частях некоторых ультраосновных массивов присутствуют серпентинитовые брекчии. За счет брекчирования мы склонны относить также образование шаровидной отдельности – "катышей" Актотрацкого массива. Она напоминает описанные выше "серпентинитовые конгломераты" Чаганузунского массива.

При съемке Барунского массива С.С.Куликов отметил широкое развитие серпентинитовых брекчий вдоль его северо-восточного контакта (см. рис. 26, участок 2а) и в западной части (см. рис. 26, участок 2б). Нашими полевыми наблюдениями подобные же образования отмечены и по южному контакту массива: По северо-восточной части участка "2а" брекчии прослеживаются на расстоянии около 300 м при ширине выходов при 50 м. Угловатые и полукатанные обломки представлены серпентинитами, миндаляковыми диабазами, известняками, кварцитами и гранатсодержащими породами. Размеры обломков от 1–2 см до 2х1 м. По юго-западному контакту текстура брекчии имеет струйчатый характер, а полукатанные и неокатанные глыбы вмещающих пород и массивных серпентинитов размером 0,5–5 м в поперечнике как бы вовлечены в структуру "струй". Простираение "струй" параллельно простираению контакта ультраосновных пород с вмещающими метаморфизованными вулканогенными породами. В западной части массива, где среди обломков при-

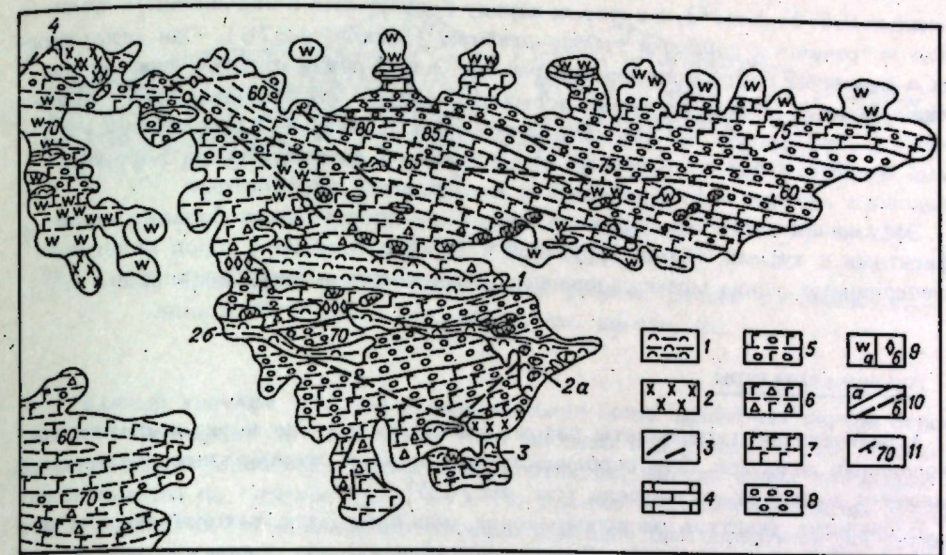


Рис. 26. Геологическое строение района массивов актотрацкой группы (по материалам С.С.Куликова и др.).

1 – серпентиниты; 2 – бескварцевые диоритовые порфиры; 3 – дайки диоритовых порфиритов; 4 – известняки; 5 – туфоконгломераты; 6 – туфобрекчии; 7 – вулканогенные образования основного состава; 8 – конгломераты; 9 – метасоматические породы: кварциты (а), карбонатные породы (б); 10 – стратиграфические границы (а), разломы (б); 11 – элементы залегания.

сутствуют только серпентинизированные в различной степени гипербазиты, обломки заключены в карбонатизированный цемент и не примыкают вплотную друг к другу.

В тесной пространственной связи с ультрабазитами Актотрацкого района находится целая серия типичных метасоматических образований в эндоконтактовых зонах ультраосновных тел. Состав их тальковый, тальк-карбонатный, актинолитовый и хлоритовый. Все они образованы за счет серпентинитов.

Некоторые массивы гипербазитов (см. рис. 26, участки 3,4) контактируют с мелкими телами бескварцевых диоритовых порфиритов, которые, по данным С.С.Куликова, отнесены к девону.

В Хемчикском районе присутствуют тела габбро и габбро-диоритов. Некоторые исследователи предполагают их тесную генетическую связь с ультраосновными породами (Пинус и др., 1955, 1958). Залегают эти габброиды среди пород алтынбулакской свиты. С вмещающими породами они имеют нечеткие, расплывчатые контакты, а с телами ультрабазитов – отчетливо рвущие, интрузивные. В периферических частях тел габброидов часто возникают гранат-визувинановые породы. Наиболее крупным по размерам массивом основных пород является тело сложного строения, расположенное в западной части района по северному борту урочища Хопсек. В Хемчикском районе отмечаются субвулканические интрузии раннекембрийского возраста, представленные диабазами и диабазовыми порфиридами. Как правило, они наблюдаются в виде даек и силлов мощностью от нескольких до первых десятков метров и длиной в десятки и сотни метров. Присутствуют также штокообразные тела

(площадью 0,5-1,5 км<sup>2</sup>), в которых наряду с диабазами в подчиненном количестве встречаются габбро и габбро-диабазы (Зайков, 1976). Они откартированы в северном борту урочища Эдыгей, на левобережье р.Алаш, восточнее урочища Хопсек. Переходы между всеми разностями постепенные. В.В.Зайков отмечает, что иногда на контакте интрузий в полосе 3-7 м развиты эруптивные брекчии. Обломки и цемент в ней большей частью сложен породами одинакового состава - базальтовыми и диабазовыми порфиритами.

Эффузивная часть офиолитового комплекса представлена базальтовыми порфиритами и туфами. Среди эффузивов и пирокластических пород залегают многочисленные линзы мраморизованных известняков и микрокварцитов.

### Анализ структуры

Альпийские гипербазиты района локализируются вне четко выраженных региональных разломов. Эта особенность отражена в своеобразном рисунке размещения массивов по площади (см. рис. 25).

В пределах участков распространения массивов Актовракской группы отложения алтынбулакской свиты образуют антиклинальную складку с углами падения в крыльях 60-85°. К ее замковой части почти строго согласно с простираем вмещающих слоистых толщ приурочен Актовракский гипербазитовый массив (см. рис. 26, участок 1). Вдоль южного крыла антиклинали протягивается Барунский гипербазитовый массив (см. рис. 26, участок 2), который представляет собой тело сложной конфигурации, в значительной мере несогласное с простираем наложения вмещающих толщ; на 30-40% площади он сложен серпентинитовыми брекчиями. Юго-западнее восточного окончания Браунского массива имеется еще ряд мелких тел ультраосновных пород (см. рис. 26, участок 3), прорванных интрузией диоритовых порфиритов среднего девона. На востоке, под покровом, четвертичных отложений, эти массивы предположительно сливаются с западной оконечностью Хемчикского ультраосновного массива, в несколько раз превышающего по площади Актовракский. Этот массив перекрыт четвертичными отложениями долины р.Хемчик. Выявлен он магнитной съемкой и впоследствии вскрыт бурением во время работ А.К.Сибилева в 1962 г.

В северном крыле антиклинали также имеются массивы гипербазитов (см. рис. 26, участок 4) - так называемая Эдыгейская группа. В северном крыле складки установлена серия разломов, часть из которых является послонными, часть срезает слоистость под острым углом. Плоскости сместителей имеют субвертикальное падение. Амплитуда смещения по зонам разломов незначительна и картируются они по зонам повышенной трещиноватости и наложенной минерализации. Имеется в районе также большое количество мелких трещин, выполненных кварцем и карбонатным материалом.

К другой категории разрывных нарушений относятся контакты ультраосновных тел с вмещающими породами. При изучении контактов больших и малых тел гипербазитов района Г.В.Пинус и его коллеги не обнаружили признаков активности "ультраосновной магмы" (Пинус и др., 1958, с.40). Позднее контакты массивов района стали описываться как тектонические (например, у С.С.Куликова). Северный контакт Актовракского массива представляет собой зону рассланцованных и дислоцированных серпентинитов мощностью до 50 м. Падение плоскости контакта в центральной части массива составляет 85° на север. В западном направлении падение плоскости контакта меняется на южное - 75-85°.

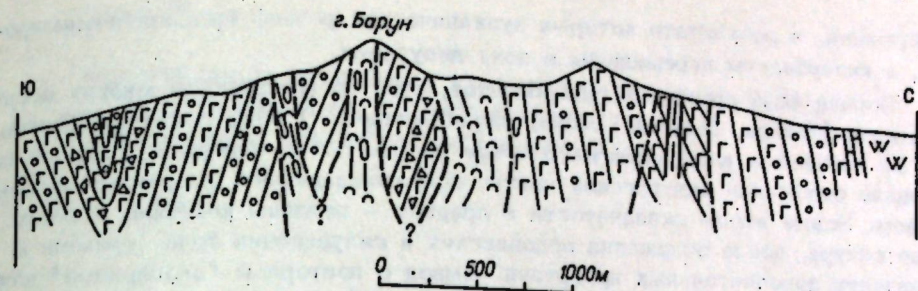


Рис. 27. Схематический геологический разрез района массивов актовракской группы. Усл. обозн. см. на рис. 26.

Южный контакт массива также выражен зоной дробления внутри серпентинитов. Он падает на север, под тело массива под углом 70-85°. Таким образом, судя по залеганию плоскостей контактов, массив имеет тенденцию к выклиниванию на глубине (рис. 27). По мнению А.К.Сибилева, зоны дробления агентов серпентинизации и асбестообразования благоприятны для продвижения в прилегающих к ультраосновному массиву эффузивах и туфах алтынбулакской свиты образовались актинолит-серпентинитовые, тальк-карбонатные и хлоритовые сланцы.

Мелкие серпентинитовые линзы чаще всего имеют резкие границы с вмещающими породами. На контакте в серпентинитах иногда наблюдается отчетливая флюидальная текстура. Часто выделяются узкие каемки мощностью от первых сантиметров до 0,5 м тонкого рассланцевания серпентинитовой массы, ориентированного под острым углом к плоскости контакта. Наличие в некоторых контактовых зонах серпентинитовых брекчий отмечалось выше.

### Особенности локализации гипербазитов Западной Тувы

Гипербазитовые массивы Западной Тувы заключены в интенсивно дислоцированные осадочно-вулканогенные образования, метаморфизм которых достигает фации зеленых сланцев.

Состав и строение гипербазитовых массивов и вмещающих их толщ Западной Тувы позволяют нам предположить, что здесь проявлен крайний случай протрузивного развития структуры офиолитовой ассоциации. Гипербазиты залегают здесь внутри наиболее древних отложений района. По реконструкции В.В.Зайкова (1976), Хемчикская зона на раннекембрийском этапе представляла собой зарождающуюся вулканическую геантиклиналь. В ее пределах реконструируется вулканический хребет, значительно возвышавшийся над ложем геосинклинального прогиба и достигший, судя по присутствию грубообломочных разностей и красноцветных пород, мелководной области. Коробление пластов и формирование мелкой складчатости, а также перемешивание разнофациальных по глубине осадкоотложения пород (данные П.А.Никитчина) В.В.Зайков объясняет проявлением гравитационного оползания слаболитифицированных толщ по склонам поднятия. К началу ленского века произошли тектонические



деформации, в результате которых вулканический рельеф был пенепленизирован, а гипербазиты перемещены в зону денудации.

Первая фаза протрузии гипербазитов, судя по материалам многих исследователей (Зайков, Зайкова, 1969; Коробейников, 1969; Никитчин, Рогов, 1972) произошла в досанаштыгольское время. После перерыва и эрозии последовало отложение акдуругской свиты, сопровождавшееся умеренным вулканизмом. Новые этапы складчатости в среднем – позднем кембрии, а затем в конце силура, после отложения ордовикских и силурийских толщ, привели к проявлению дополнительных протрузий. Вывод о повторном "диапиризме" холодных ультрабазитов в перекрывающие нижний кембрий горизонты разреза делают П.А. Никитчин и Н.В. Рогов (1972), хотя и предполагают при этом их магматическое одноактное внедрение в досанаштыгольское время. Представление о последующем "диапиризме" позволяет им объяснить появление ультраосновных массивов на различных уровнях разреза вплоть до силура, однако галька этих гипербазитов содержится уже в отложениях раннекембрийской акдуругской свиты.

Поскольку состав обломков, содержащихся в приконтактных серпентинитовых брекчиях, отражает состав толщ, пронизанных протрузией, можно предположить, что на не вскрытых эрозией уровнях разреза района присутствует комплекс высокометаморфизованных пород, в частности гранатовых амфиболитов. Залегание офиолитового комплекса в Хемчикском районе, с определенной долей условности, может быть истолковано как проявление протрузивной стадии развития офиолитового аллохтона (Перфильев, Руженцев, 1973; Руженцев, 1974), перекрывающего образования позднерифейской миеосинклинали зоны, располагавшейся к северо-западу от Хемчикско-Куртушибинской офиолитовой эвгеосинклинали (см. тектоническую схему В.В. Зайкова, 1976, с.114), в которой была сформирована офиолитовая серия Западной Тувы. Массивы гипербазитов при этом являются протрузивными куполами, залегающими в верхней части офиолитового аллохтона. Фронтальная часть покрова перекрыта девонскими образованиями Аксугской структурно-формационной зоны или уничтожена в процессе эрозии до их формирования.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПОЯСОВ  
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ  
И НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗВИТИЯ

Мы рассмотрели четыре примера различных по составу и строению гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. Сравним их по вещественным и структурным признакам между собой и со "стратотипическим" А.В. Пейве (1973). Корреляция отдельных компонентов всех рассмотренных комплексов приведена в табл. 8.

Одной из последних работ, где приводится характеристика состава и строения офиолитовой ассоциации полярноуральских габбро-гипербазитовых массивов, является статья А.Б. Дергунова и Ю.Е. Молдаваницева (1976), в которой подчеркнуты следующие важнейшие их черты. Прежде всего это закономерное пространственное расположение комплексов пород. С запада на восток комплексы наиболее глубинных ультраосновных пород последовательно сменяются менее глубинными основными, затем кислыми и вулканогенно-осадочными, формировавшимися уже на поверхности. Начиная от тектонического контакта с миеосинклинали отложениями западного склона Полярного Урала, эта последовательность представлена дунит-гарцбургитовым, дунит-клинопироксен-габбровым, габбро-амфиболитовым, тоналит-плагиогранитным, андезит-диабазовым и андезитовым магматическими и терригенно-карбонатным осадочным комплексами (рис. 28). Породы каждого комплекса слагают крупные пластообразные тела, протягивающиеся с юго-запада на северо-восток вдоль всего Полярного Урала и погружающиеся в восточном направлении. Мощность дунит-гарцбургитового тела изменяется от 0 до 10 км в связи с тем, что снизу оно ограничено пологим разломом, погружающимся в юго-восточном направлении. А.С. Перфильев (1968б) отмечает в подошве массива Рай-Из угол падения контакта 10-15°. Мощность других пластин составляет 4-6 км. Крупные пластообразные тела состоят из линзо- и пластообразных тел меньшего размера.

Второй характерной особенностью рассматриваемых комплексов пород указанные авторы считают широкое распространение планпараллельных текстур. В большинстве случаев планпараллельные образования погружаются на юго-восток под углом 40-60°. Структура полосчатости в дунит-гарцбургитовом комплексе перекрыта линейными структурами вышележащих комплексов несогласно.

Складчатые структуры имеют в основном северо-восточное простирание и опрокинутые на северо-запад осевые плоскости. Кроме них строение пояса осложняют надвиги, по которым наблюдается перемещение блоков с востока на запад. Оно определяется по тому, как габброиды перекрывают местами выходы полосчатого дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса и налегают непосредственно на дуниты и гарцбургиты. Плоскости надвигов погружаются на юго-восток местами под углом 20-30°, но чаще углы погружения более

Схема сопоставления офиолитовых комплексов Урала и Алтае-Саянской складчатой области

Урал	Кургушбинский хребет	Чагай-Узун	Хр. Борус	Западная Тува
Зеленокаменно из- мененные андезит- диабазовый и анде- зитовый вулканоген- ные и терригенно- карбонатный осадоч- ный комплексы	Зеленокаменно изме- ненные пиллоу-лавы, ксенолиты и линзы осадочных пород в них Диабазовый дайковый комплекс	Зеленокаменно изме- ненные основные эф- фузивы, их туфы, терригенные и кар- бонатные породы	Базальтовые и ди- абазовые порфириты, их туфы, кремни- стые и углеродистые сланцы	Базальтовые и ан- дезитовые порфириты, их туфы, микро- кварциты и извест- няки
Тоналит-плагиогра- нитный комплекс (развит не повсе- местно)	Габбро-диабазы и ура- литизированные габбро Габбро и клинопирок- сениты	Амфиболиты, гра- натовые амфиболиты, актинолитовые и хлоритовые, актино- лит-хлоритовые сланцы	Актинолитсодержа- щие кремнисто-хло- ритовые сланцы	Габбро (?)
Габбро-амфиболиты	Верлиты, троктолиты и габброанориты (редко)	Анопериidotитовые серпентиниты	Габбро-амфиболиты, амфиболиты	Анопериidotитовые серпентиниты
Дунит-клинопироксе- нит-габбровый комп- лекс	Дуниты и гарибургиты (в различной степе- ни серпентинизиро- ванные)	Серпентинизирован- ные в различной степени гарибурги- ты	Серпентинизиро- ванные в различ- ной степени гарц- бургиты с подчи- ненными дунитами и бронзитами	?
	Первые километры	до 1,5 км	Первые километры	до 1 км
	1,5-3 км	0,3 км-0,25 км	до 1,2 км	1,2 км
	0,4 км	0 - сотни метров	0,08 км	?

Примечание. Преимущественные типы контактов: — тектонические; — интрузивные;  
— стратиграфически несогласный; — постепенные переходы.

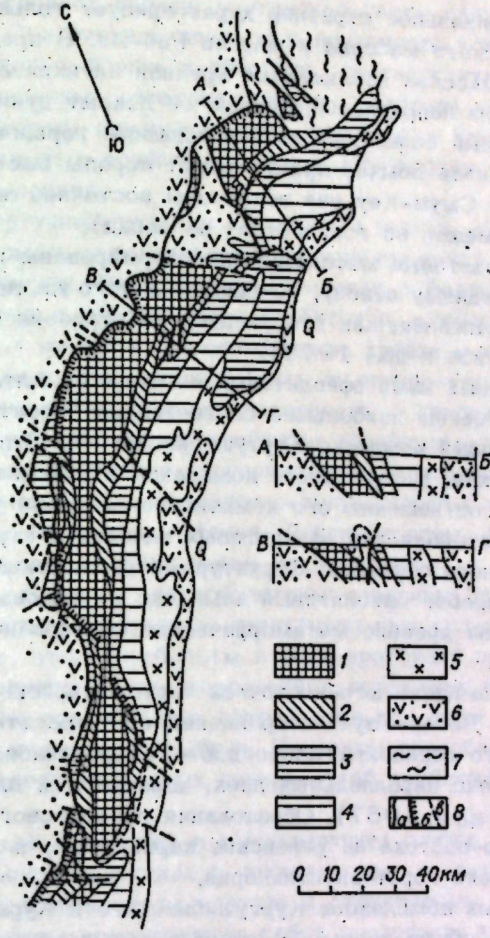


Рис. 28. Строение и геологическое положение габбро-гипербазитовых массивов Полярного Урала (по Дергунову, Молдавчанцеву, 1976).  
1 - дуниты и гарибургиты; 2 - дуниты-клинопироксениты-габбро; 3 - габбро-амфиболиты; 4 - тоналиты-плагииграниты; 5 - диориты; 6 - осадочно-вулканогенные отложения нижнего-среднего палеозоя; 7 - метаморфические породы (протерозой?); 8 - разломы: установленные крутопадающие (а), надвиги (б), предполагаемые (в). АБ - разрез через массив Рай-Из; ВГ - разрез через северную часть Вайкаро-Сыньинского массива.

крутые. Такое же расположение и сходную морфологию имеют пликативные и разрывные дислокации в толщах палеозойских осадочных и вулканогенных пород, примыкающих к габбро-гипербазитовому массиву с запада и востока. Юго-восточное крыло надвиговых структур всегда надвинуто на северо-западное, составляя единую динамическую систему, отвечающую субширотному сжатию.

Авторы статьи делают вывод, что до деформаций все рассматриваемые образования находились в одинаковом, т.е. близком к горизонтальному, залегании. Таким образом, главные черты строения габбро-гипербазитовых комплексов Полярного Урала - генеральная стратификация и первично субгоризонтальное залегание сложенных ими пластообразных тел.

Однако моноклиналиное строение характеризует только северную половину Вайкаро-Сыньинского массива и массив Рай-Из. В пределах большей южной части первого массива наблюдается крупная антиклиналь, ось которой погружается в южном направлении. В ядре ее вскрыт дунит-гарцбургитовый комплекс, обрамленный более высоко залегающими горизонтами. Вдоль западных контактов массивов обычно присутствуют породы высоких давлений (в обрамлении массива Сым-Кеу они встречены восточнее массива, поскольку он больше других смещен по горизонтали на запад).

Габбро-гипербазитовые массивы были сформированы и выведены на поверхность уже к среднему девону, но движения того же типа продолжались и позднее, до конца палеозоя, как это следует из строения северной части массива Рай-Из (Дергунов и др., 1975).

Из рассмотренных нами офиолитовых комплексов Алтае-Саянской области по составу и строению наибольшее соответствие "стратотипическому" разрезу имеет офиолитовый комплекс Куртушибинского хребта на участке между реками Иджим - Тихая. Внутри этого комплекса в отдельных разрезах и по пространственному соотношению его компонентов в плане устанавливается стратификация, характерная для офиолитовых пластин в структурах складчатых областей линейного строения. Структурные наблюдения показывают, что в Куртушибинском хребте офиолитовый комплекс из основания разреза салаирида Тувы надвинут на древние метаморфические образования Куртушибинского антиклинория.

Офиолитовый комплекс юго-восточной части Курайского гипербазитового пояса в районе пос. Чаган-Узун по сравнению со "стратотипическим" разрезом лишен полноразвитого горизонта габброидов - габбро-диабазов. Не развит здесь и диабазовый комплекс параллельных даек, характерный для разрезов типа массива Тродос (Gass, 1967). Образования офиолитового комплекса надвинуты здесь с северо-востока на рифейские карбонатные и вулканогенные отложения Баратальского горст-антиклинория.

Для офиолитовых комплексов Куртушибинского и Курайского поясов характерны следующие общие черты: 1) офиолитовые комплексы залегают на границе между разновозрастными по времени проявления завершающей складчатости зонами; 2) в составе и строении комплексов расшифровываются черты, свойственные офиолитам складчатых областей линейного строения; 3) характерны тектонические контакты между компонентами, аналогичными компонентам "стратотипического" разреза. Часто эти контакты имеют характер послонных срывов. Для Курайского пояса срывы проявлены более отчетливо, чем для Куртушибинского, в связи с формированием пакета тектонических пластин; 4) наблюдается ступенчатость сети разломов различных простираний в зоне перехода от ультраосновной к осадочно-вулканогенной части разреза; 5) обе пояса в среднем палеозое подверглись процессам тектоно-магматической активизации, однако структурные преобразования в Курайском поясе проявлены сильнее.

Существенно отличается тектоническая позиция и состав гипербазитового пояса хр. Борус. Он расположен между двумя блоками докембрийской консолидации и представлен более обширной гаммой ультраосновных пород, чем в двух первых случаях. Однако промежуточные между ультрабазитами и осадочно-вулканогенными толщами компоненты "стратотипического" разреза представлены здесь лишь фрагментарно в виде обломков внутри серпентинитовых брекчий. Гипербазиты заключены в метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и филлитовой фаций отложения чингинской свиты Западного Саяна. В структуре пояса гипербазиты залегают в форме крутопадающего пластообраз-

ного тела, которое рассекает выходы чингинской свиты вдоль простирания складчатых структур. Присутствие вдоль юго-восточного контакта Борусского массива в серпентинитовых брекчиях обломков, соответствующих по составу промежуточным компонентам "стратотипического" разреза офиолитовой ассоциации, является косвенным признаком того, что разрез комплекса надстраивается здесь на нескрытых эрозией уровнях в юго-восточном направлении от ультрабазитового массива.

В отличие от Куртушибинского и Курайского поясов здесь развита только одна система разломов, параллельная простиранию пояса и определяющая его современную структуру. Вместо родингитизации в Борусском поясе проявлена альбитизация пород с образованием альбититов, а вместо глаукофановых сланцев, как это имеет место в Куртушибинском хребте - жадеититы.

Гипербазитовые массивы Западной Тувы не приурочены к какой-либо четко выраженной зоне разлома. Они распространены в пределах поля раннекембрийских образований, являющихся древнейшими породами района. Гипербазиты представлены почти исключительно апоперидотитовыми серпентинитами. Степень метаморфизма вмещающих их осадочно-вулканогенных отложений раннего кембрия достигает зеленосланцевой фации. Другие породы, присущие "стратотипическому" разрезу, здесь практически отсутствуют.

В структурном отношении гипербазитовые массивы Западной Тувы приурочены к замкам и крыльям крупных антиклинальных складок. Некоторые исследователи отмечают, что гипербазиты в виде протрузий проникают из толщ нижнего кембрия в перекрывающие терригенные отложения вплоть до силура включительно, а галька гипербазитов встречается при этом на различных уровнях разреза, начиная с нижнего кембрия. Контакты гипербазитовых массивов тектонические, залегание контактовых поверхностей приближается к вертикальному.

Массивам Западной Тувы, как и в предыдущем случае, свойственно в значительной мере согласное залегание с пликативными структурами вмещающих образований. Судя по особенностям состава и структурным соотношениям с вмещающими, гипербазиты представляют собой протрузии, которые располагаются в пределах сравнительно широкой площади.

Таким образом, поставленная нами задача выявления особенностей офиолитовых комплексов Алтае-Саянской области по наборам пород, представленных в их разрезах, свелась к выявлению примеров полного соответствия "стратотипическому" разрезу, а также примеров разрезов офиолитовых комплексов с наборами: гипербазиты - амфиболиты - зеленокаменные эффузивы и терригенные отложения; гипербазиты, зеленокаменные эффузивно-осадочные отложения. В обоих последних случаях габброиды в составе комплексов присутствуют в незначительных количествах и обособленного горизонта не образуют.

Во всех рассмотренных массивах распространены серпентинитовые брекчии. Они приурочены к зонам разломов как внутри массивов, так и в их контактовых частях. Брекчии, залегающие в подошве офиолитовых аллохтонов, аналогичны серпентинитовому меланжу складчатых областей линейного строения, однако чаще встречаются случаи, когда серпентинитовые брекчии приурочены к приконтактовым частям протрузивных куполов, а местами, например в Барунском массиве Актотракского района, слагают большую часть объема протрузии.

Для складчатых областей с линейным типом строения характерно размещение офиолитовой ассоциации чаще всего в основании офиолитовых аллохтонов. Определяющим структурным фактором при этом является наличие разрывного нарушения, по плоскости которого произошло надвижение (шарырование) сег-

мента древней океанической коры на континентальную (Пейве, 1969). В последующие фазы тектонического развития толщи аллохтона часто подвержены интенсивным складчатым дислокациям, существенно изменяющим их внутреннюю структуру. Процесс образования аллохтонных пластин и их структурных преобразований рассмотрен В.С.Буртманом (1973, 1976).

Изучение морфологии гипербазитовых поясов Алтае-Саянской области мозаично-блокового строения и реконструкция возможной динамики их формирования выявляют следующие черты. Простирающиеся гипербазитовые поясы области изменчиво и подчинены мозаике присутствующих внутри области древних блоков. Структурный рисунок области, как это подчеркивалось некоторыми исследователями (Пейве, 1960; Пейве и др., 1972), во многом определяется спецификой региональных разломов, разделявших в различные этапы ее образования блоки земной коры различного типа – океанического, переходного и континентального. Ширина офиолитовых зон, вмещающих гипербазиты, в современной структуре часто оказывается меньше мощности "гранитного" слоя, рассчитанной по геофизическим данным для этих участков (Беляевский, 1974). Это указывает скорее всего на скупивание горных масс внутри салаирских эвгеосинклинальных зон в процессе складчатости и сокращение их площади. Взаимотношение альпийских гипербазитов с вмещающими породами характеризуется во всех случаях тектоническими контактами, т. е. они находятся во вторичном залегании (Кузнецов, 1976а). Это согласуется с представлениями о сорванном аллохтонном залегании гипербазитов и офиолитовой ассоциации в целом, характерном для складчатых областей с линейным типом строения. В некоторых гипербазитовых поясах Алтае-Саянской области отчетливо намечается аналогия состава и закономерностей внутреннего строения офиолитовых серий с подобными образованиями складчатых областей линейного строения. Однако при этом наблюдается ряд особенностей.

Прежде всего это крутое до субвертикального залегание плоскостей разломов, по которым гипербазиты контактируют с вмещающими породами. Столь же крутое залегание имеет напластование внутри всего офиолитового комплекса. Ширина выходов офиолитового комплекса на поверхность обычно близка к мощности входящих в него компонентов по разрезу, которые как бы поставлены на "ребро" среди окружающих офиолитовую зону образований.

Наблюдения П.М.Бондаренко на Горном Алтае и его экспериментальные работы (1976) показывают, что для структур складчатых областей мозаичного строения возможна трансформация тангенциальных напряжений, вызвавших складчатость, в вертикальные перемещения блоков горных пород на границе между относительно консолидированными "ядрами" и подвижными складчатыми зонами. Результатом этого является преобразование первично полого залегающих разрывов, по которым происходили подвижки покровного типа, в структуры взбросового или надвигового типа, имеющие крутое залегание поверхностей сместителей. Примером подобной трансформации формы покрова во взбросо-надвиг является по нашему мнению, структура в районе пос. Чаган-Узун.

Сравнение разрезов офиолитовых комплексов Алтае-Саянской области со "стратотипическим" разрезом офиолитовой ассоциации (см. табл. 8), а также анализ данных о пластических деформациях гипербазитов и других компонентов офиолитовой ассоциации (Лучицкий и др., 1963, 1967; Гончаренко, 1976, 1977), приводят к заключению, что компоненты офиолитовой ассоциации могут испытать интенсивную механическую сепарацию за счет различной компетентности во время складчатых деформаций. В результате этого отдельные части офиолитовой ассоциации могут оказаться в разрезе на несвойственных им уровнях по сравнению со "стратотипическим" разрезом (Кузнецов, 1976б).

Завершение времени формирования офиолитовой ассоциации в гипербазитовых поясах Алтае-Саянской области на большей части территории фиксируется по залеганию в кровле ее разреза отложений с фауной ленского яруса нижнего кембрия. Образование в структуре области гипербазитовых поясов с появлением гипербазитов на поверхности является, за некоторым исключением, результатом складчатости офиолитовых зон в раннем кембрии. Разломы, по которым произошли перемещения крупных блоков земной коры с офиолитовой ассоциацией в основании, выступают, как правило, в роли границ между разновозрастными структурно-формационными зонами: блоками, сформированными байкальским (?) и салаирским тектогенезами. Наличие в составе разрезов последних офиолитовой ассоциации позволяет предположить, что они возникли в процессе новообразования земной коры, хотя эта проблема требует дальнейшего изучения.

Исследование внутренней структуры гипербазитовых поясов показывает, что в зоне, переходной от ультрабазитовой к габбро-пироксенитовой или амфиболитовой части разреза, наблюдается максимальное дробление его горизонтов на блоки. Вероятно, это связано с различной компетентностью гипербазитов и перекрывающих их пород. Пластическое течение внутри гипербазитов в периоды складчатости вызывает дробление пограничных с ними компетентных пород, в которых доминируют разрывные, а не пликативные деформации. Впоследствии эти зоны повышенной раздробленности оказываются благоприятными для проявления метасоматических преобразований.

Значительное количество редуцированных разрезов офиолитовой ассоциации в пределах Алтае-Саянской области объясняется более частым проявлением вертикальных протрузий гипербазитов по сравнению с поясами альпийского типа. Развитие структур, в которых залегают образования офиолитовой ассоциации, подчинялось конфигурации мозаики остаточных докембрийских блоков и салаирских геосинклинальных зон. При достаточной ширине геосинклинальных прогибов сокращение их площади при складчатости приводило к скупиванию горных пород внутри них и выжиманию офиолитовых аллохтонов на смежные более консолидированные блоки, т. е. механизм их образования аналогичен образованию покровов в складчатых областях линейного строения. Однако наличие блоков – реликтов более раннего тектогенеза – осложняло этот процесс. Небольшая ширина некоторых зон, например Борусской, приводило к тому, что в скупивание вовлекался недостаточный объем горных масс, и крупная складка, которая затем могла перерасти в офиолитовый покров, не образовывалась. Деформация заканчивалась развитием антиклинальной структуры и протрузией гипербазитов в ее кровлю.

Соответствие морфологии гипербазитовых поясов простирающую пликативных структур и древних разломов внутри автохтонов отражает скорее всего соподчинение основания палеопокровов элементам древнего рельефа, который зависел от геологического строения автохтона. В этих случаях надвиги офиолитов на пологодислоцированные слоистые толщи определили кажущуюся "конкордантность" гипербазитовых массивов по отношению к вмещающим породам.

Другим фактором, приводящим к появлению "конкордантности", является, возможно, образование послонных срывов в осадочных толщах, вдоль плоскостей которых (при достаточно интенсивной складчатости) гипербазиты получили возможность протрузивно внедряться внутрь этих толщ.

В складчатых областях мозаично-блокового строения офиолитовая ассоциация формируется в результате специфического тектонического развития.

Аномальное возрастание теплового потока образует зону глубинного разлома, в которой происходит частичная деструкция древней консолидированной земной коры и горизонтальное раздвижение ее блоков. Новообразование симатической коры сопровождается поступлением значительных объемов терригенного материала с прилегающих участков, сложенных древней силлической корой. При этом, как уже было отмечено рядом исследователей (Пейве, 1960; Пейве и др., 1972), области мозаичного строения характеризуются незначительными, по сравнению с областями линейного типа, проявлениями тектонических покровов. В них шире проявляются сдвиговые дислокации, вызывающие торцовые сочленения различно построенных и разновозрастных блоков и резкие изгибы простирающихся структур на относительно небольших пространствах.

Вовлеченные в складчатые деформации пластичные ультраосновные породы из основания геосинклинального разреза часто протрузивно протыкают перекрывающие их образования, разрушая первичное строение офиолитовой ассоциации. Однако изредка встречаются случаи, когда пликативные деформации и блоковые подвижки способствуют подъему нижних частей этого разреза к поверхности без нарушения или с относительно небольшим нарушением первичных взаимоотношений между его компонентами. При этом, по нашему мнению, общий размах горизонтальных движений, приведший к вскрытию подкоровых горизонтов при формировании офиолитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области, представлял собой "умеренный спрединг", не сопоставимый по своим масштабам со спредингом, приводящим к образованию океанов, что допускается некоторыми ультрамобилистскими палеотектоническими реконструкциями.

## ВЫВОДЫ

1. В Алтае-Саянской складчатой области офиолитовые пояса по составу и закономерностям внутреннего строения соответствуют офиолитам складчатых областей линейного строения, которые отождествляются с фундаментом древних эвгеосинклинальных зон и океанической корой геологического прошлого. Однако чаще в результате структурной перестройки и образования протрузий массивы гипербазитов оказываются вскрытыми среди пород верхних частей офиолитового комплекса или перекрывающих их терригенных отложений.

2. В структуре офиолитовых поясов Алтае-Саянской области габброиды и амфиболиты часто встречаются не в форме субстратифицированных горизонтов, а лишь в обломках среди серпентинитовых брекчий. Это связано, вероятно, с их более высокой компетентностью по отношению к гипербазитам, которые в форме протрузий поднимаются сквозь перекрывающие их в разрезе горизонты, увлекая с собой их обломки.

3. Морфология "гипербазитовых" поясов области определяется в значительной мере их тектоническим положением. При достаточно больших размерах эвгеосинклинальных зон в процессе складчатости вовлекались объемы горных пород, достаточные для образования крупных складок, перераставших впоследствии в офиолитовые аллохтоны, как в складчатых областях линейного строения. Наличие в пределах области остаточных докембрийских блоков осложняло эту картину. Когда ширина геосинклинальной зоны, окруженной блоками более древней консолидированной коры, была недостаточной, развитие офиолитового пояса заканчивалось протрузией гипербазитов в перекрывающие их отложения. В результате возникал "гипербазитовый" пояс, а надвигов офиолитов на смежные зоны не возникало. Мы считаем этот случай характерным для складчатых областей с мозаично-блоковым строением.

4. Залегание гипербазитов в форме крутопадающих пласто- и линзообразных тел и согласное их залегание с пликативными структурами во вмещающих толщах могут быть результатом деформаций палеопокровов, согласно залегавших на полого дислоцированных толщах автохтонов в периоды, предшествовавшие поздним фазам складчатости области мозаично-блокового строения. Другим случаем может являться проникновение протрузий гипербазитов вдоль напластования в смятые до субвертикальных складок толщи геосинклинального разреза, в нормальном залегании перекрывавших образования офиолитовой ассоциации.

- Арган Э. Тектоника Азии. М.-Л., ОНТИ, 1935. 192 с.
- Луменго Ф., Ланкаревик Б., Росс Д. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с.ш.). - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., "Мир", 1973, с. 168-197.
- Баженов И.К. Западный Саян. Очерки по геологии Сибири. Изд-во АН СССР, 1934. 137 с.
- Бейли Э.Г., Блейк М.К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. Ст. 1. Геотектоника, 1969а, № 3, с. 17-30.
- Бейли Э.Г., Блейк М.К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. Ст. 2. Геотектоника, 1969б, № 4, с. 24-34.
- Бейли Э.Г., Блейк М.К. Офиолиты тихоокеанского пояса. - В кн.: Тезисы докладов симпозиума "Офиолиты в земной коре". М., "Наука", 1973, с. 35-37.
- Белостоцкий И.И. Тектонические покровы в бассейне р. Девола в Динаридах. - "Геотектоника", 1967, № 6, с. 25-48.
- Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М., "Недра", 1974. 280 с.
- Боголепов К.В., Яншин А.Л. О современных гипотезах образования гипербазитов и структуре Чаган-Узунского массива в горном Алтае. - "Геол. и геофиз.", 1973, № 8, с. 12-24.
- Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях (на примере акташских структур Горного Алтая). Новосибирск, "Наука", 1976. 118 с.
- Боннати Э., Гоннорец Х., Феррара Г. Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта. - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., "Мир", 1973, с. 9-29.
- Боровиков А.М. Типы поперечных сочленений линейных структурных элементов (на примере Шапшальского тектонического узла). М., "Наука", 1971. 103 с.
- Брюни Ж. К дискуссии о магматическом или тектоническом становлении офиолитов. - В кн.: Тезисы докладов симпозиума "Офиолиты в земной коре", М., "Наука", 1973, с. 7-8.
- Булькин Л.Д., Золов К.К. Формации ультраосновных пород Урала и принципы их выделения. - В кн.: Геологические формации. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1968, с. 71-78.
- Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. М., "Недра", 1973. 104 с.
- Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых областей. М., "Наука", 1976. 164 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 289).
- Васильев Д.А. Стратиграфия и тектоника докембрийских и кембрийских отложений Алтае-Саянской горной области. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1968. 477 с.

Велинский В.В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, "Наука", 1968. 154 с.

Велинский В.В., Пинус Г.В. Некоторые общие вопросы генезиса альпинотипных гипербазитов. - В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, "Наука", 1973, с. 360-376. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 213).

Вильямс Г. Океаническая кора и мантия на континенте в Северных Аппалачах и структурная последовательность перемещения пород в Западном Ньюфаундленде. - В кн.: Тезисы докладов симпозиума "Офиолиты в земной коре". М., "Наука", 1973, с. 54.

Гончаренко А.И. Пластические деформации гипербазитов и их петрогенетическое значение. - "Сов. геология", 1976, № 12, с. 75-86.

Гончаренко А.И. Складчатые деформации альпинотипных гипербазитов юга Сибири. - "Докл. АН СССР", 1977, т. 235, № 2, с. 431-434.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. - В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968, с. 132-227.

Дергунов А.Б. Структура зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М., "Наука", 1967. 215 с. (Труды ГИН АН СССР).

Дергунов А.Б., Казак А.П., Молдаванцев Ю.Е. Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал). - "Геотектоника", 1975, № 1, с. 28-34.

Дергунов А.Б., Молдаванцев Ю.Е. О строении и тектоническом положении габбро-гипербазитовых массивов Полярного Урала. "Геотектоника", 1976, № 3, с. 93-106.

Добрецов Н.Л. Жадентовые породы в гипербазитах Западных Саян и других районов. Канд. дис. Новосибирск, 1962. 387 с.

Добрецов Н.Л. Минералогия, петрология и генезис гипербазитов, жаденитов и альбититов хр. Борус (Западный Саян). - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, 1963, с. 242-316. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 15).

Добрецов Н.Л. Глаукофановые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР. Новосибирск, "Наука", Сибирское отделение, 1974а. 429 с.

Добрецов Н.Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов. - "Докл. АН СССР", т. 216, 1974б, № 6, с. 1383-1386.

Добрецов Н.Л., Лаврентьев Ю.Г., Пономарева Л.Г., Поспелова Л.Н. Особенности минералогии глаукофановых сланцев Пенжинского пояса. - "Геол. и геофиз.", 1973, № 8, с. 25-35.

Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушибинского хребта. - "Геол. и геофиз.", 1976, № 2, с. 40-53.

Еремеев В.П., Сибилев А.К. Иджимский гипербазитовый плутон (Западный Саян) в связи с его асбестоносностью. - "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1969, № 8, с. 14-24.

Еремеев В.П., Сибилев А.К. Саяно-Тувинский гипербазитовый пояс и связанная с ним металлогения. - В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., "Наука", 1974, с. 340-343.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытымский платиноносный массив. М., "Наука", 1967. 366 с.

Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Л., Изд-во Геол. ком-та, 1928, вып. 108. 56 с. (Материалы по общей и прикладной геологии).

Зайков В.В. Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы. Новосибирск, "Наука", 1976. 127 с.

- Зайков В.В., Зайкова Е.В. О возрасте актовракского комплекса и перерыве в нижнем кембрии Тувы. – "Геол. и геофиз.", 1969, № 7, с. 121–124.
- Зверев А.Т., Лобанова Г.М. Природа габбро-амфиболитов Главного гипербазитового пояса Урала (на примере Кемпирсайского и Хабарнинского массивов). – "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1973, № 9, с. 53–66.
- Зоненшайн Л.П. Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963. 111 с.
- Зоненшайн Л.П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии. – "Геотектоника", 1967, № 6, с. 49–69.
- Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому поясу. М., "Недра", 1972. 240 с.
- Зыбин В.А. К стратиграфии древних толщ юго-восточной части Горного Алтая. – "Изв. Алтайского отд. географ. об-ва СССР", вып. 8, 1967, с. 49–62.
- Зыбин В.А. Строение зоны Курайского разлома в юго-восточной части Горного Алтая. – "Изв. Алтайского отд. географ. об-ва СССР", вып. 9, 1969, с. 79–86.
- Иванкин П.Ф., Шеглов А.П. Районирование Алтае-Саянской складчатой области и основные черты ее тектоно-магматического развития в палеозое. – В кн.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971, с. 4–23. (Труды СНИИГГиМС, вып. 128).
- Ильин А.В., Кудрявцев Г.А. Возраст, характер размещения и вероятная тектоническая интерпретация гипербазитов юга Сибири – севера Монголии. – "Бюлл. МОИП. Отдел. геол.", 1973, т. 48, вып. 5, с. 83–96.
- Исаков В.М. О зависимости состава эффузивов офиолитового комплекса Западного Саяна от их положения в разрезе. – В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с. 50–52.
- Исаков В.М. Западный Саян в позднем рифее – раннем кембрии. Автореф. канд. дис. Томск, 1974. 23 с.
- Исаков В.М., Коробейников В.П. Разрезы докембрия и кембрия Борусского грабен-синклинория в Западном Саяне. Новосибирск, 1969, с.39–44. (Труды СНИИГГиМС, вып. 84).
- Казаков И.Н. Верхний протерозой Западного Саяна. – "Геол. и геофиз.", 1967, № 1, с. 131–135.
- Казьмин В.Г. К проблеме "альпийского" меланжа. – "Геотектоника", 1971, № 2, с. 19–28.
- Кепежинкас К.Б., Лепезин Г.Г., Тимофеев Б.В., Хильтова В.Я., Хлестов В.В. Новые данные о времени осадконакопления метаморфических комплексов Горного Алтая и Западного Саяна. – "Геол. и геофиз.", 1975, № 11, с. 143–146.
- Книппер А.Л. Габброиды офиолитовой "формации" в разрезе океанической коры. – "Геотектоника", 1970, № 2, с. 112–120.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М., "Наука", 1975. 208 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 267).
- Коробейников В.П. Джебашский метаморфический комплекс Западного Саяна. Канд. дис. Новосибирск, 1971. 366 с.
- Коробейников В.П., Исаков В.М. К тектонике и стратиграфии метаморфических комплексов докембрия и кембрия Западного Саяна. – Новосибирск, 1965, с. 3–14, (Труды СНИИГГиМС, вып. 34).

- Коробейников В.П. О возрасте акдурогской свиты нижнего кембрия Западной Тувы. Новосибирск, 1969, с. 45–48. (Труды СНИИГГиМС, вып. 84).
- Кочетков А.Я. Основные черты геологического строения зоны сопряжения Западного Саяна и Тувы (междуречье Хемчик – Алаш). – "Изв. вузов. Геол. и разв.", 1975, № 8, с. 19–25.
- Красильников Б.Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. М., "Наука", 1966. 248с.
- Кузнецов В.А. Чаган-Узунское ртутное месторождение на Алтае. – "Вестник ЗСПГТ", 1, 5, 1934, с. 26–36.
- Кузнецов В.А. Ртутные месторождения Алтая. – В кн.: Редкие и малые металлы СССР. Ч. 1. Изд-во АН СССР и Союзредметразведка, 1939, с. 293–377.
- Кузнецов В.А. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы. – "Докл. АН СССР", 1948, т.60, № 2, с. 269–271.
- Кузнецов В.А. О зоне сопряжения Западного Саяна и Тувы. – "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1950, № 6, с. 92–95.
- Кузнецов В.А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. – В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1954, с. 202–227.
- Кузнецов П.П. О структурных особенностях Чаганузунского массива гипербазитов. – В кн.: Исследования по геологии и геофизике Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1975, с. 16–18.
- Кузнецов П.П. Вопросы типизации нижнепалеозойских офиолитовых комплексов Алтае-Саянской области. – В кн.: Эволюция тектонических структур, их происхождение и типизация. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1976, с.25–27.
- Кузнецов П.П. Зависимость состава и структуры офиолитовых комплексов Алтае-Саянской области от особенностей их тектонической переработки. – "Геол. и геофиз.", 1976, № 8, с. 26–34.
- Кузнецов П.П., Симонов В.А. Некоторые черты строения Чаганузунского гипербазитового массива (Горный Алтай). – "Геол. и геофиз.", 1976, № 7, с. 102–106.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964. 388 с.
- Лапин Б.Н. Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая. – В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 69–152. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып.13).
- Лодочников В.Н. Серпентины и серпентиниты иличирские и другие петрологические вопросы с ними связанные. Л., ОНТИ 1936. 817 с. (Труды ЦНИГРИ, вып. 38).
- Лучицкий И.В., Громин В.И., Ушаков Г.Л. Сравнительные данные по деформации кварца, обсидиана, оливинита, серпентинита и мрамора. – "Геол. и геофиз.", 1963, № 12, с. 35–47.
- Лучицкий И.В., Громин В.И., Ушаков Г.Л. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск, "Наука", 1967. 74 с.
- Лучицкий И.В., Громин В.И., Ушаков Г.Л. Деформация гипербазитов при высоких давлениях и температурах. – В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, "Наука", 1971, с. 148–152.
- Малахов И.А. Петрохимия гипербазитов и условия их образования. – В кн.: Проблемы петрологии и гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1973, с. 85–100.

Марков М.С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг. - "Геотектоника", 1970, № 2, с. 93-111.

Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М., "Наука", 1975. 232 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 268).

Миясиро А. Метаморфизм и связанный с ним магнетизм в свете положений тектоники плит. - В кн.: Новая глобальная тектоника. М., "Мир", 1974, с. 243-265.

Мелсон У.Г., Томпсон Г. Петрология пород зоны трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического хребта. - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., "Мир", 1973, с.30-49.

Морковкина В.Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов в связи с зонами глубинных разломов. - В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М., "Наука", 1964, с. 66-76.

Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., "Наука", 1967. 280 с.

Морковкина В.Ф. Роль тектоники и метасоматических процессов в формировании гипербазитовых поясов складчатых областей. - В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., "Наука", 1968, с. 26-31.

Морковкина В.Ф. Вопросы генезиса габброидов, ассоциирующих с альпинотипными гипербазитами. - В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., "Наука", 1973, с. 66-77.

Москалева С.В. О генезисе некоторых габбровых и гипербазитовых пород Урала. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 402-405.

Москалева С.В. О структурном положении гипербазитовой формации Урала. - "Сов. геология", 1962, № 12, с. 57-69.

Москалева С.В. О гипербазитовых поясах и зонах глубинных разломов (на примере Урала). - В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра", 1964, с. 127-133.

Москалева С.В. Тектоническое положение гипербазитовых формаций складчатых областей СССР в связи с проблемой верхней мантии. - В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., "Наука", 1968, с. 179-186.

Москалева С.В. Роль метасоматоза в формировании гипербазитов складчатых областей. - В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1973, с. 57-74.

Москалева С.В., Немцович В.М., Шульд С.С. (мл.). Тектоническое положение офиолитовых ассоциаций в палеозойских складчатых областях СССР. - В кн.: Тезисы докладов симпозиума "Офиолиты в земной коре", М., "Наука", 1973, с. 57-59.

Мурз Е.М. Природа и развитие офиолитовых комплексов: сравнения с современной океанической корой и некоторые приложения. - 3 кн.: Тезисы докладов симпозиума "Офиолиты в земной коре". М., "Наука", 1973, с. 13-14.

Мурз Е.М., Вайн Ф.Дж. Массив Тродос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., "Мир", 1973, с. 50-74.

Мусатов Д.И. Некоторые особенности глубинных разломов на примере складчатых областей юга Красноярского края. - В кн.: Тектоника Сибири. Т.П. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 153-163.

Научная программа работы по проекту "Офиолиты континентов и сравнимые с ними породы океанов" (73/1/39) - ЮНЕСКО МСГЧ. Москва, роталпринт ВИЭМС, 1974. 30 с.

Немцович В.М. Тектоническая позиция гипербазитов Алтае-Саянской области. - "Бюлл. МОИП. Отдел. геол.", т. 48, № 5, 1973, с. 97-101.

Немцович В.М. Структурно-фациальные формы проявления гипербазитовых интрузий. - "Изв. вузов. Геол. и развед.", 1975, № 2, с. 70-74.

Нехорошев В.П. Геологическая карта Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958. 259 с.

Никитчин П.А., Рогов Н.В. К вопросу о "разновозрастности" гипербазитовых интрузий Тувы. - В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., "Наука", 1972, с. 80-84.

Обуэн Ж. Геосинклинали. М., "Мир", 1967. 302 с.

Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Ст. 1. - "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1956, № 1, с. 90-105.

Пейве А.В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. - В кн.: Структура земной коры и деформация горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 65-72.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - "Геотектоника", 1969, № 4, с. 5-23.

Пейве А.В. Офиолиты в структуре земной коры. - В кн.: Тезисы докладов симпозиума "Офиолиты в земной коре". М., "Наука", 1973, с. 60-63.

Пейве А.В., Богданов Н.А., Книппер А.Л., Перфильев А.С. Офиолиты: современное состояние и задачи исследования. - "Геотектоника", 1977, № 6, с. 4-14.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинали процесса. - "Сов. геология", 1972, № 12, с. 7-25.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспелов И.И., Реженцев С.В., Самыгин С.Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. - В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Недра", 1971, с. 9-24.

Перфильев А.С. Два типа развития палеозойских геосинклиналильных систем. - В кн.: Орогенетические пояса. М., "Наука", 1968а, с. 132-137.

Перфильев А.С. Особенности тектоники Севера Урала. М., "Наука", 1968б, с. 223.

Перфильев А.С., Руженцев С.В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах. - "Геотектоника", 1973, № 3, с. 14-26.

Перфильев А.С., Руженцев С.В. Структурная эволюция габбро-гипербазитового комплекса складчатых областей. - В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1973, с.30-43.

Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск, "Наука", 1977. 21 с.

Пинус Г.В. Современное состояние проблемы генезиса гипербазитов. - В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1973, с. 4-15.

Пинус Г.В. О взаимоотношении габброидов и гипербазитов в офиолитовых сериях. - "Геол. и геофиз.", 1974, № 5, с. 139-143.

Пинус Г.В. Структурное положение альпинотипных гипербазитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе. - "Геол. и геофиз.", 1976, № 8, с.3-10

Пинус Г.В., Велицкий В.В., Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Банников О.Л. Альпинотипные гипербазиты Анадыро-Корякской складчатой системы. Новосибирск, "Наука", 1973. 320 с.



- Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., "Наука", 1966. 211 с.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Тувы. М., Изд-во АН СССР, 1955. 135 с. (Труды Тувинской компл. экз., вып. 2).
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.
- Пресс Ф. Скорости сейсмических волн. - В кн.: Справочник физич. констант горных пород. М., "Мир", 1969. 543 с.
- Репина Л.Н., Хоментовский В.В., Журавлева И.Т., Розанова А.Ю. Характеристика комплексов археоциат и трилобитов нижнего кембрия Саяно-Алтайской складчатой области. - В кн.: Биостратиграфия нижнего кембрия Саяно-Алтайской складчатой области. М., "Наука", 1964, с. 73-149.
- Роджерс Дж. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей. - "Геотектоника", 1968, № 3, с. 3-29.
- Романенко М.Ф. О позднем докембрии в Алтае-Саянской горной области. - В кн.: Вопросы географии Кузбасса и Горного Алтая. Вып. 4, Новокузнецк, изд. Кемеровского пед. ин-та, 1971, с. 134-138.
- Руженцев С.В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала. - В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971, с. 25-40.
- Руженцев С.В. Щарьяжи и их роль в развитии линейных складчатых поясов. Автореф. докт. дис. М., 1974. 50 с.
- Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллоктоны. М., "Наука", 1976. 172 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 283).
- Румянцев Н.А., Мазина Е.А., Молдаванцев Ю.Е., Сергиевский В.М., Смирнов Ю.Б. Опыт составления Уральского макета карты магматических формаций СССР (масштаб 1:25 000 000). Свердловск, 1969, с.165-172. (Труды 2-го Уральского петрографического совещания, т. 1).
- Савельев А.А., Савельева Г.Н. Петрология и хромитоносность гипербазитов Вайкаро-Сыньинского массива. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, "Уральский рабочий", 1969, с. 134-139.
- Сенников В.М. Тектоническое районирование юго-западной части Алтае-Саянской складчатой области. Красноярск, 1969. 62 с.
- Сенников В.М. Ордовик в истории развития структур южной части Алтае-Саянской складчатой области. Автореф. докт. дис. Томск, 1973. 46 с.
- Сивов А.Г. Нижний кембрий Западного Саяна. - "Изв. Томского политехнического ин-та", т. 74, вып. 2, 1953. 93 с.
- Сивов А.Г., Пинус Г.В. К вопросу о поисках асбеста и платины в бассейне р.Ус. в Западном Саяне. - "Вестник ЗСГГТ", 1934, № 5.
- Смирнов Ю.В. Тектоническое положение каледонских гипербазитов юга Сибири в связи с их асбестоносностью. - "Бюлл. МОИП. Отдел. геол.", 1975, т. 50, вып. 1. 156 с.
- Сурков В.С. О природе различных соотношений между геофизическими аномалиями и геологическими структурами (на примере Алтае-Саянской складчатой области). - "Геол. и геофиз.", 1965, № 9, с. 12-21.
- Татаринов П.М., Кузнецов В.А., Филатов К.С. Геологические исследования в районе Актовракского месторождения асбеста в верховьях р.Енисей (1932г.). ОНТИ, 1932. 56 с. (Труды ЦНИГРИ, вып. 13).
- Успенский Н.М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала. - В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М., Госгеолтехиздат, 1952. 103 с.

Херасков Н.Н. Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна. - "Геотектоника", 1975, № 1, с. 35-53.

- Штилле Г. К вопросу о происхождении магм. - В кн.: Избранные труды. М., "Мир", 1964, с. 166-187.
- Шеглов А.П. Опыт генетической классификации прогибов как основа тектонического районирования центральной части Саяно-Алтайской складчатой области. - В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1967, с. 81-87. (Труды СНИИГГиМС, вып. 75).
- Шеглов А.П., Коробейников В.П., Исаков В.М. Корреляция кембрийских отложений Западного Саяна и Тувы. - В кн.: Материалы по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области. Новосибирск, 1964, с. 50-60. (Труды СНИИГГиМС, вып. 29).
- Шеглов А.П., Степанова М.В., Богнибова Р.Т., Исаков В.М. Возраст чингинской свиты северного склона Западного Саяна. - В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1967, с. 150-153. (Труды СНИИГГиМС, вып. 57).
- Юдин М.И. Дуниты хребта Борус и их происхождение. - "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1959, № 2, с. 59-77.
- Юдин М.И. Гипербазиты хребта Борус (Западный Саян) и особенности серпентинизации их. - В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., "Наука", 1965, с. 197-213.
- Coleman R.G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges.-"J. Geophys. Res.," 1971, v. 76, N 5, p. 1212-1222.
- Davies H.L. Papuan ultramafic Belt. Repot of the XX111 Session Int. Geol. Congr. Section I. Prague, 1968, p. 209.
- Davies H.L. Peridotit-gabbro-basall complex in eastern Papua: an overtrust plate of oceanic mantle end crust.- "Bur. of miner. res. geol. and geoph.," Australia Bull., 1971, N 128.
- Gass I.G. The ultrabasic volcanic assemblage of the Troodos massif, Cyprus.-Ultramafic and related rocks. John Wiley ed., Sons, Inc., New York, 1967, p. 121-132.
- Gass I.G. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor?-"Nature", 1968, N 5162, v.220, p. 39-42.
- Hutchison C.S. Tectonic evolution of Sundaland; A Phanerozoic synthesis, in Tan, B.K., ed., Regional Conf. on the Geology of Southeast Asia, Proc; Geol. Soc. Malaysia Bull., 1973, v. 6, p. 61-86.
- Hutchison C.S. Ophiolite in Southeast Asia.-"Geol. Sos. Amer. Bull.," 1975, v. 86, N 6, p. 797-806.
- Hutchison C.S., Dhonau T.J. An Alpine association of metabasites and ultrabasic rocks in Darvel Bay, East Sabah, Borneo: Overseas Geology and Mineral Resources, 1971, v. 10, p. 289-308.
- Ilic M. Über die stratigraphische Lage und die tektonischen Charakteristiken von Massiven der Ultrabasite der Dinariden. Annal. Geol. de la Peninsula Balkanique, XXXIV, Beograd, 1967.
- Ilic M., Karamata S. Feldspar-peridotites from Sulan (the Dakovica Ultramafic Massif).- Des Annal. Geol. de la Peninsula Balkanique, Beograd, 1967.

- Kay M. Noth Atlantic continental drift. - "Proc. Amer. Philos. Soc.," 1968. v. 112, N 5, p. 321-324.
- Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites. - "J. Geol.," 1975, v. 83, N 2, p. 249-281.
- Moore E. Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece. - "Soc. Amer. Spec. Paper", 1969, N 118, p. 1-74.
- Moore E., Vine F. The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evolution and implication. - "Phil. Trans. Rou. Soc". London, 1971, A 268, N 1192, p.443-466.
- Pamic L. Magmatske i tektonske structure u ultramafitima basanic serpentinse sone. Sarajevo, Geol. Zavod stampa "Oslobodenje", 1964. 108 p.
- Pamic J. Some petrological features of Bosnian peridotite-gabbro-complex in Dinarid Zone of Jgoslavia. - "Tscherma's mineral and petrogr. Mitt.," 1971, N 15.
- Raiff R.W. The crustal rocks. - In: The Sea. Vol. 32. New-York. - London. Interscience Publ., 1963, p. 85-102.
- Reinhardt B.M. On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman mountains geosyncline. - "Schweiz. Min. Petr. Mitt.," 1969, v. 49, p. 1-30.
- Rocci G., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. La dualite' des ophiolites tethysiennes. Duality of tethyan ophiolites.- "Petrologie," 1975, t. 1, N 2, p. 172-174.
- Steinmann G. Geologische Beobachtungen in den Alpen. - In: Ber. Naturforsch. Ges., Freiburg, 1905, v. 16, p. 44-65.
- Steinmann G. Die ophiolitic Zonen in dem mediterranen Kettengebirg. Congr. Geol. Intern., Compt., Rend., XIV, Madrid, 1926, N 2, p. 636-638.
- Stevens R.K. Cambro-Ordovician Flish sedimentation tectonics in west Newfoundland and their possible bearing on Proto-Atlantic ocean.-"Geol. Ass. Canada Spec. Paper," 1970, N7, p. 165-178.
- Upadhyay H.D., Dewey J.F., Neale E.R. The Belts Cove ophiolite complex Newfoundland. Appalachians oceanic crust and mantle.- Geol. Ass. Canada. Proceedings. 1971, v. 24, p. 27-34.
- Varne R., Rubenach M.J. Geology of Macquarie island and its relationship to oceanic crust.- Reprinted from Antarctic Research Series, 1972, v. 19, p. 251-286.

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Глава I. Состояние вопроса, цели и задачи исследований	7
Типы разрезов оphiолитовой ассоциации и ее положение в структуре земной коры	
Глава II. Тектоника некоторых гипербазитовых поясов Алтае-Саянской области	20
Гипербазитовый пояс Куртушибинского хребта (Западный Саян)	21
Гипербазитовый пояс в районе пос. Чаган-Узун (Горный Алтай)	41
Гипербазитовый пояс хр. Борус (Западный Саян)	61
Гипербазитовые массивы Западной Тувы	72
Глава III. Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области и некоторые закономерности их развития	79
Выводы	87
Литература	88

ЗМУ

Петр Павлович Кузнецов

### СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПОЯСОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Ответственный редактор  
Константин Владимирович Боголепов

Утверждено к печати Институтом  
геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства А. М. Самсоенко. Художественный редактор М. Ф. Глазырина. Художник В. В. Растегасв. Технический редактор Т. К. Овчинникова. Корректор В. В. Борисова

ИБ № 10116

Сдано в набор 22.01.79. Подписано в печать 29.12.79. МН-02309. Формат 70×100/16. Бумага типографская № 1. Плоская печать. Усл. печ. л. 7,8. Уч.-изд. л. 7,8. Тираж 800 экз. Заказ № 18. Цена 1 р. 20 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.