

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
НА ТЕРРИТОРИИ
ГОРНОГО АЛТАЯ**

НОВОСИБИРСК 1989

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
НА ТЕРРИТОРИИ
ГОРНОГО АЛТАЯ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1989

Тектонические исследования на территории Горного Алтая: Сб. научных трудов АН СССР, Сиб. отд-ние; Ин-т геологии и геофизики. [Редкол.: Беляев С.Ю., Берзин Н.А. (отв. ред.) и др.] Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. 101 с.

Публикуются новые данные по тектонике и структурной геологии Горного Алтая.

Значительная часть работ посвящена расшифровке сложной покровно-чешуйчатой структуры древних (докембрийско-нижнепалеозойских) толщ. В ряде статей рассматривается структура и магматизм более молодых (средне-верхнепалеозойских) образований.

Для специалистов, занимающихся вопросами геологии Горного Алтая и южного складчатого обрамления Сибирской платформы.

Р е д к о л л е г и я

канд.геол.-мин.наук С.Ю.Беляев (отв. редактор)

канд.геол.-мин.наук Н.А.Берзин (отв. редактор)

канд.геол.-мин.наук П.П.Кузнецов

Рецензенты

канд.геол.-мин.наук Н.В.Сенников

(Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

канд.геол.-мин.наук А.М.Боровиков

(Новосибирский государственный университет)

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время Горный Алтай остается регионом, для которого существует много нерешенных проблем. Это касается различных областей геологии: стратиграфии, магматизма, метаморфизма и тектоники. В сущности, нет модели современной структуры Горного Алтая, которая учитывала бы все накопленные за последнее время фактические данные.

В предлагаемом читателю сборнике вопросы стратиграфии рассматриваются в работах К.Л.Пака и С.Ю.Беляева. Ими изучены взаимоотношения древних свит в стратотипической местности. По данным К.Л.Пака, в устье ручья Сухой Лог карбонатная каянчинская свита согласно залегает в разрезе, а в статье С.Ю.Беляева говорится, что севернее, в верхнем течении ручья Сухой Лог, существенно карбонатная толща, которую можно параллелизовать с каянчинской, ограничена разломами. Это может быть связано с интенсивной надвиговой и сбросо-сдвиговой тектоникой, характерной для Катунского выступа Горного Алтая.

Эволюция дизъюнктивных структур в южной части Горного Алтая рассмотрена Е.А.Киселевым. Выделены основные этапы, во время которых была сформирована его современная структура: конец раннего кембрия, середина среднего кембрия – формирование покровно-надвиговой структуры; конец позднего девона – сдвигово-сбросовые дислокации.

В статье С.Ю.Беляева и П.П.Кузнецова рассмотрена южная часть Катунского выступа Горного Алтая, современная структура которой (покровно-чешуйчатая) сформирована в результате горизонтальных тектонических движений, вероятно, в послераннекембрийское-додевонское время (т.е. в течение первых двух этапов, по Е.А.Киселеву).

М.М.Буслов рассматривает положение в покровно-чешуйчатой структуре юго-восточной части Горного Алтая, сформированной в

додевонское же время, высокометаморфизованных образований раннего палеозоя.

Н.И.Гусевым и Т.И.Литвиновой описаны обстановки формирования гранитоидных комплексов Горного Алтая. Становление таджилинского комплекса происходит на "начальном" этапе при преобладающем сжатии, а Атуркольский гранитоидный массив, рассмотренный Т.И.Литвиновой, внедрялся в позднепалеозойское время при вертикальных перемещениях блоков относительно друг друга. Изложенные авторами данные дополняют картину развития Горного Алтая.

Работа В.Е.Гоникберга посвящена амфиболитам Сангиленского докембрийского массива. На основе очень детальных полевых исследований и исчерпывающей петрохимической характеристики пород устанавливается их первичная природа. Подчеркивается, что в современной структуре метаморфические образования слагают тектонические чешуи.

Таким образом, можно отметить, что в сборнике излагаются новые данные по литологии, стратиграфии, магматизму и метаморфизму Горного Алтая. Эти материалы выявляют закономерности формирования его современной структуры. Ясно, что эта структура была сформирована при преобладании на додевонском этапе горизонтальных движений, на последевонском — вертикальных.

Несомненно, что необходимы дальнейшие работы на территории Горного Алтая по тем проблемам, которые частично решены в настоящем сборнике.

С.Ю.Беляев, П.П.Кузнецов

Е.А.Киселев

ЭВОЛЮЦИЯ РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

В работе рассматриваются особенности тектонического развития Баратальского горста и Курайской зоны смятия в районе Курайской межгорной впадины. Детально исследованы и сравнены три участка (рис. I).

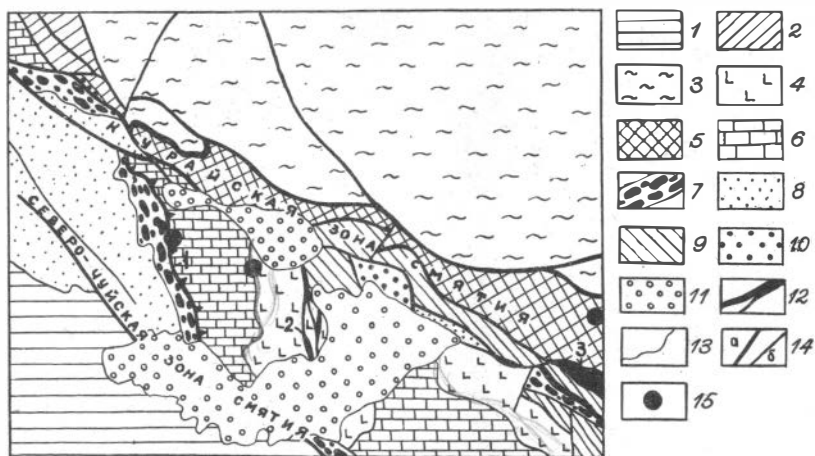
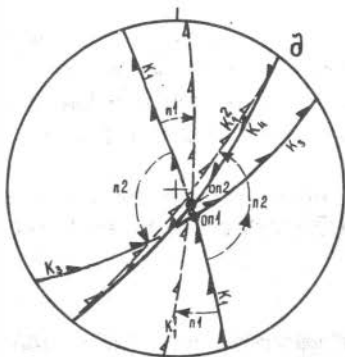
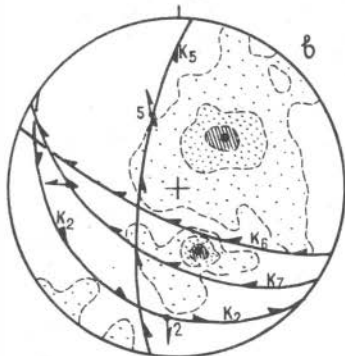
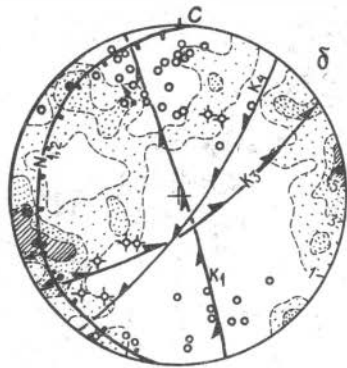
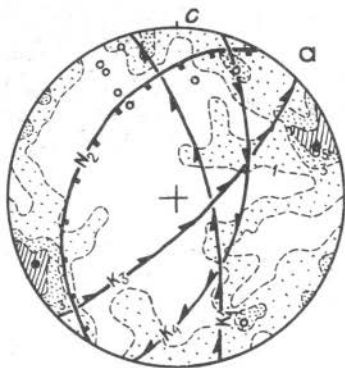


Рис. I. Тектоническая схема Курайской рудной зоны:
 I-3 - структурно-формационные зоны: I - Ануйско-Чуйская, 2 - Уймено-Лебедская, 3 - Телецкая; 4 - осадочно-вулканогенные отложения восточного крыла Баратальского выступа (актуринская, сагалакская и арыджанская свиты); 5 - вулканогенно-осадочные отложения Курайской зоны смятия (балхашская, тыдтуярыкская и курайская свиты); 6 - известняки Баратальского выступа; 7 - флишоидные отложения чибитской свиты с горизонтами олистостром; 8 - флишоидные и флишевые отложения горноалтайской серии; 9 - девонские отложения Курайской впадины; 10 - каменноугольные отложения; 11 - мезо-кайнозойские отложения; 12 - тела гипербазитов в зонах разломов; 13 - стратиграфические границы; 14 - разломы: а - главные, б - второстепенные; 15 - участки детального изучения.

Цифры на схеме: I - Западно-Баратальский надвиг, 2 - Тургунский разлом, 3 - Чаган-Узунский гипербазитовый массив.

Один из участков расположен в пределах восточного крыла Баратальского выступа, сложенного метаморфизованными образованиями актуринской, сагалакской и арыджанской свит. Второй находится в западном крыле выступа в полосе терригенных отложений чибитской



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10



11



12

Рис.2. Стереографические диаграммы структурных элементов:

а - западного крыла Баратальского выступа; б - восточного крыла Баратальского выступа; в - Курайской зоны смятия; г - правознаковых систем среднекембрийского кливажа в восточном крыле Баратальского выступа; д - переориентации среднекембрийского правого сдвиго-надвигового кливажа нижнепалеозойскими правыми взбросо-сдвигами и нижнекаменноугольными левыми сдвиго-надвигами в восточном крыле Баратальского выступа; е - левознаковых систем нижнекаменноугольного кливажа в восточном крыле Баратальского выступа .

I - изолинии плотности распределения полюсов слоистости и кливажа (цифрами обозначена плотность в процентах); 2 - центры тяжести максимумов плотности полюсов: а - слоистости, б - кливажа; 3 - шарниры складок слоистости: а - по среднекембрийским восточно-вергентным сдвиго-надвигам, б - по нижнекаменноугольным восточно-вергентным сдвиго-надвигам; 4-6 - проекции плоскостей: 4 - надвигов, 5 - сдвиго-надвигов, взбросо-сдвигов и сдвиго-взбросов: а - правых, б - левых, в - повернутых систем среднекембрийского восточно-вергентного кливажа; 7-9 проекции линейностей скольжения: 7 - правознаковых со сдвиговой составляющей, 8 - левознаковых со сдвиговой составляющей, 9 - надвиговых; 10 - оси поворота среднекембрийского кливажа правыми взбросо-сдвигами (ОП I) и левыми сдвиго-надвигами (ОП 2); II - направление поворота (вращения) среднекембрийского кливажа по правым взбросо-сдвигам (П1) и левым сдвиго-надвигам (П2); 12 - взаимоотношение тектонических дислокаций (система K_4 пересекает систему K_1).

Индексами на диаграммах обозначены: N_1 - нижнекембрийские надвиги, N_2 - верхнедевонские надвиги, K_1 - среднекембрийские сдвиго-надвиги и взбросо-сдвиги, K_2 - среднекембрийские сдвиго-взбросы, K_3 - нижнепалеозойские взбросо-сдвиги, K_4 - верхнедевонские взбросо-сдвиги, K_5 - нижнекаменноугольные сдвиго-надвиги, K_6 - нижнекаменноугольные взбросо-сдвиги, K_7 - посленижнеюрские взбросо-сдвиги. Цифровые обозначения возле значков линейностей скольжения соответствуют цифровым индексам тектонических дислокаций.

свиты (Бондаренко, 1976). Третий участок охватывает Курайскую зону смятия в районе рек Тьдтуярык и Балхаш в полосе развития пород курайской, тьдтуярыкской и балхашской свит.

Н и ж н е к е м б р и й с к и е н а д в и г и . В л е в о м б о р т у р . К а р а т ю р г у н ь в б л о к е п о р о д а к т у р и н с к о й с в и т ы н а б л ю д а л и с ь з о н ы т е к т о н и ч е с к о г о м е л а н ж а и б р е к ч и р о в а н и я , о б р а з о в а н и е к o т o р ы х с в я з а н о с с у б м е р и д и о н а л ь н ы м и (р и с . 2 б) з а п а д н о - в е р г е н т н ы м и н а д в и г а м и . З о н ы и м e ю т 0,5-1 м м o щ н o с т и и в o с н o в н o м п o л o ж и е у г л ы п а д е н и я . М е ж н а д в и г о в ы е б л o к и п o д в е р г л и с ь б р e к ч и р o в а н и ю , а в б л и з и п л o с к o с т e й н а д в и г o в - с м я т и ю .

В западном крыле Баратальского выступа морфология проявления надвигов меняется. По правому борту р. Менка и ее водоразделу с р. Ярлыамры, вдоль западной границы известняков баратальской серии, непрерывно прослеживается мощная олистостромовая толща, образующая крылья линейной антиклинальной складки с погружением шарнира на юго-восток. Подстилающие ее граувакковые песчаники с прослоями алевролитов и кремней частично размыты, что особенно очевидно в восточном крыле антиклинали. Устанавливается несоответствие геологического строения восточного и западного крыльев. Наиболее отчетливо это выявляется при рассмотрении олистостромы. С востока на запад в ней более чем вдвое уменьшаются размеры плитообразных олистолитов известняков (от 750 до 300 м), исчезает нижний комплекс хаотично чередующихся тел кремней, известняков и конгломератов, остаются одни лишь конгломераты, появляются признаки ритмичности и сортированности осадков и, наконец, мощность самой толщи сокращается от 450 до 100 м. В восточном крыле антиклинали олистострома тектонически перекрыта известняками. Вблизи подошвы покрова в олистостроме интенсивно проявлены будинирование, разлинзование и пластичное перемешивание осадков. Надвиг здесь имеет север-северо-западное простирание и крутое, согласное со стратификацией автохтона, падение на восток. В эдафогенной гальке известняков из олистостромы установлены остатки археоциат *Irinacjathus (?) cf. ratus (Vologd.)*, известных из отложений ботомского и тайонского ярусов нижнего кембрия (заключение И.А.Коняевой). Ранее в районе пос. Акташ в обломках известняков аналогичной толщи П.М.Бондаренко была собрана коллекция археоциат обручевского комплекса. На основании взаимоотношений включений известняков с цементирующими песчаниками и гравелитами можно заключить, что многие из них накапливались почти синхронно с олистостромовой толщей. Это обстоятельство позволяет, хотя и с некоторой долей условности, считать возрастом формирования покровов самые верхи нижнего кембрия.

В Курайской зоне смятия разломы описанного типа не отмечались. Возможно, они затушеваны более интенсивными поздними дислокациями. Лишь фрагментарно в серпентинитах Чаган-Узунского массива наблюдались надвиговые поверхности, близкие по морфологии и кинематике к нижнекембрийским, но в отличие от последних они повернуты с левым вращением в плане до северо-западного простирания.

Среднекембрийские правые взбросо-сдвиги и сдвиго-надвиги, сопровождаемые синкинематичным региональным кливажем, привели к голоморфному смятию венд-нижнекембрийских отложений в многопорядковые субизоклинальные складки восточной vergentности. В пределах Баратальского выступа и его восточного обрамления складчатость по этой системе кливажа наиболее интенсивна. В баратальских известняках правознаковый кливаж образует изоклинальные складки течения и имеет согласную ориентировку с западными крыльями складок. В восточных крыльях с опрокинутой, более крутой, чем кливаж, слоистостью нередко развиваются кливажные срывы со значительными смещениями по ним. В арыджанской и сагалакской свитах в зависимости от компетентности пород образуются складки течения или скальвания. В вулканогенных породах кливаж сопровождается зеленокаменным перерождением с образованием по плоскостям скальвания агрегатов хлорита и серицита. На стереографической проекции полюсов кливажа отчетливо выделяются три максимума (см. рис. 2 г) с ориентировками осредненных плоскостей: $249^{\circ}/68^{\circ}$, $275^{\circ}/82^{\circ}$ и $305^{\circ}/84^{\circ}$. Первый из них отвечает первичному положению кливажа в пространстве, а остальные - переориентированному поздними дислокациями, что будет показано ниже.

В отличие от восточного крыла Баратальского выступа, в его западном крыле среднекембрийский кливаж имеет ту же, но более пологую ориентировку (см. рис. 2 а) и характеризуется совершенно иной морфологией. Во-первых, крайне плохо выражена тектоническая делимость пород по кливажу. Там, где она есть, изменения в первичном составе пород либо отсутствуют, либо незначительны. Как следствие этого, редко удается определить знак линейностей скольжения. Во-вторых, складчатость по кливажу имеет здесь значительно меньшую интенсивность. Очень редки малоамплитудные складки высоких порядков. По-видимому, отложения подвергались

смятию в условиях эпизодически слаболиитифицированными (Паталаха, 1986). Среднекембрийский кливаж проявлен и в горноалтайской серии, перекрывающей Чибитскую свиту. Верхний возрастной рубеж их дислокаций определяется их исчезновением на границе горноалтайской серии с несогласно залегающей на ней верхнеордовикской таарлаганской свитой. Ранее на смежных площадях и по результатам межрегиональной корреляции с Уралом возраст правых сдвигонадвигов был определен как среднекембрийский (Плюснин, 1986; Киселев, 1985).

В Курайской зоне смятия правые взбросо-сдвиги и сдвигонадвиги с восточной вергентностью наблюдаются крайне редко в виде узких зон рассланцевания и кливажа скальвания. При этом следует отметить, что с востока на запад одновременно с сокращением мощности зоны смятия уменьшается вероятность обнаружения дислокаций этого типа. Связано это с усилением в указанном направлении степени преобразования ранних структур наложенными дислокациями Курайской зоны. Как и нижнекембрийские надвиги, сдвигонадвиги испытывают в зоне смятия вращение против часовой стрелки.

Среднекембрийские правые сдвиго-взбросы западной вергентности. В восточном крыле Баратальского выступа эти дислокации образуют узкие (не более 100 м) зоны складчатых дислокаций и кливажные разломы (30–40 м), сопровождаемые катаклазом и милонитизацией пород. Кливаж скальвания-течения со средними элементами залегания $70 \angle 77^\circ$ является секущим как по отношению к стратификации, так и к среднекембрийским сдвигонадвигам и нижнекембрийским надвигам.

В западном крыле Баратальского выступа правые сдвиго-взбросы не обнаружены, а в Курайской зоне смятия, напротив, они пользуются самым широким развитием. Здесь они проявлены в виде регионального кливажа, сопровождающегося зеленосланцевым метаморфизмом венд-нижнекембрийских толщ.

В отличие от восточного крыла Баратальского выступа в Курайской зоне дислокации этого типа локализуются не в отдельных зонах, а насыщают все блоки равномерно. Таким образом, формы проявления правых сдвиго-взбросов западной вергентности в Курайской зоне смятия и правых взбросо-сдвигов, сдвигонадвигов восточной вергентности в Баратальском выступе во многом сходны.

Как следует из приводимой на рис. 2 диаграммы, западно-вергентные сдвиго-взбросы испытали в Курайской зоне смятия левое вращение с одновременным выполаживанием плоскостей смещения.

Возраст дислокаций принят среднекембрийским на основании работ К.П.Плюснина (1982, 1985) и подтверждается взаимоотношениями с более ранними и поздними дислокациями.

Нижнепалеозойские правые взбросо-сдвиги юго-восточной вергентности. При приближении к этим нарушениям среднекембрийский сдвиго-надвиговый кливаж и слоистость испытывают вращение по часовой стрелке, принимая вполне фиксированное положение в пространстве (см. рис. 2 д). Формы проявления этого типа дислокаций в обоих крыльях Баратальского выступа сходны. В Курайской зоне смятия они отсутствуют. Относительный возраст дислокаций определяется пересечением ими среднекембрийских сдвиго-взбросов и сдвиго-надвигов и, с другой стороны, пересечением их верхнедевонскими и нижнекаменноугольными разрывами.

Верхнедевонские надвиги образуют пологие зоны хрупких срывов как в восточном, так и в западном крыле Баратальского выступа и пересекают все рассмотренные дислокации. Характерным для них является наложение на зоны нижнекембрийских надвигов. Наряду с этим они образуют и самостоятельные зоны срыва, сопровождаемые брекчированием и приразломным смятием пород. Западная вергентность надвигов уверенно определяется по линейностям скольжения (см. рис.2). Движения по ним носили блоковый характер и, в отличие от среднекембрийских надвигов имели небольшую амплитуду. В восточной части Курайской впадины в основании южного фаса Курайского хребта верхнедевонские отложения кызылшинской свиты отделены от талдыдюргунской и аксайской свит нижнего- среднего девона разломом северо-западного простирания, сопровождающимся линзами и пластинами лиственитов и серпентинитового меланжа. На плоскостях рассланцевания в меланже хорошо определяются субширотные западно-вергентные надвиговые штриховки. Поскольку в Баратальском выступе надвиги этого возраста имеют меридиональное простирание, очевидно, что в Курайской зоне они испытывают ту же переориентировку, что и вышеописанные дислокации.

Верхнедевонские левые взбросо-сдвиги. Этот кинематический тип дислокаций является одним

из ведущих в Курайской зоне смятия и лишь незначительно проявлен к югу от неё. Выражен он в виде кливажа скальвания и зон кливажных срывов запад-северо-западного простирания с падением их на север под различными **углами** (в зависимости от положения по отношению к границам Курайской зоны). Движения по этим дислокациям, как уже было показано выше, привели к вращению ранних структурных элементов Курайской зоны против часовой стрелки и в значительной степени усложнили, а местами и уничтожили ее ранний структурный рисунок. Возраст этих движений определяется в районе оз. Чейбекколь, где **фаменские отложения, смятые левыми взбросо-сдвигами, перекрываются верхнекаменноугольными отложениями, в которых эти дислокации отсутствуют.** На этом же участке наблюдались две системы кливажных дислокаций, пересекающие **верхнедевонские отложения и левые взбросо-сдвиги, но отсутствующие в нижнекаменноугольных отложениях.**

Н и ж н е к а м е н н о у г о л ь н ы е л е в ы е с д в и г о - н а д в и г и в о с т о ч н о й в е р г е н т н о с т и проявились в виде отдельных зон кливажа скальвания, сопровождаемого синкинематической складчатостью (см. 2 а, б, е). Интенсивность движений этого типа возрастает от западного к восточному крылу Баратальского выступа. Накладываясь в последнем на изоклинальную складчатость среднекембрийского возраста, левые сдвиго-надвиги привели к вращению её структурных элементов против часовой стрелки (см. рис. 2 д) с образованием открытых резко асимметричных складок скальвания. Поскольку в дальнейшей тектонической истории района отсутствуют сколько-нибудь значительные события, левознаковые системы кливажа в отличие от правознаковых характеризуются устойчивой ориентировкой в пространстве (см. рис. 2 г, е).

В Курайской зоне левые сдвиго-надвиги отмечались крайне редко.

Н и ж н е к а м е н н о у г о л ь н ы е л е в ы е в з б р о с о - с д в и г и з а п а д н о й в е р г е н т н о с т и, почти одновозрастные левым сдвиго-надвигам, образуют вместе с ними, подобно среднекембрийским правым сдвиго-надвигам и сдвиго-взбросам, единую динамическую пару (см. рис. 2 е), являющуюся результатом регионального тангенциального сжатия. В Баратальском выступе они образуют узкие (не более 40 м) зоны

кливажных разломов север-северо-западного простирания. Для них характерно быстрое затухание кливажных дислокаций в крыльях зон и подавленность пликвативных форм деформаций. Как правило, левые взбросо-сдвиги накладываются на правые сдвиго-взбросы и приводят к рассланцеванию, будинажу и дроблению пород, в том числе и среднекембрийских тектонитов.

В Курайской зоне и к северу от нее они образуют широкие (в несколько километров) полосы, насыщенные кливажными срывами небольшой амплитуды. Породы между этими срывами нарушены синкинематическим кливажем скалывания, который приводит к образованию микро-и мезоплощатости в полосчатых породах. Для этих складок характерна субсимметричная морфология, что во многом предопределяет то обстоятельство, что более ранние структурные элементы не испытывают существенного вращения в зонах левых взбросо-сдвигов.

П о с л е н и ж н е ю р с к и е л е в ы е в з б р о с о с д в и г и имеют элементы залегания, близкие к верхнедевонским левым взбросо-сдвигам (см. рис. 2 в). Приурочены они к Курайской зоне смятия, где образуют крупные разломы. Один из них служит тектонической границей венд-нижнекембрийских отложений Курайского хребта и метаморфических пород Телецкого выступа. Осевые зоны разломов выполнены бурями метасоматическими породами доломит-кварц-альбитового и доломит-кварцевого составов имеющими структуры бластокатаклазитов. Движения по разломам носили блоковый характер. Возраст их определяется тем, что к северу от пос. Чаган-Узун в основании южного фаса Курайского хребта по ним на нижеюрские угленосные толщи взброшены отложения курайской и балхашской свит.

Ч е т в е р т и ч н ы е с у б ш и р о т н ы е н а д в и г и приурочены в основном к южной границе Курайской зоны смятия, но отмечались также и в Баратальском выступе в долине р. Чуй. Падение сместителей севернее под углами $10-30^{\circ}$. Линейности скольжения южно-вергентные, погружаются по аз. $15-30^{\circ}$. Разрывы с этой кинематической характеристикой пересекают все тектонические структуры Курайской зоны.

Описанный эволюционный ряд разрывных дислокаций, безусловно, неполный, но отражает основные моменты в истории тектонического развития района.

Подводя итоги, отметим наиболее важные этапы, сформировавшие современный структурный план площади.

В конце нижнего кембрия в результате мощного сжатия были сформированы субмеридиональные западно-вергентные надвиги. Их становление, с одной стороны, привело к многократному тектоническому совмещению разреза докембрийских толщ, с другой стороны, сформировало моноклираль, слоистость в которой вследствие вращения против часовой стрелки падает на запад. Эта моноклираль сложена образованиями Баратальского выступа и его восточного крыла. Фронтальная часть покровов известняков Баратальского выступа при движении на запад перекрыла смежную фациальную зону морского терригенного осадконакопления. В это же время перед фронтом Западно-Баратальского надвига (см. рис. I) накапливалась толща тектоногравитационных микститов кавказского типа (Леонов, 1983). Увеличение контрастности рельефа в ходе этих движений повлекло за собой накопление флишеидных осадков горноалтайской серии, переходящих в верхних частях разреза во флишевые.

По-видимому, с середины среднего кембрия в результате тангенциального сжатия отложения района были интенсивно дислоцированы региональными системами правознакового кливажа. Причем отчетливо проявилась его зональность: в Баратальском выступе преобладают восточно-вергентные сдвиги-надвиги и взбросо-сдвиги, а в Курайской зоне смятия - западно-вергентные сдвиги-взбросы. Наложение восточно-вергентного кливажа, сопровождающегося смятием слоев в линейные асимметричные складки, обусловило современный моноклинально-складчатый облик Баратальского выступа. Западно-вергентные сдвиги-взбросы, проявленные в Баратальском выступе в виде узких кливажных разломов, в Курайской зоне смятия, наряду с этим, выступают и в роли регионального складкообразующего кливажа. По всей вероятности, именно западно-вергентные правые сдвиги-взбросы, наряду с нижнекембрийскими надвигами, ответственны за латеральное сближение отложений, слагающих Баратальский выступ и Курайскую зону смятия.

В конце верхнего девона произошли движения, сформировавшие в основном Курайскую зону смятия. В результате северное продолжение Баратальского выступа было смещено по ней на восток на 15-20 км (см. рис. I).

Другие дислокации, рассмотренные в работе, не являются определяющими в формировании структурного плана.

БОЦДАРЕНКО П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях (на примере Акташских структур Горного Алтая). Новосибирск: Наука, 1976. II 7 с.

КИСЕЛЕВ Е.А. К вопросу о межрегиональной корреляции кинематических однотипных тектонических дислокаций Урала и Алтая // Вклад молодых специалистов ИГО "Уралгеология" в расширение минерально-сырьевой базы Урала в XI пятилетке. Свердловск, 1985. С. 13-14.

ЛЕОНОВ М.Г. Тектоно-гравитационные микститы и формы проявления горизонтальных движений земной коры // Геотектоника. 1983. № 1. С. 14-27.

Методические рекомендации по использованию кинематических признаков разрывов для определения геологического возраста тектонических дислокаций и горных пород / Сост. К.П. Плюснин. Свердловск, 1962. 40 с.

ПАТАЛАХА Е.И., СМЕРНОВ А.В. Введение в морфологическую тектонику. М.: Наука, 1986. 147 с.

ПЛУСНИН К.П. Тектоника и геохронология горизонтальных дислокаций литосферы. М.: Недра, 1985. 199 с.

ПЛУСНИН К.П. Опыт создания геохронологической шкалы эволюции тектонических структур Алтая // Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя Алтае-Саянской складчатой области. Новокузнецк, 1986. С. 127-129.

Н.И. Гусев

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ
ТАДЖИЛИНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА
(Горный Алтай)

Ранее считалось, что интрузивные массивы таджилинского комплекса прорывают и метаморфизуют курайскую свиту нижнего кембрия (Скуридин, 1968 и др.). Наоборот, по мнению М.М. Буслова (1987 а,



Рис. I. Схематическая геологическая карта верховьев р.Таджику:

I - рыхлые четвертичные отложения; курайская свита; 2 - туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты; 3 - песчаники и алевролиты; 4 - эпидот-амфиболовые метасоматиты по алевролитам и песчаникам; 5 - скарны и скарнированные известняки; таджикинский комплекс: 6 - гранитоиды III фазы; 7 - габбро, диориты, тоналиты и плагиограниты II фазы; 8 - гнейсовидные и такситовые габбро, габбро-диабазы и диабазовые порфириды I фазы; 9 - точки отбора проб и результаты определения абсолютного возраста, приведенные в табл. I, 2.

б), гальки пород этого комплекса содержатся в курайской свите, и на этом основании комплекс включается в состав венд-нижнекембрийской вулканоплутонической ассоциации.

Противоречивые сведения о возрасте и структурном положении таджилинского интрузивного комплекса потребовали в процессе геологического доизучения Курайской рудной зоны дополнительных исследований на площади Таджилинского массива.

В составе курайской свиты существенную роль играет вулканогенно-осадочная грубообломочная пачка туфов среднего и основного состава, туфопесчаников и туфоконгломератов, иногда с гальками и глыбами известняков. Она занимает более высокое стратиграфическое положение относительно рудовмещающей толщи Акташского ртутного месторождения. Туфогенная пачка курайской свиты в устье лога Балхаш содержит археоцитаты ленского яруса нижнего кембрия (сообщение Е.В. и М.Ф. Романенко). В верховьях р. Таджикилу, где наблюдается прорывание туфов интрузивными массивами (рис.1), органических остатков не установлено, но принадлежность к курайской свите этих отложений и в устье лога Балхаш ни у кого не вызывает сомнений. И в том и в другом случае туфы и туфопесчаники состоят из субпризматических кристаллов плагиоклаза (50-60 %) и светло-зеленой пластинчатой и изометричной роговой обманки, иногда с реликтами клинопироксена в ней (15-17 %). Обломки пород играют подчиненную роль и представлены диоритовыми и андезитовыми порфиритами, риолитовыми и дацитовыми порфирами. Цемент пленочно-поровый (20 %), обычно амфиболовый и хлоритовый, насыщен лейкоксеном, сфеном и ильменитом. В туфоконгломератах и агломеративных туфах большинство крупных обломков представлено мезито-ацидитовыми субвулканическими породами. Химический состав туфов и крупных субвулканических обломков приведен в табл. I, (I)-(3).

В составе Таджилинского массива нами выделены три фазы внедрения:

I - гнейсовидные и такситовые габбро, габбро-диабазы, диабазы и диабазовые порфириты;

II - габбро, диориты, тоналиты и плагиограниты;

III - плагиограниты, граниты и гранит - порфиры.

Породы I фазы встречаются только в виде обломков в магматических брекчиях, а также в крупных блоках с агматитовой текстурой, заключенных преимущественно в образованиях II фазы. Досто-

Таблица I

Химический состав пород Таджикского массива и курайской свиты

Компо- нент	Номер образца											
	188-3 (I)	90I-I (2)	90I-2 (3)	9048 (4)	9048-I (5)	1533-I (6)	189 (7)	743 (8)	3066-4 (9)	283 (10)	657 (11)	657-3 (12)
SiO ₂	54,81	59,30	65,70	44,13	46,79	52,90	45,57	60,72	52,15	65,61	70,99	75,32
TiO ₂	0,69	0,60	0,38	1,24	1,31	0,60	1,28	0,58	0,75	0,65	0,36	0,22
Al ₂ O ₃	16,85	16,40	14,31	17,67	16,96	16,85	18,82	19,61	15,78	15,47	13,51	12,37
Fe ₂ O ₃	2,81	3,46	1,87	5,53	4,36	2,47	5,09	0,79	2,54	1,57	1,14	0,86
FeO	6,22	3,70	2,66	6,47	6,94	5,22	7,90	2,74	5,87	2,37	2,10	1,05
MnO	0,16	0,07	0,04	0,28	0,24	0,14	0,18	0,04	0,16	0,10	0,11	0,04
MgO	3,72	2,44	1,04	7,40	6,40	3,57	5,50	1,37	5,89	1,48	0,94	0,16
CaO	7,66	6,27	5,78	9,82	9,32	10,88	9,80	5,05	10,66	2,89	1,99	2,44
Na ₂ O	4,20	5,30	4,60	2,40	3,00	4,62	2,30	4,20	3,04	4,84	4,12	3,70
K ₂ O	0,63	0,39	0,58	0,54	0,64	0,44	0,90	3,78	0,53	1,68	3,34	3,03
P ₂ O ₅	0,12	0,11	0,07	0,32	0,24	0,10	0,11	0,11	0,08	0,18	0,07	0,04
П.п.п	1,66	1,90	2,49	2,90	3,79	1,67	2,50	1,68	2,52	1,68	1,12	0,38
Сумма	99,53	99,94	99,52	98,70	99,99	99,56	99,95	100,67	99,97	98,52	99,79	99,61
U	3	3	3	41	41	1	2	1	1	4	1	1
Th	4	4	3	1	1	1	3	2	2	6	10	7
Pb	14	3	6	173	18	52	22	6	13	4	12	3
Rb	15	11	11	19	21	16	27	73	16	42	87	58
Sr	1310	1067	949	641	697	1370	557	674	484	481	251	345

Примечание. Содержания оксидов (в %) определены силикатным анализом в Центральной лаборатории ИГО "Запсиб-геология", элементов (в г/т) – рентгеноспектральным анализом в лаборатории ИГО "Березовское" Мингео СССР.

(I) – амфибол-плагиоклазовый туф курайской свиты; (2), (3) – лапилли субвулканических андезито-дацитовых порфиров в курайской свите; (4), (5) – расщеленные породы I фазы таджикского комплекса: (4) – меланократовая часть, (5) – лейкократовая часть; (6) – ороговикованное пироксеновое габбро; (7) – пироксенороговообманковое гнейсовидное габбро; (8) – тоналит; II фаза: (9) – роговообманковый габбро-диорит, (10) – плагиогранит; III фаза: (11) – биотитовый гранит-порфир; (12) – гранит-аплит.

верных интрузивных контактов габброидов I фазы с породами рамы не установлено. Граниты III фазы имеют как постепенные переходы от кислых разновидностей II фазы, так и отчетливые интрузивные контакты, особенно при наличии даек гранит-порфиров. Подробное петрографическое описание пород таджикинского комплекса (Скуридин, 1968) касается в основном II и III фазы и поэтому может быть только дополнено отличительными признаками габброидов I фазы.

В базитах I фазы иногда наблюдаются участки расслоенного строения с мощностью слоев 1-5 см. Почти черные меланократовые обособления сложены плагиоклазом - 25-30, клинопироксеном 25 %, ортопироксеном, замещенным серпентином и хлоритом - 20 - 25 %, роговой обманкой 3-5 %, магнетитом - 10-15 %. Плагиоклаз зональный с сильно сосюртитизированным ядром, клинопироксен с зеленоватым оттенком, сравнительно свежий, $+2V = 20-25^\circ$, относится к энстатит-авгитам. Ортопироксен в отчетливых призматических кристаллах с сохранившейся спайностью полностью замещен баститом. Буряя роговая обманка обрастает клинопироксен и магнетит. Многочисленные мелкие ксеноморфные кристаллы магнетита равномерно насыщают породу. В единичных зернах встречается пирит.

Светло-серые лейкократовые полосы отличаются гнейдиоморфно-зернистой структурой с элементами пойкилитовой. Плагиоклаз составляет 65 %, клинопироксен 25 %, роговая обманка 3 %, биотит 3-5 %, кварц и калишпат - первые проценты. Плагиоклаз зональный: от 55 на краях до 70 в центре. Клинопироксен более интенсивно замещается хлоритом и серпентином, чем в меланократовых прослоях. Зеленая роговая обманка не только обрастает клинопироксен, но и образует пойкилитовые зерна с вростками плагиоклаза и нередко замещена актинолитом. Бурый биотит обрастает роговую обманку и рудный минерал. Кварц и калишпат размещены в интерстициях, причем калишпат более идиоморфен и иногда окружен каемкой кварца. Совместно с ними встречаются идиоморфные кристаллы апатита, что является признаком магматогенного генезиса этой минеральной ассоциации. Магнетит, как и в меланократовых прослоях, распределен равномерно. Тесное родство лейко- и меланократовых прослоев хорошо подтверждается их химическим составом (см. табл. I, (4), (5)).

Во всех мелких ксенолитах основных пород I фазы, а также в крупных на контакте с породами II фазы, утрачивается гнейсовидность и такситовая текстура, развиваются роговиковые структуры

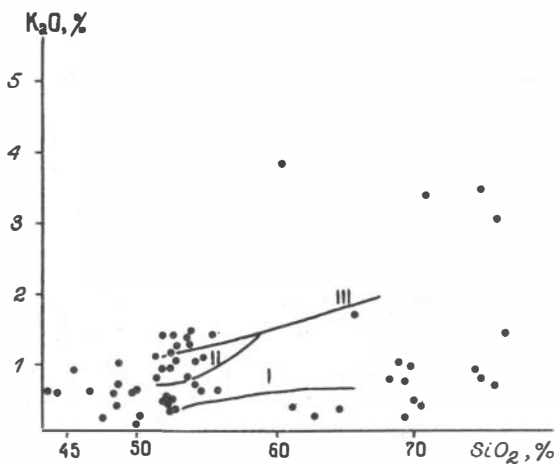


Рис.2. Диаграмма K_2O-SiO_2 для пород таджикинского комплекса. При построении использованы, кроме авторских, результаты анализов В.А.Скуридина (1968) и неопубликованные данные А.С.Бартева (1966). Линиями обозначена дифференциация пород в островодужных сериях (Эвгеосинклинальные...серии, 1984): I - Тонга, II - Северные Марианы, III - Курило-Камчатская. Ниже линии I поле бескальциевых (габбро-плагиигранитных серий).

и образуются более поздние метасоматические кристаллы роговой обманки и плагиоклаза. Обычно породы I фазы более изменены, чем в приведенном выше случае. В них плагиоклаз составляет 55 %, бурая роговая обманка 37-40 %, магнетит 4-5 %, клинопироксен встречается в виде реликтовых единичных зерен. Наблюдаются любые стадии контаминации обломков пород I фазы, вплоть до их полного растворения, с чем связано широкое разнообразие петрографических разновидностей пород.

Достаточно контрастными являются петрофизические характеристики. Плотность (в $г/см^3$), магнитная восприимчивость и остаточ-

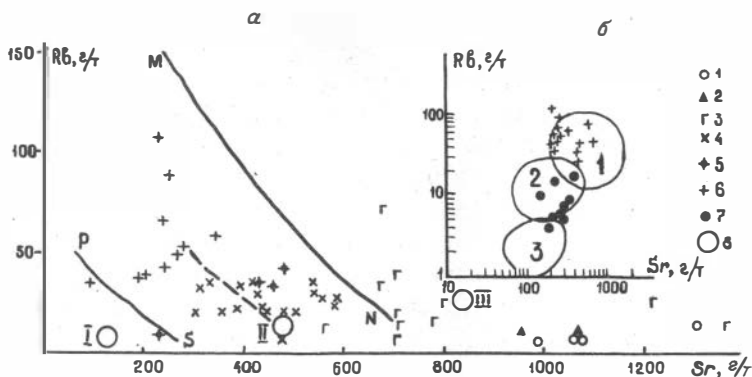


Рис.3. Диаграммы Rb-Sr. а - по Г.Б.Ферштаттеру (Эвгеосинклинальные ... серии, 1984), б - по Д.Малшасу (1983). Фигуративные точки: I - туфы курайской свиты; 2 - обломки вулканитов среднекислого состава в туфах; 3 - габброиды I фазы; 4 - габбро и диориты II фазы; 5 - гранитоиды II фазы; 6 - гранитоиды III фазы; 7 - гальки гранитоидов в конгломератах основания горноалтайской серии; 8 - средние составы: I - океанического толеита, II - континентального толеита, III - щелочного базальта. Линиями ограничены поля магматических пород, производных следующих исходных магм: левее линии PS - океанической толеитовой, между линиями PS и MN - континентальной и островодужной толеитовой, правее линии MN - континентальной андезитовой и базальтовой повышенной щелочности. Пунктирная линия - четвертичные и современные вулканы Курило-Камчатской дуги. Поля на рис. 3 б: I - континентальные трондjemиты, 2 - трондjemиты Литтл-Порт, 3 - океанические плаггиограниты.

ная намагниченность (в 1×10^6 ед. СГС) отчетливо понижаются от ранних образований к поздним. Для I фазы ($n = 5$) эти значения, соответственно: 2,97, 3157, 49239; для II фазы ($n = 13$): 2,86, 47,16; для III фазы ($n = 12$) 2,65, 19,6. Единственная аэромагнитная положительная аномалия поля ΔT_a над интрузиями таджикского комплекса соответствует выходам пород I фазы на рис.1.

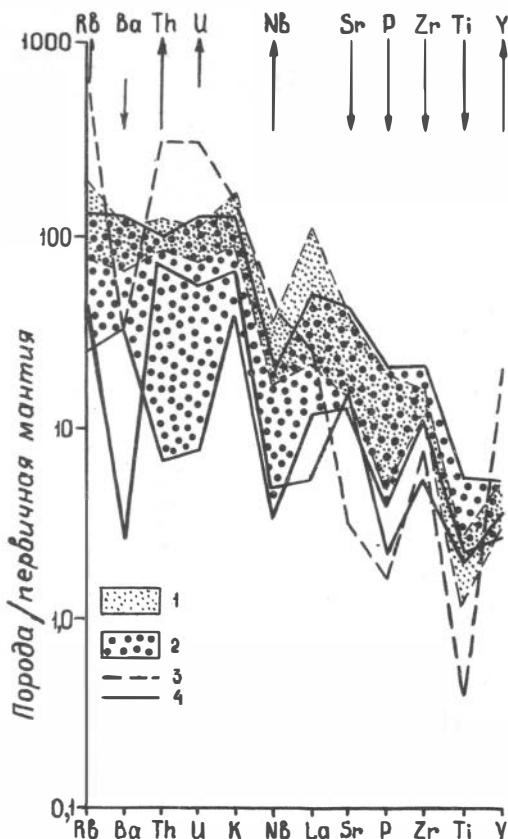
Петрогеохимические особенности таджикинского комплекса

В подавляющем большинстве отобранных проб таджикинский комплекс на диаграмме K_2O-SiO_2 (Эвгеосинклинальные ... серии, 1984) принадлежит к габбро-диорит-гранитной формации и малокалиевой (габбро-диорит-трондьемитовой) серии (рис.2). Фиксируется отчетливый разрыв в содержании SiO_2 между 57 и 61 %, который соответствует тоналитам. На генетических диаграммах Rb-Sr (рис.3) выявляется принадлежность II и III фаз к производным континентальной и островодужной толеитовой магмы, габброидов I фазы и туфов курайской свиты к продуктам континентальной андезитовой и базальтовой магм повышенной щелочности. Высокое содержание Sr в туфах курайской свиты отмечается как в устье лога Балхаш, так и в верховьях р. Таджалу, а кроме того, и в обломках мезито-ацидитовых пород в туфах. Этот признак сближает курайскую свиту с породами I фазы и дает основание выделять раннюю субплатформенную вулканоплутоническую ассоциацию. В частности, А.А.Ефимов и др. (1984) подобные высокостронциевые габброиды выделяют в габбро-пироксенитовом комплексе платинового пояса Урала и рассматривают их как метаморфогенные полосчатые образования за счет габбро-норитов. В другом случае повышенные содержания отмечаются для габброидов Северного Байкала, причем по величине отношений Sr/Ca $IO^2(I-2)$ и K/Sr (2-4), используемых для формационной диагностики (Глазунов, 1981), первая фаза таджикинского комплекса соответствует стратифицированным интрузиям. Вторая фаза по тем же отношениям 0,5 - I и IO-20 соответственно, а также по отрицательной корреляции $Sr/Ca-Ca$, близка к габброидам, комагматичным с гипербазитами, но имеет более высокие, чем критическое значение I35 г/т, абсолютные содержания Sr (300-700 г/т). Какие-либо ответственные заключения о формационной принадлежности II фазы затруднительны из-за широких явлений ассимиляции пород I фазы. Можно было бы связать изменения в содержании стронция с фракционированием плагиоклаза в I фазу. Этому противоречит присутствие в туфах курайской свиты обломков пород среднего и кислого составов также с высоким содержанием стронция.

По содержанию таких рассеянных элементов как Rb, Th, U, K, Nb, гранитоиды III фазы таджикинского комплекса характеризуются тектоническими условиями, близкими к примитивным островным и континентальным дугам (рис.4). Содержание остальных элементов совпадают

Рис.4. График средних содержаний рассеянных элементов в гранитах таджикского комплекса (n = 15), нормированных по содержаниям в первичной мантии.

Основа графика по Brown G. et. al. (1984). 1 - поле нормальных континентальных дуг, 2 - поле примитивных островных и континентальных дуг, 3 - "зрелые" континентальные дуги, 4 - гранитоиды таджикского комплекса. Стрелками в верхней части рисунка показаны тренды элементов при росте "зрелости" дуги.



с трендами возрастающей зрелости дуг. Характерно, что на диаграмме Rb-Sr (см. рис. 3б) гранитоиды занимают поле континентальных трондьемитов. Причем показанные на этой диаграмме составы галек гранитоидов из конгломератов в основании горноалтайской серии (Гусев, 1988) обособляются от таджикских гранитоидов в поле трондьемитов Литтл-Порт островодужного генезиса (Малдас, 1983).

Таким образом, по геохимическим данным нельзя отождествлять гальки из конгломератов горноалтайской серии с обломками пород в туфоконгломератах курайской свиты и породами таджикского комплекса. Комагматичными с вулканитами курайской свиты могут

Результаты определения абсолютного возраста пород Таджилинского массива

Номера проб		Название породы	Минерал определения	K, %	K ⁴⁰ . 10 ⁻⁷ , г/г	Ar ⁴⁰ . 10 ⁻⁷ , г/г	Возраст, млн лет
полевой	лабор.						
I фаза							
189	7961	Габбро гнейсовидное	Амфибол	0,26	3,07	0,09068	448
II фаза							
3066-4	7962	Габбро-диорит	Амфибол	0,21	2,48	0,07486	457
3067	7963	Габбро	Амфибол	0,27	3,17	0,09539	455
3076	7964	Габбро-диорит	Амфибол	0,26	3,07	0,07800	392
7105	7965	Габбро-диорит	Амфибол	0,39	4,66	0,1348	440

Примечание. Радиологические определения K-Ar методом выполнены в лаборатории ПГО "Запсибгеология". Кроме того, по данным А.С.Бартева (1966), известны K-Ar датировки биотитового роговика в контакте с Таджилинским массивом: 479-491 млн лет.

быть породы I фазы таджилинского комплекса, видимо, субвулканического характера. Радиологические датировки (табл.2) пород таджилинского комплекса в основном ордовикского возраста и отражают время становления II и III фаз. Приведенный фактический материал не позволяет включать таджилинский интрузивный комплекс в венд-нижнекембрийскую вулканоплутоническую ассоциацию, под которой следует подразумевать балхашскую вулканогенно-осадочную серию и выделяемый В.А.Скуридиным (1964) мештуерькский габбро-пироксенитовый комплекс. Указанная ассоциация, по имеющимся у нас геохимическим данным, отличается крайне "истощенным" характером магматизма, чего нельзя сказать о таджилинском комплексе.

Литература

БУСЛОВ М.М. К вопросу о структурном положении таджилинского магматического комплекса Юго-Восточного Горного Алтая // Магматизм и эндогенная металлогения западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новокузнецк, 1987а. С.72-73.

БУСЛОВ М.М. Девонская покровно-чешуйчатая структура центральной части Курайской зоны (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1987б. № 8. С.18-26.

ГЛАЗУНОВ О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1981. 191 с.

ГУСЕВ Н.И. Вещественный и химический состав галек магматических пород в конгломератах основания горноалтайской серии юго-восточной части Ануйско-Чуйского синклиория Горного Алтая // Реф. депонир. ст. : Геология и геофизика. 1988. № 9. (Деп. в ВИНИТИ 08.02.88, № I042-B).

ЕФИМОВ А.А., МАЕГОВ В.И., ФЛЕРОВА К.В., ЯКОВЛЕВА О.М. Стронций в габбро-гипербазитовых комплексах Урала // Геохимия. 1984. № 7. С. 971-983.

МАЛПАС Д. Две контрастирующие трондьемитовые ассоциации из перемещенных офиолитов в Западном Ньюфаундленде: первое сообщение // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М., 1983. С. 339-353.

СКУРИДИН В.А. Интрузивные комплексы Курайской рудной зоны (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1964. № 2. С. 48-63.

СКУРИДИН В.А. Таджикинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс и его роль в металлогении Горного Алтая // Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., 1968. С. 197-229.

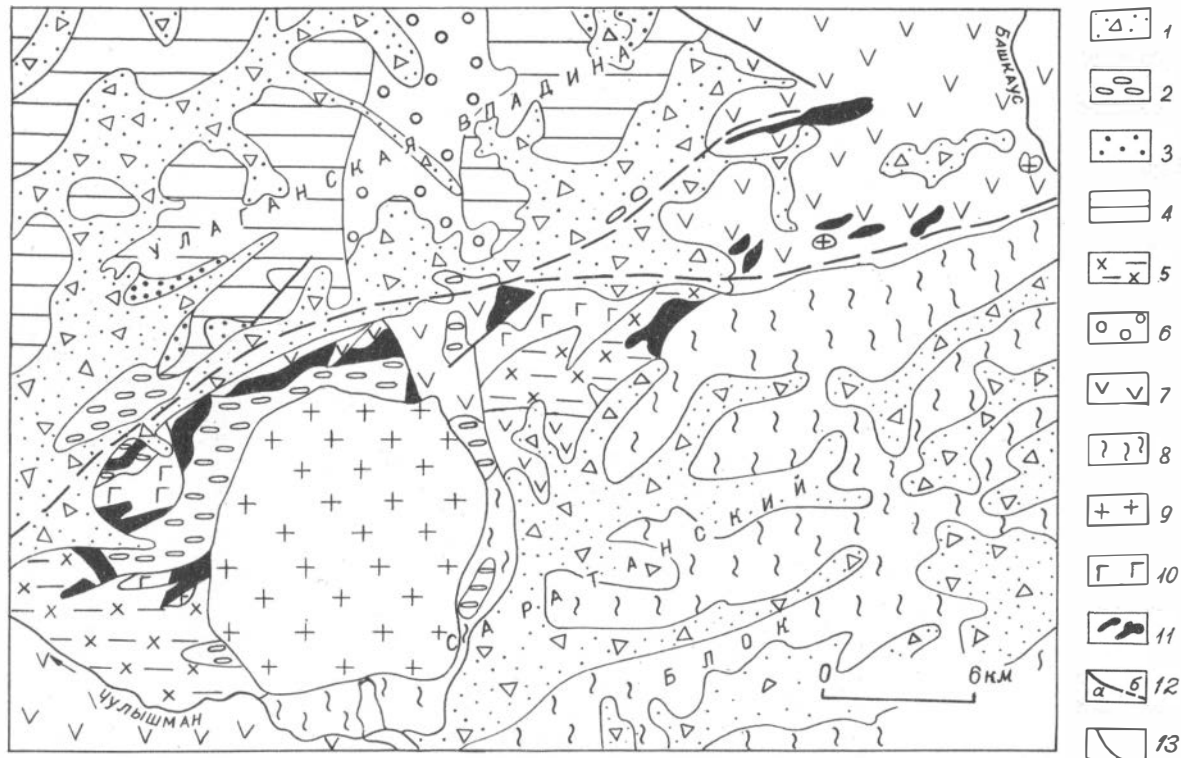
ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ габбро-гранитоидные серии / Г.Б.Ферштатер, Л.В.Малахова, Н.С.Бородина и др. М.: Наука, 1984. 264 с.

BROWN G.C., THORPE R.S. WEBB P.C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources // J. Geol. Soc. 1984. Vol. 141, N 3. P. 413-426.

Т.И.Литвинова

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ СРЕДНЕЙ ЧАСТИ МЕЖДУРЕЧЬЯ БАШКАУСА-ЧУЛЫШМАНА

В последние годы появились обобщенные интерпретации развития Алтае-Саянской складчатой области с позиции тектоники плит (Дергунов, 1986), в то же время сохраняются и традиционные представления о ее эволюции. В связи с этим принципиальное значение имеют работы по восстановлению истории формирования Алтае-Саянской области (в частности, ее юго-западной части).



Геологическая схема строения междуречья Башкаус-Чулышман на границе Саратовского и Улаганской впадины. Составлена по материалам Н.И.Гусева и др. (1983):

I - четвертичные отложения; 2 - осадочные отложения девона; 3 - осадочные отложения силура; 4 - осадочные отложения ордовика; 5 - отложения арлашской свиты (ϵ_1): песчаники, сланцы; 6 - отложения карагольской свиты (V - ϵ_1): туфконгломераты, туфоалевролиты; 7 - отложения саратанской свиты ($R_3 - V$): слюлиты, кератофиры; 8 - метаморфизованные терригенные породы башкаусской свиты (R_3): 9 - гранитоиды позднегерцинского комплекса; 10 - габброиды; 11 - габброиды; 12 - разрывные нарушения; а - прослеженные, б - предпологаемые; 13 - другие геологические границы.

Чулышманская глыбово-складчатая зона Горного Алтая содержит в себе фрагменты раннепалеозойской (?) офиолитовой коры, например, в зоне Улаганского глубинного разлома и разновозрастные проявления гранитоидного магматизма, которые распространены на площади очень неравномерно. Эти особенности свидетельствуют о сложной геологической истории региона.

Статья посвящена анализу закономерностей позднегерцинских гранитоидов в междуречье Башкауса-Чулышмана, т.е. на участке, в пределах которого наиболее рельефно проявилось влияние долгоживущего Улаганского глубинного разлома.

В междуречье Башкауса и Чулышмана располагаются наиболее поздние гранитные plutоны послекарбонового возраста, относимые к калбинскому комплексу: Атуркольский массив порфировидных гранитов и небольшой (0,5 км²) гранитный шток у оз. Чичке-Коль (см. рисунок).

Граниты Атуркольского массива состоят из крупных порфиробласт розовато-серого микроклина, иногда - плагиоклаза, заключенных в цементе с гранитной структурой, состоящем из дымчатого кварца, полевых шпатов, биотита и роговой обманки. Темноцветные минералы составляют от 5 до 12%. Вмещающие породы представлены древним офиолитовым комплексом (гипербазиты, габбро, диабазы, зеленокаменно измененные вулканы саратанской свиты ($R_3 - V$), метаморфизованными песчаниками и сланцами башкаусской (R_3) и арлашской (ϵ_1) свит, а также осадочными образованиями девонского возраста. Внедрение массива сопровождалось интенсивным ороговикованием вмещающих по-

род. Контактный ореол кордиерит-биотитовых и биотитовых роговиков распространяется на 800-1500 м (Литвинова, 1988).

Граниты Чичке-Кольского массива сложены дымчатым кварцем, микроклином, плагиоклазом, биотитом, мусковитом, но им присуща мелкозернистая структура. Цветовой индекс пород составляет 5-9 %. Вмещающими для Чичке-Кольских гранитов являются гипербазиты и вулканогенно-осадочные породы саратанской свиты. Приконтактные изменения выражены в образовании гранат-диопсидовых скарнов и полосчатых биотитовых роговиков. Гипербазиты близ гранитного штока интенсивно лиственитизированы.

К этому же магматическому комплексу относится и Тартагайский гранитный массив (Дергунов, 1967), расположенный к юго-западу от Язулинского плутона (см. рисунок). Такой вывод сделан на основе сходства силикатных анализов тех и других гранитоидов, хотя петрография пород своеобразна: тартагайские **граниты** сложены светлосерым кварцем, красноватым микроклином, плагиоклазом. Слюда и темноцветные минералы практически отсутствуют. Породы лимонитизированы, карбонатизированы, плагиоклаз частично замещен серицитом. Вмещающими породами для Тартагайского массива являются метаморфизованные песчаники и сланцы горноалтайской серии.

Малое распространение позднегерцинских гранитоидов в Чулышманской глыбово-складчатой зоне связано с особенностями геологического развития региона. По А.Б.Дергунову (1967), эта область консолидировалась в виде жесткого блока еще на рубеже кембрия-ордовика. В ордовике в связи с переходом к орогенному этапу развития произошло массовое внедрение гранитоидов. Последующее время характеризуется широким развитием хрупких деформаций и все большей концентрацией дифференцированных движений вдоль границ внутренних блоков области, например, Улаганской впадины и Саратанского выступа. В стратиграфических разрезах этих смежных структур, начиная с ордовикского времени, наблюдаются существенные различия: значительная часть Улаганской впадины выполнена отложениями пестроцветного терригенного комплекса ордовика и силура (Гутак, 1982; Дергунов, 1967; Науменко, Гутак, 1982), отсутствующими на расположенной южнее территории, в то время как девонские образования развиты лишь на Саратанском выступе.

По данным Я.М.Гутака (1984), ордовикские отложения Улаганской впадины залегают с угловым несогласием на комплексе пес-

чано-алевролитовых пород венд-раннекембрийского возраста. В разрезе выделяются две толщи, сопоставимые с ордовикскими отложениями Еринатской впадины на севере Чулышманской глыбово-складчатой зоны. Нижняя толща соответствует узункарасутской серии (Науменко, Гутак, 1982), а верхняя – кандашской. Суммарная мощность ордовикских отложений составляет около 5200 м. В вертикальных рядах серий отражена определенная направленность в развитии процесса седиментации: снизу вверх по разрезу снижается роль грубообломочных пород за счет тонкообломочных. Подобные изменения происходят и в отдельных сериях. Отложения ордовика перекрываются фаунистически охарактеризованной нижнесилурийской толщей (Гутак, 1984), синхронной ярышкольской свите Еринатской впадины, но отличающейся от нее отсутствием вулканогенных и карбонатных отложений. Мощность нижнесилурийских отложений составляет не менее 1800 м.

Отложения девонской системы на территории Улаганской впадины отсутствуют (ранее к ним ошибочно относились вышеописанные породы ордовика и силура), но распространены в узких тектонических блоках Саратанского выступа и в зоне Улаганского разлома. Блоки смещены относительно друг друга движениями по главному разлому, проходящему по долине р. Мал. Улаган, и оперяющим ее разрывам. Я.М. Гутак и В.П. Удодов (1982) выделяют в девонских образованиях две разновозрастные толщи – эйфельского и живетского ярусов.

Эйфельские породы объединены в оройскую толщу, в составе которой выделяются две пачки – нижняя, сложенная светлоокрашенными конгломератами и песчаниками, и верхняя – существенно известковистая. На площади распространения толщи собрана многочисленная фауна, которая датируется шандинским биостратиграфическим уровнем эйфеля. Мощность толщи оценивается в 1000 м.

Живетские отложения по облику отвечают ташантинской свите, развитой на Кюг-Западном Алтае. Они представлены фаунистически охарактеризованными песчаниками и алевролитами черного и серого цвета.

Таким образом, развитие Улаганской впадины и Саратанского выступа с начала ордовика шло существенно различными путями: в ордовикское и силурийское время осадконакопление происходило в Улаганской впадине, причем к концу периода наблюдается возраста-

ние роли тонкообломочных пород. Осадки этого возраста на территории Саратанского выступа отсутствуют. Этот факт можно интерпретировать по-разному: либо Саратанский выступ представлял собой сушу, либо за промежуток в 100 млн лет между нижним силуром и средним девонем территория Саратанского выступа претерпела поднятие более чем на 7000 м относительно Улаганской впадины. Девонский период характеризуется осадконакоплением в Саратанском выступе, в мелководных бассейнах континентального типа и отсутствием его в Улаганской впадине. На рубеже карбона и перми Саратанский выступ претерпел очередное воздымание с одновременным внедрением гранитоидов калбинского комплекса. В настоящее время граница между Улаганской впадиной и Саратанским выступом также четко выражена в рельефе и соответствует главной ветви зоны Улаганского разлома, трассируемой выходами ультраосновных пород кембрия. Таким образом, Улаганский разлом является долгоживущей (с начала ордовика) тектонической границей между Саратанским выступом и Улаганской впадиной. Перемещения по Улаганскому разлому носили преимущественно вертикальный и крутонаклонный характер и несколько раз на протяжении геологической истории меняли свой знак, осуществляя механизм "клавишной" тектоники.

Длительная тектоническая активность зоны Улаганского разлома обусловила повышенную проницаемость пород в межблоковом пространстве и, наряду с воздыманием Саратанского блока, создала благоприятные условия для внедрения гранитоидов в период послекамменноугольной активизации, охватившей обширную территорию Рудного, Горного и Монгольского Алтая. Ранняя консолидация отдельных блоков Чулышманской глыбово-складчатой зоны, с одной стороны, исключила возможность массового проявления позднегерцинского магматизма в исследуемом районе, а с другой — предопределила его развитие в зонах, аналогичных Улаганской (например, граница между Еринатской впадиной и Чульчинским выступом). Вероятно, таковой является северная граница Чульчинского выступа близ Еринатской мульды (в верховьях бассейна р. Бол. Абакан), и расположенный там Чульчинский массив порфириовидных гранитов следует относить к калбинскому комплексу гранитоидов.

Приведенные выше данные показывают, что на "послеофиолитовом" этапе развития Чулышманской глыбово-складчатой зоны, практически на протяжении всего палеозоя, ее осадконакопление и эн-

догенная магматическая активность подчинялись "клавишному" типу тектоники, определяемому долгоживущими разломами северо-восточного простирания, поперечными по отношению к простиранию Кузнецко-Алтайской системы разломов, образующих основные элементы структурной решетки региона*.

* Вывод о клавишном стиле тектоники дискусионен. Детальные исследования в других районах Алтае-Саянской области показывают, что в формировании подобных структур определяющую роль играют горизонтальные движения, приводящие в конечном счете к тектоническому совмещению контрастно построенных в геологическом отношении зон. - Прим. ред. (Н.Берзин).

Литература

ГУТАК Я.М. О возрасте красноцветных отложений Улаганской впадины (Горный Алтай) //Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтая. Барнаул, 1982. С. 15-16.

ГУТАК Я.М. О времени формирования Улаганской впадины (Горный Алтай)//Сов. геология. 1984. № II, С. 77-82.

ГУТАК Я.М., УДОДОВ В.П. Девонские отложения бассейна р. Малый Улаган (Улаганская впадина, Горный Алтай)//Природа и экономика Кузбасса. Новокузнецк, 1982. С. 52-55.

ДЕРГУНОВ А.Б. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М.: Наука, 1967. 213 с.

ДЕРГУНОВ А.Б. Строение и развитие каледонид Центральной Азии, Алтае-Саянской области и Западной Монголии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин.наук. М., 1986. 56 с.

ЛИТВИНОВА Т.И. Структурные особенности локализации Атуркольского гранитного массива //Материалы конференции молодых ученых Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Новосибирск, 1986. С. 13-28. (Деп. в ВИНТИ № 3309-В86).

НАУМЕНКО А.И., ГУТАК Я.М. Корреляция ордовикских отложений Еринатской и Улаганской мульды (Горный Алтай) //Геология и геофизика. 1982. № 4. С. 113-116.

ТЕКТОНИКА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ
ЮГА КАТУНСКОГО ВЫСТУПА

Задача изучения современной структуры древних, сложенных предположительно венд-раннекембрийскими породами, выступов на территории Горного Алтая является одной из самых актуальных. В последние годы все больше исследователей заявляют о сложности этой структуры: описываются фрагменты тектонических покровов, тектонические чешуи, меланжевые и олистостромовые комплексы (Буслов, 1986; Беляев, 1986; Беляев, Кузнецов, 1988; Берзин и др., 1988; Зыбин, 1985 и др.). На эти структуры наложены обычно более молодые, преимущественно субвертикальные, нарушения. Естественно, что интенсивная тектоническая переработка значительно осложняет решение стратиграфических задач. В абсолютном большинстве случаев стратиграфические контакты нарушены. Это касается и Катунского выступа. Восстановление стратиграфического разреза для подобных районов должно быть основано на данных детальных геологосъемочных работ.

Для Катунского выступа проблема восстановления первичной последовательности пород стоит очень остро, несмотря на значительные усилия, предпринятые многими исследователями в этом направлении. Здесь традиционно выделяются (снизу вверх) следующие толщи: карбонатная (баратальская) вулканогенная (манжерокская), карбонатная (каянчинская) и вулканогенная (каимская) (Винкман, 1959, 1978; Гинцингер, 1978). В последние годы некоторые из этих толщ расчленены с выделением самостоятельных стратиграфических подразделений, обосновано выделение в качестве эсконгинской свиты кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенной толщи (Гурский, 1978).

Существуют разные представления о стратиграфической последовательности этих толщ (Афонин, 1976; Гурский, 1978; Краевский и др., 1984). Некоторые исследователи (Сергеев, 1969) считают, что отдельные толщи могут быть фациальными аналогами (например, эсконгинская – аналог манжерокской, каянчинская – частичный аналог баратальской и т.д.).

Наши данные, опубликованные ранее (Беляев, 1986) свидетельствуют о том, что Б.Г.Краевский и др. (1984) был прав, считая каимскую свиту (по крайней мере ее нижнюю часть) аналогом манже-

рокской. Кроме того, было установлено, что известняки каянчинской свиты в виде тектонического покрова перекрывают нижележащие образования (Беляев, Кузнецов, 1988). Высказано предположение, что баратальская, эсконгинская и манжерокская свиты могут являться членами единой полифациальной формации. Для доказательства высказанного необходимо было на территории Катунского выступа найти относительно ненарушенные участки, где можно было бы непосредственно проследить латеральные и вертикальные переходы между толщами разного состава. Это удалось сделать на юге Катунского выступа. Полученные данные будут изложены ниже.

В полевой сезон 1986–1987 гг. проводились детальные исследования на юге Катунского выступа (междуречье Катуня и Едигана). Общая структура района – покровно-чешуйчатая, как и в других частях Катунского выступа (рис.1). Здесь на поверхности обнажаются следующие комплексы пород: кремнисто-карбонатный (баратальская свита), вулканогенный (манжерокская свита), карбонатный (каянчинская свита), туфогенно-терригенный (верхняя часть каимской или, по А.И.Афонину, 1976, едиганская свита) и кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенный (эсконгинская свита).

Различные комплексы в покровно-чешуйчатой структуре слагают в большинстве случаев самостоятельные тектонические чешуи (см. рис.1). Размеры чешуй достигают десяти километров по простиранию и несколько километров в ширину. Форма чешуй чаще всего линзовидная, удлинённая в субширотном направлении, изогнутая. Выпуклость обычно обращена к югу, что свидетельствует о преимущественном падении границ чешуй к осевой части Катунского выступа. Внутренняя структура крупных чешуй обычно осложнена мелкими разрывами. Чаще всего это послонные срывы, реже они ориентированы вкрест простирания слоев. На геологической схеме показаны только наиболее крупные тектонические чешуи и разломы, существенно осложняющие слоистую структуру. Чешуи обычно осложнены зонами миолитов или тектонических брекчий.

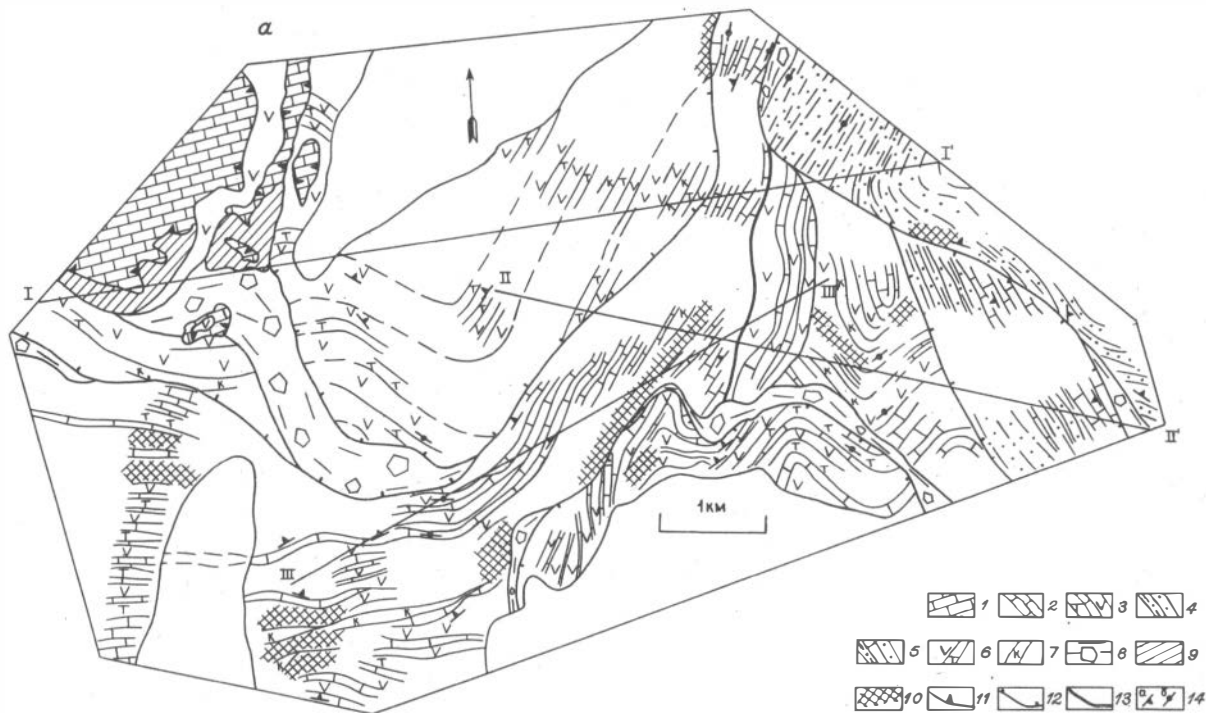
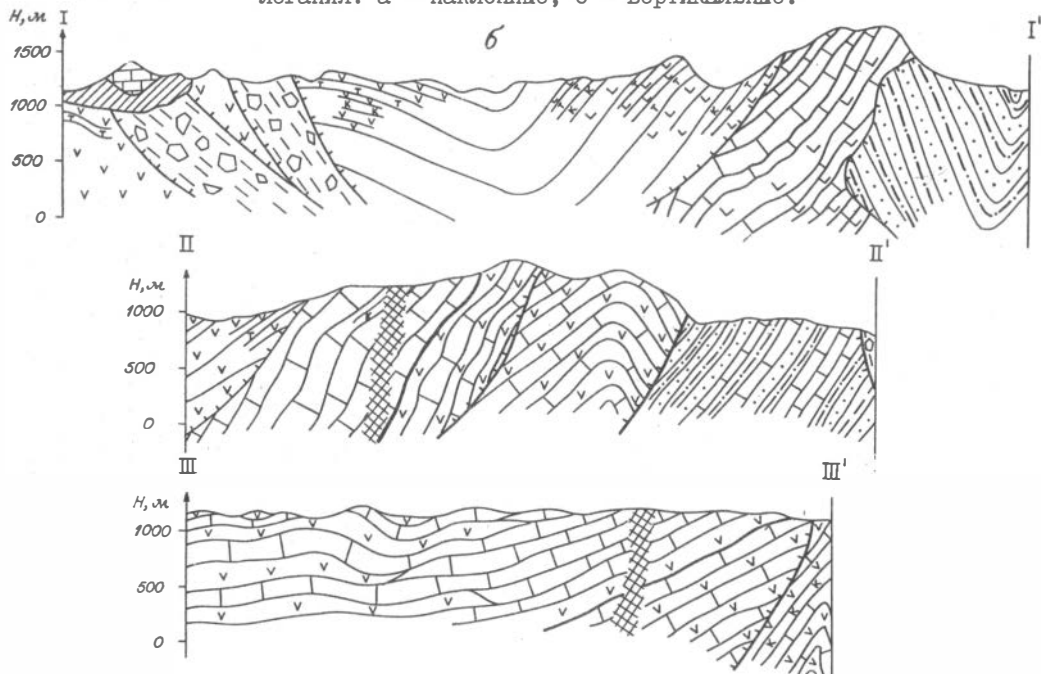


Рис. I. Геологическая схема (а) и профили (б) юга Катунского выступа:

I - карбонатный комплекс (каянчинская свита); 2 - кремнисто-карбонатный комплекс (баратальская свита); 3 - 5 - кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенный и туфогенно-терригенный комплексы: 3 - переслаивание известняков и вулканитов, 4 - переслаивание терригенных пород (пес-

чаников и сланцев) и туфов, 5 - переслаивание терригенных пород и известняков; 6 - вулкано-генный комплекс (манжерокская и нижняя часть каимской свиты); 7 - метасоматические кварциты; 8 - милонитизированные породы на границах тектонических чешуй; 9 - тектонические брекчии в подошве тектонического покрова; 10 - катаклазированные породы; II - граница тектонического покрова; I2 - границы тектонических чешуй; I3 - стратиграфическая граница; I4 - элементы залегания: а - наклонные, б - вертикальные.



Кремнисто-карбонатный комплекс

Породы, слагающие этот комплекс, традиционно относились к баратальской свите.

На участке, изображенном на рис. I, к данному комплексу можно отнести толщу, слагающую северо-восточную часть крупной тектонической чешуи, протягивающейся с запада на восток в центральной части района. Неполная мощность толщи - до 1,2 км. В разрезе переслаиваются черные битуминозные мраморизованные известняки и черные или темно-серые кремнистые, нередко кварцитовидные породы. Очень редко встречаются прослои (обычно маломощные) других пород: туфов, эффузивов, терригенных образований. В том случае, когда количество прослоев таких пород возрастает, мы считаем целесообразным относить толщу к другим комплексам.

Мощности прослоев карбонатов и кремнистых пород соотносятся как 3:1, реже 5:1. Минимальные мощности кварцитов - 2 см, а максимальные - до 30 см. Слоистость в этой толще обычно ориентирована субсогласно с границами тектонической чешуи (или срезается под острым углом). Слои сматы в крупные пологие складки, осложненные обычно гофрировкой.

Вулканогенный комплекс

Вулканогенные породы распространены преимущественно на севере и северо-западе района. Здесь они слагают крупную тектоническую чешую (ширина - до 5 км, длина на изученном участке - 13 км), протягивающуюся в субширотном направлении. Горизонты сматых в сложную складчатую структуру вулканогенных пород срезаются границами чешуи.

Внутри чешуи - многочисленные срывы, зоны брекчирования и милонитизации, однако они почти не нарушают структуру толщи и на геологической схеме показаны только наиболее крупные из них.

Состав пород, слагающих эту тектоническую чешую, более или менее монотонен, здесь преобладают эффузивы и туфы чаще всего основного, реже среднего состава.

Наиболее полный, слабо тектонически нарушенный разрез вулканогенного комплекса представлен в левом борту р.Катунь от

устья р. Чебы до устья р.Едиган. В этом разрезе наблюдаются следующие разновидности пород.

1. Андезитовые порфириды зеленого и лилового цвета. Внутри толщи порфиритов встречаются прослои и линзы (до нескольких метров) мелко-и среднеобломочных туфов того же состава, реже - горизонты темных кремнистых пород. Мощность пачки андезитовых порфиритов около 500 метров. Слои круто ($50-60^{\circ}$) падают на северо-восток.

2. Южнее андезитовые порфириды сменяются толщей лав основного состава мощностью до 1,5 км. Залегание слоев такое же, как и в предыдущей пачке. Породы здесь более массивные. Переслаиваются пироксеновые, плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириды, реже наблюдаются афировые разности. Встречаются горизонты туфов различной степени зернистости и кремнистых пород. Нередко наблюдаются зоны катаклазированных образований. Мощности таких зон обычно не превышают 30 м, ориентированы они согласно с простиранием горизонтов пород.

Сходные разрезы вулканогенного комплекса наблюдаются на левом берегу р.Катунь, на водоразделе рек Чеба и Едиган. Здесь комплекс представлен преимущественно эффузивами основного, реже среднего состава. В меньшем количестве присутствуют туфы и кремнистые породы.

Среди туфов иногда встречаются грубообломочные разности (туфогравелиты и туфоконгломераты). Галька в грубых разностях представлена порфиридами или скрытокристаллическими вулканитами среднего, чаще основного состава. Размеры галек колеблются от 0,5 до 5-7 см, обычно они неплохо окатаны, имеют уплощенную (согласно с напластованием пород) форму. Цементом в этих породах являются неяснослоистые туфы разной степени зернистости. Зернистость в цементе местами настолько груба, что расплывается разница между матриксом и обломками.

Очень часто матрикс, да и вся порода в горизонтах туфогравелитов катаклазирована. Она становится рыхлой, на обломках в таких случаях заметны сколы, заусеницы, нередки зеркала скольжения. Ориентировка обломков по удлинению остается согласной со слоистой структурой пород. Иногда степень катаклаза настолько сильна, что возникает сомнение в первично-осадочной природе образований и лишь согласное их положение в разрезе и постепенный

переход к нормально-осадочным толщам убеждает в обратном.

Карбонатный комплекс

Этот комплекс в районе, изображенном на карте, распространен только на крайнем северо-востоке, где он слагает останцы тектонического покрова. Комплекс представлен преимущественно белыми, реже светло-серыми массивными известняками. Раньше этот комплекс выделялся в составе каянчинской либо шашкунарской свиты.

Карбонатные породы полого, с тектоническим контактом залегают на вулканогенном комплексе. Очертания границы извилистые, повторяют форму изолиний рельефа. В понижениях рельефа (эрозивно-тектонические окна или полукна) обнажаются вулканогенные породы или тектонические брекчии по ним. Ширина зоны брекчий колеблется от 0 до 300 м. Степень тектонизации вулканогенных пород и известняков в подошве покрова различная, в случае незначительной тектонизации в вулканогенных породах фиксируются элементы слоистости, срезающиеся подошвой карбонатного комплекса.

Рассланцевание в тектонической брекчии связано с перемещением тектонического покрова, в современной структуре плоскость сланцеватости ориентирована субширотно, падение ее крутое или субвертикальное, что свидетельствует о дислоцированности покрова.

Туфогенно-терригенный комплекс

Этот комплекс обнажается на востоке района. С севера и востока он отделен от толщ другого состава зонами милонитизации и катаклаза мощностью до 300 метров.

В составе толщи преобладают туфогенно-терригенные образования разной степени зернистости, от туфопесчаников до туфоэлевритов. Примесь вулканического материала колеблется от 10-12 % до чисто туфогенных разностей.

Породы сильно рассланцованы, местами сланцеватость развита настолько интенсивно, что полностью затушевывает слоистость и

превращает образования в настоящие сланцы. Слоистость фиксируется лишь в отдельных обнажениях и определяется по ориентировке слое-**вых** плоскостей между разностями пород различной степени зерни-
тости. По нашим наблюдениям слоистость совпадает в большинстве случаев со сланцеватостью. Этот факт подтверждается, когда в ту-
фогенно-терригенных породах встречаются единичные маломощные (до I м) горизонты известняков.

Горизонты туфогенно-терригенной толщи простираются субмери-
дионально, на севере приобретая северо-восточное простирание и
вертикальное залегание. На юге участка (см. рис. I) падение кру-
тое ($60-70^{\circ}$) на восток-северо-восток.

Туфогенно-терригенный комплекс традиционно относился к
верхней (терригенной) части разреза каимской свиты или описывался
(Афонин, 1976) в качестве самостоятельной едиганской свиты.

В юго-восточной части района в тектоническом клине распро-
странен комплекс пород, который с некоторой долей условности мож-
но отнести к туфогенно-терригенному. В разрезе (с запада на вос-
ток) здесь обнажаются сланцы по туфопесчаникам и туфоалевролитам
с единичными прослоями серых и светло-серых известняков и эффу-
зивов основного состава. Восточнее количество этих "инородных"
прослоев становится больше, среди карбонатов появляются горизон-
ты кремнистых пород. Вблизи зоны тектонических брекчий в восточ-
ной части разреза (см. рис. I) объем карбонатов с кремнями и эф-
фузивов становится уже сопоставимым с туфогенно-терригенными по-
родами. Таким образом, в этом разрезе наблюдается постепенный
переход чисто туфогенно-терригенных разностей в кремнисто-карбо-
натно-вулканогенно-терригенные по латерали.

Слои в этом тектоническом клине ориентированы субмеридио-
нально, преимущественно "стоят на головах", реже круто ($75-85^{\circ}$)
падают на запад.

Кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенный комплекс

Породы, слагающие этот комплекс, обнажаются преимущественно
на юге района, изображенного на схеме (см. рис. I), где они выпол-
няют тектонические чешуи либо полностью, либо частично.

Толща построена сложно: здесь переслаиваются кремнистые и

карбонатные породы (такие же как в кремнисто-карбонатном комплексе), эффузивы и туфы (как в вулканогенном комплексе), терригенные и вулканомиктовые разности пород (как в туфогенно-терригенном комплексе). Доля тех или иных разновидностей пород в разных разрезах существенно колеблется. Ранее комплекс описывался в качестве эсконгинской свиты.

Слои сматы в складки, осложненные обычно мелкой гофрировкой. Складки линейные, вытянутые, напряженные, оси их обычно ориентированы субмеридионально. Залегание пород крутое до субвертикального.

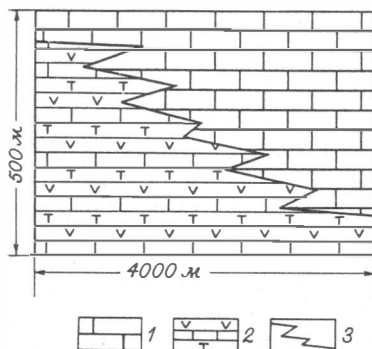
Соотношения описываемого комплекса с другими преимущественно тектонические. Исключение составляет тектоническая чешуя в центре закартированного участка (см. рис. I). Ее размеры 10x3 км, чешуя вытянута в субширотном направлении. На севере она отделена от поля развития пород вулканогенного комплекса наклонной (50°) на север зоной разлома; а на юге от поля развития пород кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенного комплекса широкой (до 120 - 130 м) зоной тектонических брекчий.

Северо-восточная часть тектонической чешуи сложена породами кремнисто-карбонатного комплекса, а юго-восточнее они сменяются образованиями кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенного комплекса. Этот переход согласный. Вначале появляется мощный (до 300 м) горизонт вулканогенных пород основного состава. Граница их с карбонатами четкая, резкая, никаких признаков несогласия, так же как и тектонических дислокаций (зон дробления, милонитизации и т.д.) здесь не обнаружено. Мощность горизонта вулканогенных пород на юго-запад уменьшается до 100 м, а далее он срезается тектонической зоной, маркирующей границу тектонической чешуи. Юго-восточнее разрез комплекса представлен переслаиванием карбонатов, кремнистых пород, эффузивов (пироксен-плагиоклазовых порфиритов) и туфов.

В западной части чешуи развит кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенный комплекс. На левом берегу р. Катунь разрез представлен теми же разностями пород, причем доля вулканогенных образований в нем (эффузивов и туфов) достигает 50 %. На правобережье р. Катунь содержание вулканогенных пород уменьшается, горизонты их менее мощные (10-15 м). Следует заметить, что разрез здесь осложнен послойными срывами, которые фиксируются зонами ка-

Рис.2. Принципиальная схема взаимоотношений между вулканогенным и кремнисто-карбонатным комплексами:

1 - кремнисто-карбонатный комплекс; 2 - вулканогенный комплекс; 3 - граница фациального перехода.



таклаза, обохривания, кварцевыми жилами. Структуру толщи эти срывы нарушают незначительно, и в ряде случаев мы ими пренебрегаем.

Прослеживание комплекса в восточном направлении показывает, что в разрезе постепенно становится меньше вулканогенных разностей и, соответственно, увеличивается содержание кремнисто-карбонатных пород. Мощности горизонтов вулканогенных пород уменьшаются до первых метров, а затем и вовсе выклиниваются. Условия обнаженности лишь в единичных случаях позволяют зафиксировать это выклинивание, тем не менее полученный материал позволяет говорить о латеральных переходах (со скольжением по вертикали) между кремнисто-карбонатным и кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенным комплексами (т.е. между каимской или манжерокской и эсконгинской свитами). Принципиальная схема взаимоотношений между комплексами показана на рис. 2.

Логичным, хотя и подтвержденным нашими фактическими материалами, является допущение о постепенном переходе (пусть и со скольжением по вертикали) от кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенного комплекса к вулканогенному по латерали.

Итак, взаимоотношения между комплексами в районе преимущественно тектонические, лишь в отдельных случаях в тектонических блоках-чешуях сохранились первичные ненарушенные взаимоотношения. В связи с интенсивными тектоническими дислокациями довольно большой объем первично-осадочных пород превращен в тектониты, которые помогают расшифровывать современную структуру региона. Нами выделены три разновидности тектонически переработанных образований.

1. Тектонические брекчи в подошве тектонического покрова. Образования этого типа распространены вблизи тектонического покрова карбонатов на левом берегу р. Катунь. В основании покрова здесь залегает вулканогенный комплекс (переслаивание эффузивов, туфов разной степени зернистости, реже кремнистых пород). Тектонические брекчи представлены смесью дезинтегрированных в разной степени вулканогенных и карбонатных пород. В цементе обычно наблюдаются туфы, иногда туфоконгломераты, превращенные в милониты с характерной примесью карбонатов. Размеры обломков – до 10–15 см, они **удлинены** согласно со сланцеватостью. В обломках преобладают эффузивы и кремнистые породы, реже карбонаты. Вулканиды в обломках обычно катаклазированы, превращены в рыхлую сыпучую массу, распадающуюся при ударе на отдельные изометричные обломки. Карбонаты милонитизированы, превращены в "тектоническую муку", так же как и карбонаты в подошве тектонического покрова.

Главное отличие этой разновидности тектонических брекчий от других – присутствие массивных (калячинских) известняков в обломках и примесь карбонатов в цементе.

2. В значительной степени милонитизированные породы на границе тектонических чешуй. Милониты слагают цемент и развиты или по чисто вулканогенным породам, или по терригенно-вулканогенным.

В обломках обычно преобладают породы соседних блоков (вулканогенного, кремнисто-карбонатного или кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенного комплексов). Мощная зона таких образований (до 350 м) протягивается в субширотном направлении с левого берега р. Катунь на правый. Длина зоны – около 6 км. Размеры обломков увеличиваются с запада на восток. Они всегда вытянуты по простиранию зоны и согласно сланцеватости. На левом берегу р. Катунь контактируют первая и вторая разновидности тектонических брекчий. Граница фиксируется по резкому изменению простирания сланцеватости, по появлению во второй разновидности карбонатов другого типа: слоистых, где слои представлены мраморами и кремнистыми породами (это отторженцы кремнисто-карбонатного или кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенного комплекса).

Строение тектонических брекчий этого типа показано на рис. 3. На рис. 3 а изображена крупная будина пород кремнисто-карбонатного комплекса, с одной стороны ограниченная зоной катаклазированных пород, а с другой – милонитами с мелкими обломками. На

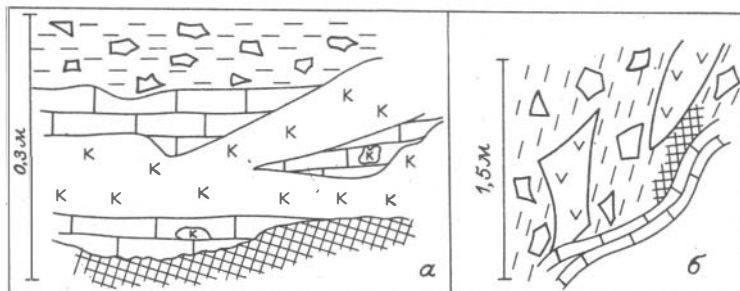


Рис.3. Типы тектонических брекчий (зарисовки с фотографий): а.- блок кремнисто-карбонатных пород в цементе; б - внутреннее строение милонитизированных пород:
 1 - известняки; 2 - кремнистые породы; 3 - эффузивы основного состава; 4 - катаклазированные породы; 5 - милониты.

рис. 3 б по сланцеватости вытянуты крупные обломки вулканогенного и кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенного комплексов, "плавающие" в милонитах.

3. Катаклазированные породы, представленные дезинтегрированными, повернутыми относительно друг друга блоками размером от первых метров до нескольких десятков метров. Характерной чертой таких образований является их окварцованность. В составе глыб могут быть фрагменты всех выделенных комплексов пород (кроме карбонатного).

Зоны катаклазированных пород пространственно совмещены с милонитизированными образованиями, обычно совпадают с их пограничной частью (см. рис. 3 а), реже они образуют прямолинейные полосы, протягивающиеся вдоль простирания горизонтов комплексов пород. Может быть, катаклазированные образования связаны с более поздними тектоническими движениями.

Таким образом выяснено, что на хге Катунского выступа выделяется пять комплексов пород: кремнисто-карбонатный, вулканогенный, туфогенно-терригенный, кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенный и карбонатный. Первые четыре слагают крупные тектонические чешуи, разделенные либо миллионитизированными, либо катаклазированными породами. Карбонатный комплекс в виде тектонического покрова с тектоническими брекчиями в основании перекрывает чешуйчатую структуру. Судя по составу, карбонатный комплекс может быть отторженцем другой структурно-формационной зоны.

Южнее, на территории Баратальского выступа, также установлена покровная структура (Берзин и др., 1988). По их данным, здесь баратальская свита (т.е. кремнисто-карбонатный комплекс, по нашей терминологии) в виде тектонического покрова перекрывает расчлуженные осадочно-вулканогенные образования. Эти исследователи предполагают, что баратальский комплекс является отторженцем другой структурно-формационной зоны. Возможно, что сходная структурная ситуация на территории Катунского и Баратальского выступов свидетельствует об одинаковой геодинамической обстановке формирования этих структур.

В одной из тектонических чешуй юга Катунского выступа установлен латеральный переход между кремнисто-карбонатными и кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенными комплексами.

Следовательно, в Катунском выступе Горного Алтая наблюдается сложная полифациальная кремнисто-карбонатно-вулканогенная формация, объединяющая баратальскую, манжерокскую, каимскую и эсконгинскую свиты, в современной структуре превращенная в серию тектонических чешуй. Возраст толщи, предположительно - венд - ранний кембрий.

Литература

АФОНИН А.И. Предполагаемая скелетная фауна *Protospongia* и *Chancelloria* в отложениях докембрия Горного Алтая // Геология и геофизика. 1976. № II. С.16-21.

БЕЛЯЕВ С.Ю. О Еландинской структуре Катунского антиклинория

(Горный Алтай) // Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя Алтае-Саянской складчатой области. Новокузнецк, 1986. С. 132-134.

БЕЛЯЕВ С.Ю., КУЗНЕЦОВ П.П. Некоторые вопросы тектоники и стратиграфии Катунского антиклинория // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая. Барнаул, 1988. С. 10-11.

БЕРЗИН Н.А., БУСЛОВ М.М., БОРУКАЕВ Ч.Б. Покровно-чешуйчатая структура Баратальского выступа (Горный Алтай). Новосибирск, 1988. 12 с. (Деп.ВИНИТИ № 4221-В88).

БУСЛОВ М.М. Фрагменты покровной структуры центральной части Теректинского выступа (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1986. № 5. С. 40-45.

ВИНКМАН М.К. Стратиграфия протерозойских, синийских и кембрийских отложений Горного Алтая // Тр.СНИИГиМСа. Новосибирск, 1959. Вып. 5. С. 4-50.

ВИНКМАН М.К. Объем и строение рифейских отложений в Горном Алтае // Геология и геофизика. 1978. № 3. С. 44-51.

ГИНЦЛИНГЕР А.Б. Стратиграфия верхнего докембрия Алтае-Саянской складчатой области // Новое в стратиграфии и палеонтологии Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск, 1978. С. 115-127.

ГУРСКИЙ Г.В. К стратиграфии позднедокембрийских существенно кремнисто-карбонатных образований Катунского антиклинория Горного Алтая // Новое в стратиграфии и палеонтологии Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск, 1978. С. 3-9.

ЗЫБИН В.А. Нижнепалеозойские олистостромы центральной части Горного Алтая // Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края. Бийск, 1985. С. 12-15.

КРАЕВСКИЙ Б.Г., ЗЕЙФЕРТ Л.Л., ЕРШОВ А.Д., КРАЕВСКАЯ М.К. О стратиграфической схеме верхнего докембрия Катунского антиклинория (Горный Алтай) // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Средняя Сибирь. Новосибирск, 1984. С. 94-112.

СЕРГЕЕВ В.П. К стратиграфии протерозойских отложений Катунского антиклинория / Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. Новокузнецк, 1969. С. 12-14.

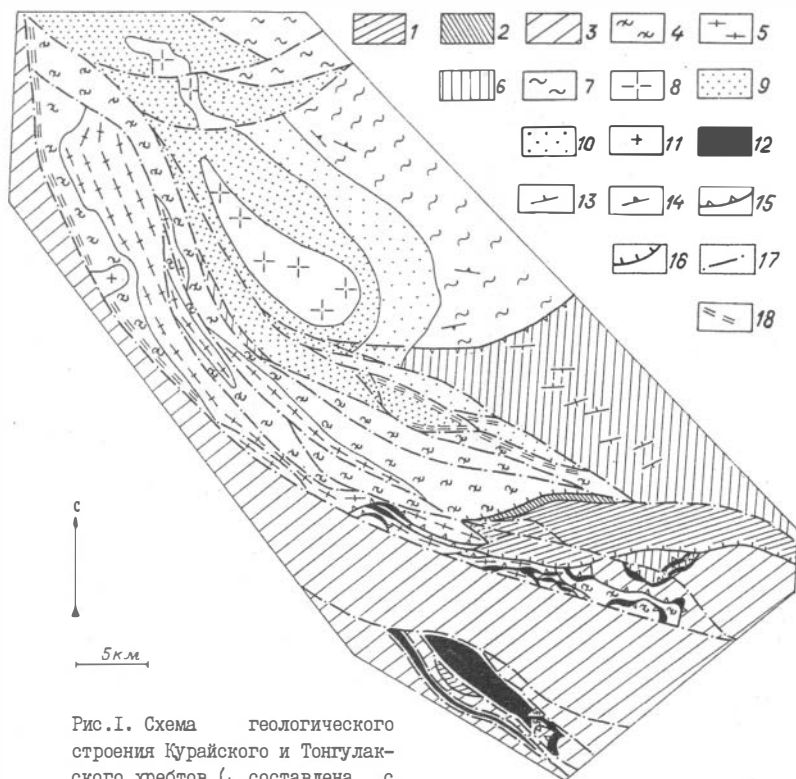
К ВОПРОСУ О СТРУКТУРНОМ ПОЛОЖЕНИИ И ВОЗРАСТЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КУРАЙСКОГО И ТОНГУЛАКСКОГО ХРЕБТОВ (юго-восточная часть Горного Алтая)

Структурное положение и возраст метаморфических образований Курайского и Тонгулакского хребтов тесно связаны. Обычно возраст метаморфитов рассматривается через их структурное положение и зональность. Исключительная же сложность структуры района и разнородный метаморфизм послужили причиной возникновения по этим вопросам многочисленных точек зрения, которые часто менялись у одних и тех же исследователей.

Общая характеристика

Первоначально предполагалось (Кузнецов, 1939 и др.), что метаморфические образования Курайского хребта слагают выступ древнего (архейского или протерозойского) фундамента Горного Алтая. Затем В.А.Кузнецов (1952, 1963) начал развивать представление о нижнепалеозойском возрасте этих толщ, образовавшихся при гранитизации и метаморфизме в зоне глубинного разлома. Метаморфические породы Курайского хребта были рассмотрены как продукты метаморфизма Кубадринско-Курайской зоны смятия, а для пород Тонгулакского хребта был отмечен прогрессивный метаморфизм. Точка зрения о нижнепалеозойском возрасте метаморфитов Курайского хребта была поддержана В.П.Нехоршевым (1958), который рассматривал их как продукты контактового метаморфизма гранитоидов в зоне смятия. Вскоре были описаны и постепенные переходы от слабометаморфизованных зеленосланцевых пород предполагаемого кембро-ордовика к глубокометаморфизованным (Кононов, 1961; Скуридин, 1964; Дергунов 1967 и др.).

Позже А.И.Родыгин (1968), детально изучив участки многих "постепенных переходов", выявил диафторитовую природу зеленых сланцев "кембро-ордовика". По его представлениям, в современной структуре метаморфический комплекс Курайского хребта слагает выступ, граничащий с палеозойскими толщами по Курайско-Кубадринской и Карасуйской зонам диафтореза на юго-западе и северо-вос-



Фиг. I. Схема геологического строения Курайского и Тонгулакского хребтов (составлена с использованием материалов А.Б.Дергунова, 1967; А.И.Родыгина, 1968; Лепезина, 1972):

I - девонские отложения; 2 - нижнесилурийские отложения; 3 - нерасчлененные венд-среднекембрийские осадочно-вулканогенные образования; Курайский покров: 4 - кристаллические сланцы, амфиболиты, редко гнейсы и гранитогнейсы, иногда мраморы и кремнистые породы, 5 - кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты; Артлашско-Башкауский покров: 6 - кембрийские песчано-сланцевые толщи артлашской и кумурлинской свит, 7 - венд-нижнекембрийская метавулканогенно-осадочная башкауская свита, 8 - гранитоиды Корумбы-Айринской интрузии, 9 - кварц-мусковит-биотит-кордиеритовые гнейсы (сланцы), иногда с гранатом (или хлоритом), редко с андалузитом внутреннего контактового ореола интрузий, 10 - преимущественно кварц-хлорит-мусковит-биотитовые сланцы внешнего контактового ореола интрузий; II - Теранджикский гранитоидный массив; 12 - гипербазиты; 13 - элементы слоистости; 14 - элементы сланцеватости; 15 - надвиги; 16 - взбросо-надвиги; 17 - взбросо-сдвиги; 18 - диафториты.

токе соответственно. А.И.Родыгин вернулся к точке зрения о нижнепротерозойском (возможно, верхнеархейском) возрасте пород Курайского выступа, считая, что в раннем палеозое он играл роль срединного массива.

Г.Г.Лепезин (1972), исследуя особенности метаморфизма пород Курайского и Тонгулакского хребтов, выделил их в Тонгулакский выступ, объединив породы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма курайского комплекса, а также зеленосланцевые толщи башкаусской свиты. По его мнению, они связываются прогрессивной метаморфической зональностью и относятся к докембрию. Происхождение зональности объясняется с позиции нормального метаморфизма погружения.

А.Б.Дергунов и Н.Н.Херасков (1985) предполагают, что на востоке Горного Алтая метаморфизм и гранитизация проявились по средне-верхнекембрийским песчано-сланцевым породам в зоне тектонического скупивания, в результате которого резко возросла мощность земной коры и из ее нижних горизонтов проникла гранитная магма и гранитизирующие растворы.

Автор, изучая в 1983-1986 гг. взаимоотношения разломов к юго-востоку и югу от курайского метаморфического комплекса, выделил два разновозрастных кинематико-морфологических типа: додевонские деформированные надвиги и последевонские взбросо-надвиги и взбросо-сдвиги (Буслов, 1987 а,б). Разломы были прослежены в район развития метаморфических образований Курайского и Тонгулакского хребтов и послужили основой их структурного расчленения. Полученная геологическая схема представлена на рис. I.

Структурная и метаморфическая зональность района

В рассматриваемом районе надвиги образуют додевонскую покровно-чешуйчатую структуру, нарушенную блоковой тектоникой. Взбросо-надвиги проявлены относительно слабо. Они простираются субширотно, погружаясь на север под углами $60-70^{\circ}$, иногда $10-30^{\circ}$. Более поздние взбросо-сдвиги регионально проявлены в районе и за его пределами. Они сложно построены и обычно состоят из основной ветви и оперения. Основные ветви имеют в общем северо-восточное простирание и крутые углы наклона. Взбросо-сдвиги широко известны в литературе под названием Кубадринского, Ильдугемского, Тыдтуярыкского разломов, Чаган-Узунской ветви разломов

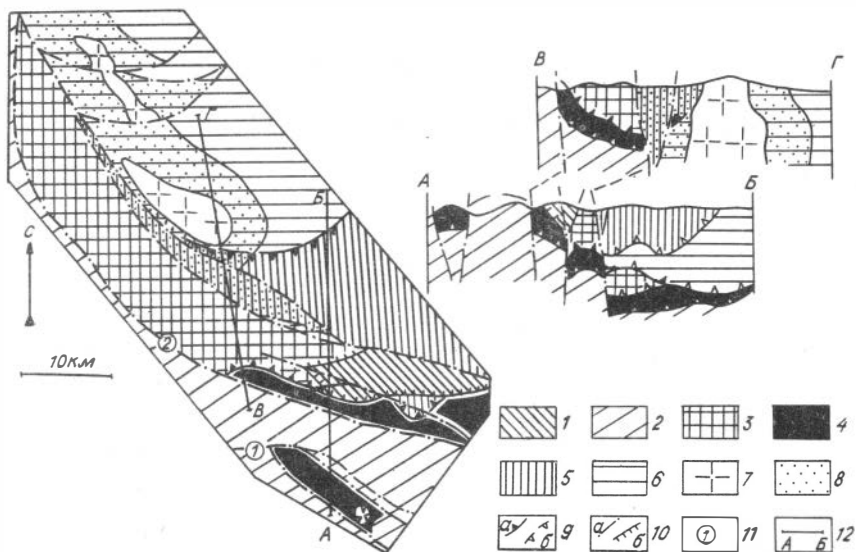


Рис.2. Схема тектонического районирования Курайского и Тонгулакского хребтов:

I - девонские отложения Берт-Озекской синклинали; 2 - нерасчлененные венд-среднекембрийские образования; Курайский покров: 3 - основное тело, 4 - расчешуенное основание; Артлашко-Башкаусский покров: 5 - кембрийские песчано-сланцевые толщи, 6 - венд-нижнекембрийские метавулканогенно-осадочные образования, 7 - аллохтонные гранитоиды Корумбы-Айринской интрузии, 8 - метаморфические породы контактового ореола, 9 - додевонские складчатые надвиги: а - прослеженные, б - предполагаемые; 10 - последевонские разломы: а - взбросо-сдвиги, б - взбросо-надвиги; II - разломы: I - Чаган-Узунский; 2 - Кубадринский; 12 - линии разрезов.

(Зыбин, 1969; Родыгин, 1968 и др.).

Надвиги ограничивают тектонические покровы, представленные в исследуемом районе артлашской, кумурлинской, башкаусской свитами и курайским метаморфическим комплексом. Для краткости изложения назовем их соответственно Артлашко-Башкаусским и Курайским покровами (рис.2). В их строении выделяются основное тело

и расчешуенное основание. Поверхности надвигов в основании покровов часто трассируются серпентинитами, слагающими в плане линейные тела мономиктового и реже полимиктового меланжа, мощность которого не превышает первых десятков метров. Серпентиниты часто подвержены метасоматическому изменению с образованием тальк-карбонатных пород и лиственитов.

Основное тело Курайского покрова имеет сложную складчатую структуру. Слагающие его метапелитовые, реже metabазитовые породы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, по данным А.И.Родыгина (1968) и Г.Г.Лепезина (1972), образуют крупную антиклиналь с крутым падением юго-западного крыла ($70-90^{\circ}$) и более пологим-восточного ($40-80^{\circ}$). В ядре антиклинали развиты наиболее высокотемпературные образования (тонгулакская свита, по А.И.Родыгину, зона Г, по Г.Г.Лепезину), чем на крыльях (ильдугемская свита, зона В). Признаком появления более высокотемпературных образований служит разложение ставролита на гранаты, уменьшение процентного содержания MnO в гранатах, увеличение количества гнейсов и гранитогнейсов, появление мигматитов (Родыгин, 1968; Лепезин, 1972).

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

В плане антиклинальные структуры образуют формы от изометричных куполовидных вздутий до сильно сжатых, вытянутых, нередко опрокинутых или наклонных складок. Между ними развиты удлиненные синклинали с острыми периклинальными замыканиями.

Кристаллизационная сланцеватость метаморфических пород почти повсеместно ориентирована в северо-западном направлении. Различного рода линейность, характеризующая динамометаморфическую переработку пород, имеет преобладающее юго-восточное пологое падение под углами $4-7^{\circ}$, реже $15-20^{\circ}$.

Милониты широко развиты в покрове, в большинстве случаев располагаются параллельно залеганию линейности метаморфических пород и образуют зоны, вблизи которых часто развиты мелкие складки волочения.

В строении чешуй основания Курайского покрова участвуют милонитизированные и катаклазированные породы курайского метаморфического комплекса и рассланцованные венд-среднекембрийские вулканогенно-осадочные образования, разделенные серпентинитовыми сланцами и меланжем. Выходы основания покрова слагают в осевой части Курайского хребта полосу длиной более 20 км и шириной до 4 км (Буслов, 1987 б), а также образуют тектонический останец, представленный гипербазитами Чаган-Узунского массива и структурно связанными с ними мелкими телами гранатовых амфиболитов и гнейсов.

Строение осевой части Курайского хребта рассмотрено автором ранее (Буслов, 1987 б), поэтому здесь ограничимся лишь упоминанием о том, что в одной из тектонических пластин, состоящей из пород аналогичных курайскому метаморфическому комплексу, были обнаружены маломощные прослои кремнистых пород, линзы и слои мраморов. Самый крупный слой мрамора имеет мощность в несколько десятков метров и протяженность до 2 км. Это позволяет считать первичный состав метаморфитов курайского комплекса кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенным.

Останец расчлененного основания Курайского покрова расположен в нескольких километрах к юго-востоку от его основного тела и ограничен с трех сторон последевонскими разломами. Лишь вблизи пос. Чаган-Узун наблюдается его нижняя надвиговая поверхность, нарушенная малоамплитудными поперечными разломами. Здесь в тектоническом окне среди серпентинитов выходят неравномерно динамометаморфизованные вулканогенно-осадочные венд-нижнекембрийские породы арыджанской свиты. Поверхность надвига имеет антиклинальную структуру и в общем погружается под Чаган-Узунский массив, в подошве которого развит полимиктовый серпентинитовый меланж. Среди рассланцованных серпентинитов расположены валуны и глыбы массивных серпентинитов, родингитизированных габбро, известняков, гнейсов и амфиболитов. Гнейсы и амфиболиты образуют также чешуи протяженностью в несколько десятков метров. Западнее и выше по разрезу над меланжем залегают тектонические чешуи из массивных

серпентинитов. Между ними иногда зажаты линзовидные блоки известняков и серпентинитовые сланцы. Чешуи погружаются на запад под пластину массивных серпентинитов, среди которых сохранились поля перидотитов с признаками метаморфизма в эпидот-амфиболитовой фации (Велинский, Банников, 1982) и дайки габбро. В основании этой пластины залегает мономиктовый крупноглыбовый серпентинитовый меланж.

Амфиболиты (в том числе гранатсодержащие) и меланократовые гнейсы, приуроченные к подошве останца покрова, являются, по нашему мнению, тектоническими отторженцами курайского метаморфического комплекса. Подобные породы широко развиты в левом борту р. Ниж.Ильдугем между реками Миндит и Мал.Орой и в других местах курайского метаморфического комплекса. Они представлены амфиболовыми (в том числе гранатсодержащими) сланцами, переслаивающимися с мелкозернистыми кварц-плаггиоклаз-биотитовыми сланцами и очковыми гнейсами.

Петрографическое изучение образцов гранатовых амфиболитов из основного тела покрова, из его расчешуенного основания в осевой части Курайского хребта и из останца, представленного Чаган-Узунским массивом, показало, что по набору слагающих минералов, и по структурно-текстурным признакам они аналогичны. Это кварц-плаггиоклаз-биотит-гранат-амфиболовые сланцы, имеющие мелкозернистую структуру и полосчато-сланцевую текстуру. Последняя обусловлена чередованием буроватых и зеленовато-серых полос (толщиной 1-3 мм) кварц-плаггиоклаз-роговообманкового, кварц-плаггиоклаз-биотитового составов. Альяндиновый гранат образует или отдельные мелкие скопления, или полосы, подчеркивающие текстуру породы. О сопоставимости сравниваемых пород свидетельствует и близкий химсостав роговой обманки (Лепезин, 1978). Показательным является высокое содержание в них глинозема: в верховьях р. Ниж.Ильдугем, в основном теле Курайского покрова, 10, 13 %, а в пределах Чаган-Узунского массива 10, 22 %.

Основное тело Артлашко-Балкаусского покрова состоит из двух частей: южной и северной, разделенных границей структурно-метаморфического несогласия, представляющей собой, вероятно, разлом надвигового или сдвигового типа. В строении южной части покрова участвуют согласно залегающие песчано-сланцевые толщи артлашской и кумурлинской свит кембрия. Породы регионально метамор-

физованы в зеленосланцевой фации метаморфизма с сохранением первичного состава и слоистости. Они собраны в крупные изоклиналильные складки субширотного простирания, осложненные более мелкой складчатостью.

Северная часть покрова сложена полосчато-плойчатыми метаморфическими сланцами по осадочно-вулканогенным породам зеленосланцевой фации метаморфизма. Метабазиты здесь представлены хлорит-актинолитовыми сланцами иногда с четко выраженной подушечной отдельностью. В некоторых подушках сохранена порфировая структура пород. Артлашко-Башкаусский покров надвинут на Курайский. В левобережье р.Верх.Ильдугем в его основании картируется пакет чешуй, разделенных серпентинитовым меланжем.

Вулканогенно-осадочные породы Артлашко-Башкаусского покрова прорваны Корумбы-Айринской интрузией, представленной несколькими вытянутыми в цепочку выходами биотит-мусковитовых и биотитовых гранитов (Родыгин, 1968; Дергунов, 1967). Вокруг нее широко проявлен зональный контактовый метаморфический ореол. В современной структуре хорошо сохранились лишь его северо-восточная часть.

Вблизи интрузии, в зоне шириной до 4-5 км, расположены метаморфические породы в основном по метапелитам: кварц-мусковит-биотит-кордиеритовые гнейсы (сланцы), иногда с гранатом и (или) хлоритом, редко с андалузитом (зона Б, по Г.Г.Лепезину). В них отмечаются редкие прослои метабазитов, представленные роговообманковыми, клиноцизит-, биотит- и микроклин-биотит-роговообманковыми сланцами. Далее, в зоне шириной около 2-3 км, развиты кварц-хлорит-мусковит-биотитовые сланцы, содержащие иногда включения пород предыдущей зоны (переходная область между зонами А и Б, по Г.Г.Лепезину). Затем выходят биотитизированные осадочно-вулканогенные породы башкаусской свиты.

К северу от наиболее крупного массива Корумбы-Айринской интрузии простирание сланцеватости (слоистости) башкаусской свиты в общем совпадает с кристаллизационной сланцеватостью в контактовом метаморфическом ореоле. Вероятно, это обстоятельство позволило Г.Г.Лепезину (1972) объединить две различные по типу метаморфизма и, возможно, возрасту толщи в часть единого Тонгулакского выступа, выделив их в зоны А и Б, связанные постепенным переходом. В северо-восточном же направлении от интрузии склад-

чатая структура пород Балкаусско-Артлашского покрова под прямым углом срезается метаморфической зональностью (см. рис. I).

Метаморфизмом также "запаян" контакт между северной и южной частями покрова. Вблизи Корумбы-Айринской интрузии в интервале нескольких километров наблюдаются изменения песчано-сланцевых пород покрова, описанные в работе А.Б.Дергунова (1967) как постепенный переход от слабометаморфизованных пород предполагаемого кембро-ордовика (песчано-сланцевые породы) к глубокометаморфизованным. При этом в состав последних были включены породы контактового ореола Корумбы-Айринской интрузии и регионально-метаморфизованные образования Курайского покрова, отделенные в современной структуре взбросо-сдвигом. В его зоне, шириной до 5 км, развиты блоки глубокометаморфизованных пород курайского комплекса и контактового ореола интрузии (часто диафторированные), блоки слабоизмененных песчано-сланцевых пород кембрия и девонских отложений. Один из крупных блоков глубокометаморфизованных пород контактового ореола Корумбы-Айринской интрузии А.И.Родыгин (1968) выделил в купол Безымянный. Он отмечает, что в отличие от пород курайского метаморфического комплекса кварц-мусковит-биотит-кордиерит-олигоклазовые кристаллические сланцы купола характеризуются: 1) отсутствием значительных признаков посткристаллизационной деформации; 2) повторяющейся ритмичностью (от крупно- до мелко-чешуйчатых пород), очевидно, отражающей первичную слоистость пород; 3) минеральной ассоциацией, относящейся к классу пелитовых пород, метаморфизованных в условиях контактового метаморфизма.

Рассматриваемый взбросо-сдвиг, разделяющий регионально-метаморфизованные породы Курайского покрова и метаморфиты контактового ореола Корумбы-Айринской интрузии, пространственно совпадает с границей зон В и Б, по Г.Г.Лепезину (1972).

Изложенные материалы частично подтверждают данные многих исследователей, но в общем приводят к иной трактовке структурного положения метаморфических образований юго-восточной части Горного Алтая. На наш взгляд, нужно отдельно рассматривать прогрессивный контактовый зонально-метаморфический ореол Корумбы-Айринской интрузии и регионально-метаморфизованные катаклазированные и милонитизированные породы курайского комплекса. В современной структуре они совмещены по надвигам и дополнительно нарушены последевонскими блоковыми перемещениями. В данном случае, по мнению

автора, нельзя постепенные переходы от слабоизмененных венд-кембрийских пород к глубокометаморфизованным образованиям контактового ореола Корумбн-Айринской интрузии распространять и на курайский метаморфический комплекс. Покровное залегание курайского метаморфического комплекса пород на венд-среднекембрийских образованиях не позволяет рассматривать их ни как продукты метаморфизма зоны смятия Курайского глубинного разлома, ни как выступ докембрийского фундамента. В качестве "продуктов зон смятия" и "выступов" рассматриваемые метаморфиты Курайского покрова обособились в последевонское время в результате блоковых перемещений в поле раннепалеозойских образований. До этого они тектонически перекрывали осадочно-вулканогенные толщи венда - среднего кембрия Курайской зоны (Буслов, 1987 а) и могут рассматриваться совместно с породами Артлашско-Башкаусского покрова и гипербазитами в составе автономной палеотектонической зоны.

Наиболее вероятно, по мнению автора, связывать метаморфизм и гранитизацию пород зоны с проявлением раннепалеозойской покровной тектоники, как это предлагают А.Б.Дергунов и Н.Н.Херасков (1985). Явно, что кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенные породы курайского комплекса были метаморфизованы до того, как образовали покров. Следы его "жизни" зафиксированы в милонитизации, катаклазе и складчатости метаморфитов. Учитывая, что и гипербазиты Чаган-Узунского пояса метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации, меланжированы, рассланцованы и залегают в основании пластин метаморфических пород, можно предполагать, что они совместно с кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенными породами были вначале опущены на большую глубину, очевидно, в результате тектонического скупивания, где метаморфизовались, а впоследствии выведены на дневную поверхность в форме покрова. Вероятно, параллельно с метаморфизмом шло и гранитообразование. В Курайском покрове оно выражено развитием полосчатых мигматитов, а в Артлашско-Башкаусском - аллохтонных гранитов, вокруг которых проявился мощный контактовый ореол.

х х х

Таким образом, глубокометаморфизованные образования Курайского и Тонгулакского хребтов участвуют в строении тектонических покровов, к основанию которых приурочены серпентиниты и серпентинитовый меланж. Метаморфизм и гранитизацию предположительно венд-

нижнекембрийских кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенных пород курайского комплекса и башкаусской свиты, а также кембрийских песчано-сланцевых толщ можно объяснить формированием тектонических покровов.

Литература

БУСЛОВ М.М. Додевонская покровно-чешуйчатая структура центральной части Курайской зоны (Горный Алтай) //Геология и геофизика. 1987 а. № 8. С. 18-26.

БУСЛОВ М.М. Структура юго-восточной части курайского метаморфического комплекса (Горный Алтай)//Комплексные геологические исследования Сангилены (Юго-Восточная Тува). Новосибирск, 1987 б. С. 119-127.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., БАНИКОВ О.А. О специфическом составе пород Чаган-Узунского гипербазитового массива (Горный Алтай) //Металлогения и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. Новосибирск, 1982. С. 40-55.

ДЕРГУНОВ А.Б. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М.: Наука, 1967. 216 с.

ДЕРГУНОВ А.Б., ХЕРАСКОВ Н.Н. О тектонической природе "выступов древнего фундамента" в каледонидах Горного Алтая и Западного Саяна //Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 13-21.

ЗЫБИН В.А. Основные черты тектоники юго-востока Горного Алтая //Вопросы тектоники Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1969. С. 69-76.

КОНОНОВ А.Н. Силлиманит Тонгулакского хребта //Вестн.Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. управ. Томск, 1961. № 2. С. 39-42.

КУЗНЕЦОВ В.А. Кузнецко-Алтайские геоструктуры и зона ларамийского ртутного оруденения. //Вестн. Зап.-Сиб. геол. управ. Томск, 1939. № 1. С. 18-29.

КУЗНЕЦОВ В.А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области //Труды Горно-геологического ин-та, Зап.-Сиб. фил. АН СССР. Новосибирск, 1952. Вып. 12, С. 9-44.

КУЗНЕЦОВ В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая //Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, 1963. С. 7-66.

ЛЕПЕЗИН Г.Г. Метаморфизм фации эпидотовых амфиболитов на примере Тонгулакского комплекса (Горный Алтай). М.: Наука, 1972. 152 с.

ЛЕПЕЗИН Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 231 с.

НЕХОРОШЕВ В.П. Геология Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 262 с.

РОДЫГИН А.И. Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс). Томск: Изд-во ТГУ, 1968. 327 с.

СКУРИДИН В.А. Интрузивные комплексы Курайской рудной зоны (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1964. № 2. С. 48-62.

С.Ю.Беляев

О СООТНОШЕНИЯХ ДРЕВНИХ СВИТ КАТУНСКОГО ВЫСТУПА В СТРАТОТИПИЧЕСКОЙ МЕСТНОСТИ

Несмотря на большое количество работ, посвященных стратиграфическому и структурному положению древних свит (баратальской, манжерокской, каянчинской и каимской) Катунского выступа Горного Алтая, вопрос этот не решен однозначно до сих пор.

В качестве манжерокской свиты еще в 1956 году (Винкман, 1958) были выделены вулканогенные образования по правому и левому бортам р.Катунь вблизи д.Манжерок. Здесь она несогласно (Винкман, 1959, 1970) с конгломератами в основании залегает на баратальской толще и перекрывается существенно карбонатными образованиями каянчинской свиты. И верхняя, и нижняя границы манжерокской свиты "нарушены небольшими тектоническими подвижками" (Винкман, 1959, с. 18). Эта точка зрения (о залегании манжерокской свиты в разрезе между баратальской и каянчинской толщами) защищается группой исследователей (Винкман, 1959, 1970; Гинцингер, 1978 и др.) до последнего времени.

Другая точка зрения была сформулирована В.П.Сергеевым (1969). Он ставит под сомнение возможность расчленения древних образований Катунского выступа, утверждая, что в стратотипической

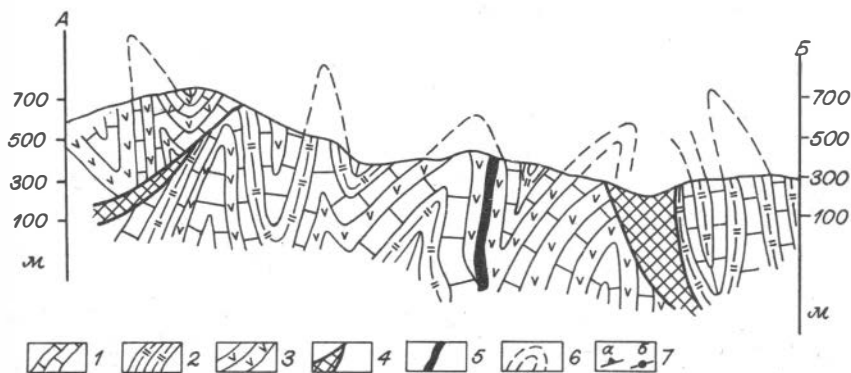
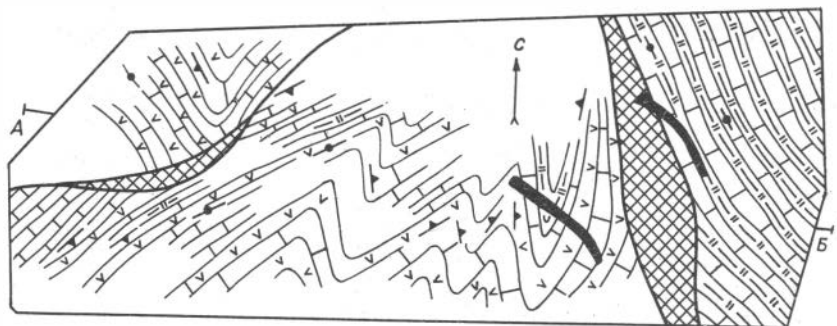


Рис. I. Схематическая геологическая карта и профили массива г. Черепан (окрестности д. Манжерок):

1 - карбонаты; 2 - кремнистые породы; 3 - вулканиты (эффузивы и туфы); 4 - тектонические брекчи; 5 - дайки кислого состава; 6 - предполагаемое продолжение горизонтов; 7 - элементы залегания: а - наклонные, б - вертикальные .

местности (у д. Манжерок) разные по составу толщи фациально переходят друг в друга, образуя единую полифациальную формацию. В настоящее время появились стратиграфические схемы, в которых последовательность толщ описывается по-иному (Гурский, 1978; Краевский и др., 1984), кроме того, из разреза древних (венд-кембрийских) образований выделяется самостоятельная эсконгинская свита.

В настоящей работе автор излагает материалы, полученные в

ходе исследований в районе д.Манжерок, а также в разрезах по ручью Сухой Лог (левому притоку р.Каянчи).

Разрез по левому борту р.Манжерок (южный склон г.Черепан) неоднократно описан в литературе (Винкман, 1959 и др.). Отмечено, что в составе свит, кроме вулканогенных пород (эффузивов и их туфов), присутствуют и осадочные породы – карбонаты и сланцы.

По материалам среднемасштабной геологической съемки севернее д.Манжерок (на г.Черепан) существенно вулканогенная манжерокская свита согласно перекрывает баратальскую.

По нашим данным, в пределах массива г.Черепан обнажаются два комплекса пород, отличающихся по составу (рис.1). На западе закартированного участка – толща переслаивания карбонатов и кремнистых пород. Карбонаты – темно-серые, реже светлые, желтоватые, иногда встречаются битуминозные разности; кремнистые породы – кварциты – бурые, серые, реже черные. Мощность прослоев карбонатов – до 30–40 м, кремнистых пород – до 10 м. Важно отметить, что в мощных (до 40 м) пачках известняков присутствуют маломощные (10–15 см) слойки кварцитов. Эти слойки интенсивно дислоцированы; по ним можно судить, какая сложная внутренняя мелкая складчатость присуща кремнисто-карбонатной толще. Общие же элементы залегания толщи устанавливаются по чередованию в разрезе карбонатных и кремнистых горизонтов. Простираение горизонтов субмеридиональное. Углы падения субвертикальные: чаще 90° , реже падение $75-85^{\circ}$ либо на запад, либо на восток. Признаки, характерные для толщи, позволяют считать ее баратальской свитой, это не противоречит результатам среднемасштабной геологической съемки, а также опубликованным данным.

Логично предположить, что толща смята в сжатые изоклиналильные складки (см. рис.1), в наблюдаемом же на местности разрезе мы видим псевдомоноклиналильное залегание слоев, так как замки складок на местности из-за плохой обнаженности не фиксируются.

Восточнее кремнисто-карбонатной (баратальской) толщи – мощная (около 250 м) зона тектонических брекчий. Цемент брекчий представлен карбонатами, превращенными в тектоническую муку с реликтами сильно рассланцованных (аз.пр. сланцеватости 150–170 $^{\circ}$) карбонатов. Цемент насыщен блоками, размеры которых колеблются от 30–50 см до первых десятков метров. Преобладает субмеридиональная ориентировка удлиненных блоков, хотя внутренняя струк-

тура (в случае слоистых пород) далеко не всегда совпадает с удлинением. В их краевых частях в трещины часто вдавлены милониты по карбонатам. В глубь карбонатных блоков с мелкими слойками кремнистых пород наблюдаются "внедрения" по отдельным зонам вулканогенных пород.

Прямолинейность зоны тектонических брекчий в плане свидетельствует о ее вертикальности. Вероятно, она маркирует отрезок региональной Прикатунской зоны разломов.

На запад от тектонической зоны наблюдается толща, в которой переслаиваются карбонаты, лавы или туфы основного состава, реже встречаются сланцы по алевролитам и кремнистые породы. Максимальная мощность горизонтов в этой толще несколько десятков метров; мощность терригенных или кремнистых пород составляет первые метры. Общая мощность толщи около 200 м, слои простираются по азимуту 190° с крутым падением на запад, при прослеживании горизонтов на юг простираение изменяется до 210° с сохранением крутых наклонов.

Еще западнее обнажается существенно карбонатная пачка (видимая мощность — до 350 м), в которой встречаются редкие маломощные прослои кремней. На протяжении этих 350 м простираение слоев изменяется от 150° до 200° , падение крутое (до 80°), причем в начале интервала слои наклонены на запад, а в конце — на восток. При прослеживании горизонтов на юг, на южном склоне массива г.Черепан, обнаруживается замыкание складки. Таким образом, существенно карбонатная пачка представляет собой ядерную часть синклинали.

Западнее с карбонатами граничит толща частого переслаивания, которая была описана выше. Здесь она составляет ядро антиклинальной складки с крутыми крыльями и острым замком. На северном периклинальном замыкании развиты карбонаты, элементы залегания слоев которых подтверждают наличие складки. Карбонатная пачка спускается вниз по склону массива г.Черепан (на юг) и перекрывается рыхлыми отложениями р.Манжерок. С юга она окаймлена толщей тонкого переслаивания, в которой вулканиты преобладают над известняками (на рис. I эта толща показана как существенно вулканогенная).

Севернее и северо-восточнее карбонатов в разрезе, кроме известняков, появляются горизонты вулканитов и их туфов (мощность

горизонтов - 50-70 м), присутствуют слои кремнистых пород (до 10 м). Такой разрез прослеживается до подножия г.Черепан. Азимуты простираения слоев в этой толще - $200-220^{\circ}$, падение крутое на северо-восток или вертикальное. Создается видимость моноклиналиного залегания толщи, и лишь обнаружение в разрезе мелких картируемых складок (ядер) и гофрировки позволяет утверждать, что толща интенсивно дислоцирована (сжатые изоклиналиные складки).

На северо-западе существенно карбонатно-вулканогенная толща ограничена тектонической зоной, которая выполнена брекчиями. Максимальная мощность зоны в местах раздува 30-40 м, а в основном это полоса милонитизированных пород мощностью до 1 м (см. рис.1). Простираение слоев этой толщи почти совпадает с элементами залегания в юго-восточном блоке, а горизонты толщи, обнажающейся северо-западнее, срезаются тектоническими брекчиями под углами до 90° .

Форма выхода тектонической зоны на поверхность и расчеты позволяют определить угол наклона склона на северо-запад в $35-40^{\circ}$. Таким образом, это, вероятно, надвиг, по которому совмещены части одного и того же разреза. По разные его стороны обнажаются толщи сходного состава (вулканиды, известняки, кремнистые породы, реже сланцы или песчаники), смятые в складки с острыми замками и крутыми крыльями.

Следует добавить, что на закартированном участке обнаружены две дайки, представленные породами кислого состава мощностью 30 и 40 м. Ориентировка даек (около 140°) совпадает с одной из систем кливажирования пород.

Таким образом, в районе массива г.Черепан выделяются два крупных блока. Восточный представлен кремнисто-карбонатной толщей, которая, без сомнения, относится к баратальской серии. Западный блок сложен кремнисто-карбонатно-терригенно-вулканогенными породами, смятыми в линейные напряженные складки. Эти породы можно сопоставлять с выделенной и широко распространенной на юге Катунского выступа эсконгинской свитой.

Следовательно, исходя из наших данных, нет оснований говорить о согласном залегании на правом берегу р.Катунь в районе д.Манжерок баратальской и манжерокской свит, да и образований манжерокской свиты в ее типовом (существенно вулканогенном) выражении здесь нет.

Детальные исследования проводились также в верховьях ручья Сухой Лог (левобережье р.Катунь). Здесь, по данным М.К.Винкман (1970), расположена синклинали структура, одно из крыльев которой опрокинуто. В восточном крыле синклинали обнажаются каянчинская и манжерокская свиты, разделенные несогласием. Каянчинская свита представлена конгломератами (в основании), косослоистыми известняками с кварцитами, доломитами. Залегая ниже манжерокская свита сложена пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиридами, а также известняками со сланцами и мраморами (рис.2).

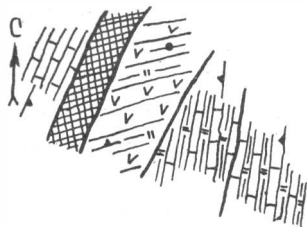
По нашим данным, в поле распространения каянчинской свиты встречаются редкие горизонты порфиров и их туфов мощностью до 10–15 м, восточнее поля каянчинской свиты – конгломераты (по Винкман, 1959). Однако цемент у этих конгломератов туфогенный, а в обломках – серые известняки и темные кварциты. Окатанность обломков отсутствует, они сглажены сланцеватостью. По нашему мнению, это не конгломераты, а тектонические брекчи, маркирующие зону разлома, отделяющего существенно карбонатные породы от существенно вулканогенных. Это подтверждается также резкой сменой простирания сланцеватости (с 200 на 90°). К сожалению, сама зона разлома проходит по логу, где перекрыта четвертичными отложениями.

Вулканогенная толща (манжерокская свита по предыдущим исследователям) представлена плагиоклазовыми и пироксеновыми порфиридами и их туфами, причем зернистость туфов уменьшается в восточном направлении, т.е. по М.К.Винкман (1970), к подошве манжерокской свиты.

На востоке с вулканогенной толщей граничат карбонаты с прослоями глинистых сланцев и, реже, кварцитов. В них есть и единичные горизонты вулканогенных пород. Азимут простирания слоев в этой толще – 0° при субвертикальном падении. Резкая смена элементов залегания на границе толщ свидетельствует о ее разломной природе. Кроме того, нет никаких оснований для отнесения этой существенно карбонатной толщи к манжерокской свите.

Таким образом, в верховьях ручья Сухой Лог нет стратиграфического несогласного залегания каянчинской свиты на манжерокской. Существенно карбонатная и существенно вулканогенная толщи граничат по разломам. Толщу, обнажающуюся на востоке участка (см. рис. 2), нельзя относить к манжерокской свите; по составу она больше

Рис.2. Соотношение толщ в верховьях
ручья Сухой Лог (усл. обозн. см на
рис. I).



напоминает терригенно-карбонатно-кремнисто-вулканогенную эсконгинскую свиту.

Резюмируя вышеизложенное, подчеркнем, что вопрос о соотношениях древних свит далеко не решен не только для всей территории Катунского выступа Горного Алтая, но даже для стратотипической местности.

Здесь наблюдаются следующие типы разрезов: 1) кремнисто-карбонатный, традиционно относимый к баратальской свите; 2) вулканогенный (манжерокская свита); 3) карбонатный (каянчинская свита); 4) терригенно-карбонатно-кремнисто-вулканогенный. Этот разрез, с нашей точки зрения, целесообразно относить к эсконгинской свите, широко распространенной на юге Катунского выступа (Беляев, Кузнецов, 1988).

Несмотря на тектонические взаимоотношения в современной структуре между толщами, соответствующими вышеописанным типам разрезов, можно говорить об их связи по формационному составу. Данные по югу Катунского выступа также свидетельствуют о фациальных переходах между этими типами разрезов. Следовательно, вопрос о возможности фациальных переходов древних свит друг в друга в стратотипической местности с образованием единой полифациальной формации, вполне реален, в настоящее время его решение здесь затрудняется только плохой обнаженностью региона.

Литература

БЕЛЯЕВ С.Ю., КУЗНЕЦОВ П.П. Некоторые вопросы тектоники и стратиграфии Катунского антиклинория //Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая. Барнаул, 1988. С. 10-11.

ВИНКМАН М.К. Стратиграфическая схема докембрийских и ниж -

непалеозойских отложений Горного Алтая //Материалы по геологии Западной Сибири. Вып. 61. М., 1958. С. 47-63.

ВИНКМАН М.К. Стратиграфия протерозойских, синийских и кембрийских отложений Горного Алтая //Тр. СНИИГТИМСа. Новосибирск, 1959. Вып. 5. С. 4-50.

ВИНКМАН М.К. О стратотипах манжерокской каянчинской и каимской свит в Горном Алтае //Тр. СНИИГТИМСа. Новосибирск, 1970. Вып. 110. С. 60-64.

ГИНШИНГЕР А.Б. Стратиграфия верхнего докембрия Алтае-Саянской складчатой области //Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск, 1978. С. 115-127.

ГУРСКИЙ Г.В. К стратиграфии позднедокембрийских существенно кремнисто-карбонатных образований Катунского антиклинория Горного Алтая // Там же. С.3-9.

КРАЕВСКИЙ Б.Г., ЗЕЙФЕРТ Л.Л., ЕРШОВ А.Д., КРАЕВСКАЯ М.К. О стратиграфической схеме верхнего докембрия Катунского антиклинория (Горный Алтай) //Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Средняя Сибирь. Новосибирск, 1984. С. 94-112.

СЕРГЕЕВ В.П. К стратиграфии протерозойских отложений Катунского антиклинория //Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. Новокузнецк, 1969. С. 12-14.

К.Л.Пак

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ
КАЯНЧИНСКОЙ СВИТЫ В БАССЕЙНЕ р.УСТЮБЫ
(Горный Алтай)

Каянчинская свита, выделенная Б.Ф.Сперанским в 1935 г. в бассейне р. Устюбы, оказалась сегодня одним из основных пунктов столкновения противоречивых воззрений на стратиграфию древних толщ Катунского антиклинория Горного Алтая. Существует полнота точек зрения на ее положение в разрезе (выше манжерокской свиты - Винкман, 1970 ; ниже манжерокской свиты - Краевс-

кий и др., 1984), взаимоотношения с подстилающими отложениями (несогласные – Винкман, 1970; согласные – Сергеев, 1969), возраст (докембрийский – Винкман, 1970; раннекембрийский – Афонин, Поспелов, 1976). Может быть в связи с запутанностью ситуации, В.П.Сергеевым (1969) было внесено предложение вообще отказаться от термина "каянчинская свита".

Анализ имеющейся по этому вопросу литературы и полученные автором новые данные по геологическому строению стратотипической местности позволяют достаточно уверенно дать иную трактовку положения в разрезе, взаимоотношений и возраста каянчинской свиты. В качестве стратотипического рассматривается разрез по рекам Каянче и Устюбе (рис.1), последняя является левым притоком р. Катунь. Нижний контакт каянчинской свиты обнажается в левом борту р.Устюбы в 800 м ниже устья ручья Сухой Лог. Здесь в коренных скальных выходах наблюдаются согласные взаимоотношения верхней пачки манжерокской свиты, сложенной зелено-серыми, буроватыми хлорит-серицитовыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, с каянчинскими известняками. Контакт осложнен антиклинальным перегибом и опрокинут к западу. Непосредственно на контакте наблюдается переходная пачка мощностью около 10 м, сложенная известняково-глинистыми породами буроватого цвета. Отложения манжерокской и каянчинской свит интенсивно перематы. К западу и северо-западу вдоль борта р. Устюбы и по обоим бортам ручья Сухой Лог обнажаются отложения каянчинской свиты, сводный разрез которой выглядит следующим образом.

Номер пачки	Мощность, м
1. Серые и темно-серые, нередко тонкополосчатые мраморизованные известняки.....	80
2. Известковые конгломераты, гравелиты, серицит-хлоритовые сланцы, кремнистые сланцы, тонкие прослои известняков.....	50
3. Серые, темно-серые, светло-серые, часто тонкополосчатые известняки с редкими линзами гравелито-конгломератов. На южных склонах г.Яманка в составе пачки широко развиты конгломератовидные породы, образующие дисконформные со слоистостью поля и резко переходящие по простиранию в нормально-слоистые известняки. На рис.2 изображен такой переход: на отрезке 1,5 м в пласте известняков появляются сначала прослойки, а затем изолированные гнезда зелено-серого алевроглинистого материала; поперечные тре-	

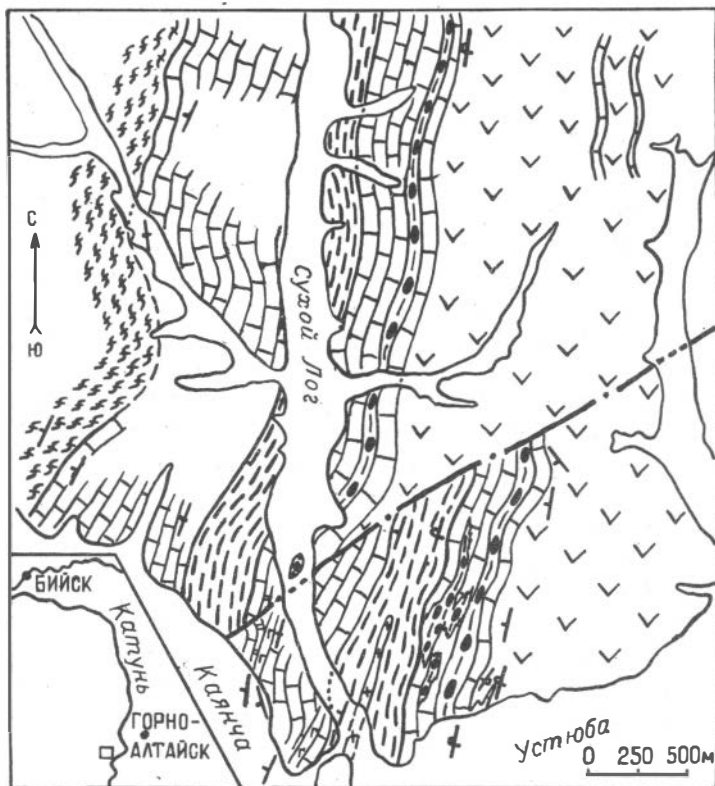
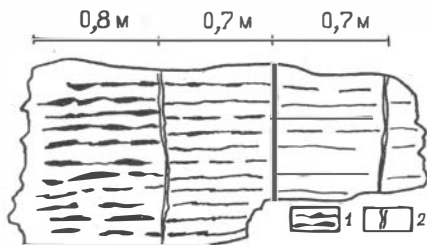


Рис.1. Геологическая схема участка работ:
 I - отложения каимской свиты; 2-5 - каянчинская свита:
 2 - известняки, 3 - сланцы, 4 - доломиты, 5 - пачка
 конгломератов, сланцев, известняков, конгломератовид-
 ные породы; 6 - вулканогенно-терригенные отложения ман-
 жерокской свиты; 7 - габброиды; 8 - кислые дайки; 9 -
 разрывные нарушения; 10 - стратиграфические границы;
 II - элементы залегания слоистости: а - нормальные, б -
 опрокинутые; 12 - местоположение района работ на врезке.

Рис.2. Переход конгломератовидного известняка в нормально-слоистый:



1 - зелено-серый алевроглинистый материал; 2 - трещины.

Номер пачки Мощность, м
 щинки порождают и удлиненные обособления известняков, но при всем своем характерно обломочном внешнем виде эти породы не имеют ничего общего с конгломератами. Скорее всего, с своим образованием они обязаны различным вторичным процессам..... 220

4. Зелено-серые, грязно-зеленые серицит-хлоритовые сланцы, прослой темно-серых кремнистых сланцев и серых известняков.. 340

5. Серые, светло-серые, мраморизованные, часто тонкополосчатые известняки с редкими прослоями доломитов..... 600

Выше обнажается мощная толща серицит-хлоритовых, кварц-серицит-хлоритовых сланцев с прослоями мелко-, среднезернистых песчаников, относимая к каимской свите. Контакт этой толщи с каянчинской свитой задернован, но параллельное залегание обеих толщ позволяет предполагать их согласные взаимоотношения.

Данные о возрасте развитых на рассматриваемом участке толщ немногочисленны и сводятся к следующему:

1. Находки в левом борту р.Устюбы над сырзаводом в 3 пачке каянчинской свиты *Nisusia? sp.* и срезов трилобитов в шлифах (по данным Аксариной Н.А., Афонина А.И., Ефрон Е.С., Поспелова А.Г., Романенко Е.В.).

2. Присутствие в составе каимской свиты к югу и юго-западу от данного участка спикул губок *Protospongia sp.* (Афонин, Поспелов, 1976).

Редкие органические остатки свидетельствуют о раннекембрийском возрасте вмещающих отложений, а наличие срезов панцирей трилобитов в нижней части каянчинской свиты говорит о том, что здесь присутствуют достаточно высокие горизонты атдабанского яруса. По органическим остаткам каянчинская свита сопоставима с сарасинской свитой бассейна р.Сарасы, тем более, что обе они обла-

дают большим литологическим сходством слагающих их пород. Благодаря значительно более многочисленным находкам фауны и флоры возраст сарасинской свиты уверенно определяется как кийский и камешковский горизонты нижнего кембрия или баградский горизонт (слои с *Resimopsis* и слои с *Sajanaspis* соответственно) (Корженев, 1978). Учитывая вполне сравнимые мощности и близкое пространственное расположение каянчинской и сарасинской свит, можно сделать вывод и о сопоставимости их стратиграфических объемов и, следовательно, об атдабанском возрасте каянчинской свиты.

Таким образом, основные результаты наших исследований с учетом данных предшественников могут быть резюмированы в виде следующих выводов:

1. В геологическом отношении рассматриваемый участок представляет собой крутую моноклинал с наращиванием разреза с востока на запад. Моноклинал сложена породами (снизу вверх) манжерокской, каянчинской и каимской свит.

2. В коренном обнажении установлено согласное залегание каянчинской свиты на манжерокской; залегание каимской свиты на каянчинской, по-видимому, также согласное.

3. Возраст каянчинской свиты соответствует большей части атдабанского яруса нижнего кембрия. По литологическому составу и органическим остаткам она сопоставляется с сарасинской свитой бассейна р.Сарасы.

4. Возраст каимской свиты, вероятно, не древнее верхов атдабанского - низов ботомского яруса, а возраст манжерокской - не моложе низов атдабанского яруса нижнего кембрия.

Литература

АФОНИН А.И., ПОСПЕЛОВ А.Г. Геологическое строение района стратотипа манжерокской свиты (Горный Алтай) // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. II. Томск, 1976. С. 57-60.

ВИНКИАН М.К. О стратотипах манжерокской, каянчинской и каимской свит в Горном Алтае // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1970. С. 60-64.

КОРЖНЕВ В.Н. О стратиграфическом положении каянчинской свиты Горного Алтая //Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск, 1978. С. 23-29.

КРАЕВСКИЙ Б.Г., ЗЕЙФЕРТ Л.Л., ЕРШОВ А.Д., КРАЕВСКАЯ М.К. О стратиграфической схеме верхнего докембрия Катунского антиклинория (Горный Алтай) //Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Средняя Сибирь. Новосибирск, 1984. С. 94-112.

СЕРГЕЕВ В.П. К стратиграфии протерозойских отложений Катунского антиклинория //Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. Новокузнецк, 1969. С. 12-14.

В.Е.Гоникберг

АМФИБОЛИТЫ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ
САНГИЛЕНСКОГО ДОКЕМБРИЙСКОГО МАССИВА

Запутанность и дискуссионность структурных и стратиграфических взаимоотношений основных стратифицированных комплексов Западного Сангиленга требует, в частности, уточнения вещественной характеристики и формационной принадлежности этих комплексов и образующих их типов пород. Одной из характерных для Сангиленга групп пород являются разнообразные амфиболиты, пластовые тела и горизонты которых отмечаются в пределах различных вещественных комплексов массива и на разных уровнях его гипотетического разреза. Наиболее типичны они для внешней, примыкающей к северо-западному ограничению массива, структурно-формационной зоны Сангиленга, которую по географическим ориентирам и одноименным комплексам пород можно назвать Мутуро-Чинчилигской. В пределах этой зоны амфиболиты слагают два протяженных маркирующих горизонта - моренский и мутурской и ряд менее выдержанных и мощных пластовых тел (рис.1)*, приуроченных, как правило, к пестрой по составу метаморфической толще, описываемой обычно в качестве мутурской свиты протерозойского, по преобладающему мнению, возраста.

* См. вклейку с.81-82.

Моренский амфиболитовый маркер и его аналоги

Моренский маркирующий горизонт протягивается более чем на 25 км от руч. Уха-Саир до левобережья р.Улор, где он выклинивается, срезаясь субсогласным разрывом. В первом приближении маркер представляет собой залегающее среди гнейсов крутопадающее (преимущественно к юго-востоку) плитообразное тело шириной на местности от десятков до 400–500 метров. Среди вмещающих гнейсов отмечаются субсогласные ему пластообразные тела амфиболитов видимой мощностью от 5–10 см до 10–20 м; некоторые из этих тел могут являться тектоническими отторженцами основного маркера и иногда – смыкаются с ним на местности, другие же такие пласты представляют собой самостоятельные тела, отличающиеся от амфиболитов основного горизонта по структуре, минеральному и химическому составу. На западном продолжении моренского маркера, на междуручье руч.Уха-Саир и р.Солчер, отмечены два падающих навстречу друг другу достаточно мощных амфиболитовых тела, относящихся к тому же амфиболитовому горизонту и очень близких по химизму к его породам (табл. I); тела эти сопровождаются иногда субпараллельными им менее мощными пластами амфиболитов.

В традиционных схемах стратиграфии данной части Сангилены моренские амфиболиты рассматриваются в качестве составного элемента единой, моноклиналино наращиваемой на юго-восток стратиграфической последовательности, включающей в себя снизу вверх апелитовые гнейсы тесхемской свиты, пестрые по составу гнейсы, кристаллосланцы, кварциты мугурской свиты и, наконец, мраморизованные известняки и графитистые сланцы, слагающие так называемую Чангусскую структуру. Амфиболитовый горизонт начинает разрез мугурской (Ильин, 1958) либо локализуется в кровле тесхемской (Гинцингер и др., 1979) свиты. Однако даже беглое изучение внутренней структуры горизонта и его контактов с гнейсами позволяет улавливать реликты складчатых структур разного масштаба, и, несомненно, разных генераций. Крылья таких складок параллельны или ориентированы под очень острым углом друг к другу, а сжатые острые замковые части, как правило, нарушены субсогласными вязкими разрывами осевой плоскости, превращающими амфиболитовый горизонт в агрегат пластин с несколько различной в соседствующих пластинах ориентацией полосчатости и сланцеватости.

Тот же структурный стиль свойствен , по-видимому, и вмещающим амфиболиты гнейсовым толщам, что позволяет, вслед за Ф.П.Митрофановым и др. /1981/, рассматривать указанную выше последовательность в качестве тектоностратиграфической, возникшей в результате неоднократного проявления складчатости и сопряженного с ней скальвания, приведших к тектоническому прессованию исходных отложений в единую псевдомоноклиналь. Соответственно, границы амфиболитового горизонта на большем своем протяжении, очевидно, не являются первично стратиграфическими, но образованы вязкими разрывами, субпараллельными осевой плоскости складок преобладающей генерации, а также, отчасти, более молодыми кососекущими разрывами.

Беглая петрографическая характеристика вмещающих амфиболиты пород приведена в ряде работ (Гинцингер и др., 1979; Грайзер, Ильинская, 1985). По нашим наблюдениям, для непосредственно "подстилающих" (с северо-запада) амфиболиты гнейсов характерны очень лейкократовые (метааркозовые), с реликтами бластопсаммитовых структур, разности, а также существенно полевошпатовые гнейсовидные породы, тонко переслаивающиеся с кварц-полевошпатовыми гнейсами и кварцито-гнейсами. Для всех этих пород характерно отсутствие хорошо оформленного биотита (при наличии, наряду с мусковитом, больших или меньших количеств хлорита псевдоморфного по биотиту облика), а также, как правило, значительная измененность плагиоклаза. Вниз по разрезу данный комплекс метаморфитов сменяется биотитовыми и двуслюдяными гнейсами с характерными лепидогранобластовыми структурами, причем контакт этих типичных для тесхемской свиты гнейсов с вышележащими хлоритсодержащими породами всегда тектонический и обычно подчеркнут полосами существенно мусковитных **слайцев дислокационно-метаморфической природы либо телами метаморфических ортопород различного состава.**

"Перекрывающие" (с юго-востока) амфиболитовый горизонт гнейсы отличаются от "подстилающих" прежде всего, как правило, обликом (лентикулярная текстура, гранолепидобластовая структура), большей мелкозернистостью, большим количеством листоватых минералов с преобладанием хорошо оформленного коричневого биотита, присутствием частых зерен и мелких порфириобласт граната. Широкая зона вязкого субсогласного разрыва с многочисленными телами

Таблица I

Содержание петрогенных (мас. %) и малых (г/т) компонентов
в породах моренского амфиболитового маркера и его аналогов

Компо- нент	I653 (I)	III4 (2)	I642 (3)	I536 (4)	I539 (5)	653 (6)	2028 (7)	259A (8)	I568A (9')	I568B (9'')	259B (10)	65I (II)	2029 (I2)	I378 (I3)	655 (I4)	I374 (I5)
SiO ₂	47,79	49,26	47,23	48,71	46,46	49,46	43,17	42,55	47,97	47,63	47,09	46,87	47,25	51,41	43,43	44,27
TiO ₂	1,13	0,94	1,22	2,01	1,37	2,26	0,04	0,54	1,28	1,21	2,05	1,10	1,05	2,60	2,70	2,65
Al ₂ O ₃	13,70	16,08	14,06	13,75	14,61	12,15	1,71	4,68	14,16	13,86	6,54	13,16	13,47	15,86	10,98	7,89
Fe ₂ O ₃ _{общ}	13,52	9,93	13,23	15,27	14,33	18,91	7,65	11,17	13,95	13,92	13,49	12,79	12,77	12,72	14,49	15,19
MnO	0,17	0,15	0,21	0,20	0,21	0,29	0,10	0,13	0,18	0,20	0,17	0,20	0,19	0,23	0,29	0,20
MgO	8,68	7,57	7,40	4,99	7,83	4,81	31,82	26,40	7,40	7,43	17,39	8,36	9,14	3,65	11,53	16,18
CaO	12,77	11,47	13,56	10,85	11,05	8,57	1,03	3,44	12,24	12,76	9,58	12,39	12,27	6,91	12,69	9,82
Na ₂ O	0,75	1,96	1,95	2,08	2,00	2,36	0,00	00,06	1,67	1,55	0,44	1,50	1,97	4,50	0,91	0,58
K ₂ O	0,14	0,75	0,13	0,53	0,46	0,11	0,43	< 0,10	0,12	0,11	< 0,10	0,10	< 0,10	0,74	0,13	0,19
P ₂ O ₅	0,07	0,06	0,07	0,25	0,10	0,13	< 0,04	0,07	0,08	0,06	< 0,04	0,06	0,10	0,23	0,55	0,06
П.п.п.	1,10	1,34	< 0,50	0,86	1,09	< 0,50	13,57	10,94	< 0,50	0,78	2,66	0,97	1,21	< 0,50	1,82	2,48
Сумма	100,02	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
FeO _{общ}	1,40	1,18	1,61	2,75	1,65	3,54	0,22	0,38	1,70	1,69	0,70	1,38	1,26	2,97	1,13	0,84
MgO																
Rb	< 9	<u>15</u>	< 9	<u>9,5</u>	<u>8,0</u>	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	<u>8,7</u>	10	< 9	< 9
Ba	81	108	63	116	45	116	< 18	< 9	27	36	63	36	90	134	81	81
Str	299	107	176	220	153	133	7	23	151	145	138	174	234	385	257	18
Y	20	21	26	36	29	29	17	< 5	22	20	11	17	15	36	28	15
Zr	68	60	64	224	70	109	10	34	58	62	89	56	60	183	190	161
Nb	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	7	< 4	< 4	< 4	< 4	26	21	45	30
Cr	190	<u>325</u>	280	<u>70</u>	<u>130</u>	8	2300	650	450	160	280	220	<u>450</u>	70	1100	550
Ni	86	<u>125</u>	78	<u>70</u>	<u>55</u>	28	2100	1500	100	110	800	170	<u>160</u>	32	-	850
Co	44	-	44	-	<u>33</u>	55	2000	160	37	41	110	62	<u>48</u>	32	-	100
V	270	-	320	-	-	640	30	110	360	400	230	470	-	140	-	220
Sc	-	-	-	-	-	45	-	15	-	-	25	50	-	-	-	27

Компо- нент	I446 (I6)	I447 (I7)	I448 (I8)	I449A (I9)	I449B (20)	I450 (2I)	I379 (22)	III-II (23)	I556 (24)	II52 (25)	II53 (26)	II0I (27)	I332 (28)	235B (29)	II02 (30)	II46A (3I)	II46B (32)
SiO ₂	50,50	48,58	48,3I	48,00	49,0I	50,7I	46,34	53,20	47,76	46,14	48,85	47,87	5I,28	52,44	48,44	47,65	49,12
TiO ₂	2,46	I,02	I,22	I,20	I,28	0,94	I,9I	I,65	I,8I	I,10	I,13	2,18	I,30	I,40	0,7I	I,66	I,37
Al ₂ O ₃	15,47	I3,56	I3,58	I3,7I	I3,67	I3,63	I5,89	I4,20	I3,62	I4,22	I3,68	I3,07	I4,20	I4,80	I5,7I	I3,62	I3,52
Fe ₂ O ₃ общ	I4,20	I3,35	I3,99	I3,78	I3,69	I2,14	I2,63	I0,40	I6,68	I3,67	I3,64	I4,77	I3,10	I3,58	9,85	I3,59	II,99
MnO	0,18	0,17	0,19	0,19	0,19	0,18	0,28	0,3I	0,23	0,23	0,2I	0,22	0,20	0,22	0,14	0,20	0,2I
MgO	3,54	7,18	6,36	7,25	6,79	8,82	5,98	7,26	5,7I	7,9I	7,00	5,85	5,57	3,96	9,04	7,78	7,47
CaO	9,06	I3,12	I3,18	I3,18	II,54	9,50	II,59	8,36	10,23	I2,45	II,55	10,78	9,82	10,58	I2,73	9,43	9,72
Na ₂ O	2,6I	I,55	I,69	I,55	2,47	0,99	2,6I	I,26	3,14	2,40	2,57	I,64	I,86	0,80	I,15	2,95	3,18
K ₂ O	0,80	0,12	0,15	0,10	0,15	I,00	0,36	I,38	<0,10	0,2I	0,19	I,49	I,22	0,84	0,60	0,88	0,37
P ₂ O ₅	0,22	0,06	0,07	0,08	0,07	0,16	0,27	0,49	0,1I	0,07	0,07	0,20	0,08	0,20	<0,04	0,2I	0,08
П.п.п.	<0,50	0,72	0,74	<0,50	0,64	I,43	I,63	I,16	<0,50	I,10	0,62	I,44	0,87	0,68	I,1I	I,53	2,47
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,67	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
FeO _{общ}	3,6I	I,67	I,98	I,7I	I,8I	I,29	I,90	I,29	2,63	I,56	I,75	2,27	2,12	3,09	0,98	I,57	I,44
MgO																	
Rb	II	<9	<9	<9	<9	70	I2	-	<9	<u>I3</u>	I0	<u>39</u>	23	I0	<u>I2</u>	<u>I3</u>	II
Ba	I52	I8	<u>27</u>	45	90	360	260	-	-	90	I08	<u>25I</u>	215	224	<u>8I</u>	466	358
Sr	42I	I56	I57	I97	I56	95	268	-	I44	326	304	388	300	I5I	89	209	230
Y	30	26	24	2I	34	25	30	-	32	I8	27	<u>43</u>	28	3I	I7	36	28
Zr	I77	54	69	6I	92	84	I39	-	I05	6I	58	I35	67	I28	27	I0I	79
Nb	I4	<4	<4	<4	<4	<4	25	-	<4	9	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Cr	9	I60	70	I60	8	II0	220	-	32	<u>250</u>	400	<u>I60</u>	250	200	<u>490</u>	<u>220</u>	290
Ni	25	I40	I00	I80	32	I60	I40	-	450	<u>II0</u>	87	<u>65</u>	49	70	<u>I75</u>	<u>90</u>	72
Co	29	55	55	80	48	55	60	-	60	<u>48</u>	37	<u>35</u>	27	37	<u>38</u>	<u>43</u>	29
V	300	320	320	350	320	250	240	-	80	-	420	-	460	I90	-	-	370
Sc	-	55	55	50	45	40	23	-	35	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание к табл. I. (I)-(3) - амфиболиты западного продолжения моренского маркера (междуречье р.Солчер и руч.Уха-Саир):(I)- северный пласт в 0,8 км к ВКВ от г.Кара-Кожагар-Даг, (2)- северный пласт (или его сателлит) в 0,6 км к КВ от г.Кара-Кожагар-Даг, (3) - южный пласт в 1,8 км по аз. 210° от г.Кара-Кожагар-Даг; (4)-(24) - амфиболиты и ассоциирующие породы Моренского участка: (4),(5) - левобережье руч.Булуктут-Саир (4) - высокожелезистый амфиболит, (5) - амфиболит); (6)-(15) - междуречье руч.Булуктут-Саир и р.Орта-Адыр: (6) - высокожелезистый амфиболит северо-западной ("нижней") части маркера, (7) - метагипербазит (северное тело), (8) - метагипербазит (южное тело, среднее из двух анализов), (9) - амфиболиты средней части маркера (9') - массивная разность, (9'') - амфиболовый сланец), (10) - высокомагнезиальный амфиболовый сланец средней части маркера, (11)-(12) - амфиболиты "верхней" части маркера, (13) - лейкократовый амфиболит из согласной "апофизы" в "кровле" маркера, (14)-(15) - маломощные "прослои" высокомагнезиальных эпидотсодержащих горнблендитов (14) (мощность 0,15 м) и меланократовых амфиболитов (15) (мощность 1,2 м) в перекрывающих маркер гнейсах; (16)-(23) - низовье р.Орта-Адыр: (16) - массивный лейкократовый амфиболит (субсогласное мощностью 0,20 м тело в подстилающих маркер гнейсах), (17)-(20) - амфиболиты моренского маркера (с СЗ на КВ), (21) - метаграувакковый амфиболит "кровли" маркера, (22) - амфиболит мощного "прослоя" (?) в "перекрывающих" маркер гнейсах, (23) - метаграувакковый лейкократовый амфиболит "кровли" того же прослоя (данные Х.Г.Ильинской, ИЛС АН СССР); (24) - левобережье руч.Кунгур-Саир в 1 км от устья, высокожелезистый амфиболит из "нижней" части маркера; (25)-(26) - амфиболиты восточной части моренского маркера, левобережье р.Улор (с СЗ на КВ); (27)-(30) - амфиболиты, предполагаемые тектоностратиграфические аналоги пород моренского маркера или его сателлитов: (27) - левобережье р.Джен-Адыр в 0,9 км по аз. 235° от высоты с отм. 1825,0 м (28) - водораздел р.Солчер и руч.Ак-Адыр (Моренский) вблизи от высоты с отм. 1718,4 м (29) - правобережье руч.Ак-Адыр в 2,5 км выше устья (лейкократовый гранатсодержащий амфиболит), (30) - левый борт р.Джен-Адыр в 3,8 км выше устья руч.Кунгур-Саир; (31)-(32) - амфиболиты юго-восточного обрамления Улорского гипербазитового массива (правобережье р.Улор в 2,2 км по аз. 305° от устья р.Лайлиг-Аэтр).

Здесь и далее: силикатные анализы выполнены в Нарофоминской комплексной экспедиции ВИМСа рентгеноспектральным методом в процентах на абсолютно сухую пробу с дополнительным определением Na_2O и П.п.п. (высокотемпературных потерь после удаления горной влажности). Содержания Rb, Sr, Ni, Co (подчеркнутые значения) определены методом атомной абсорбции в ИЛС АН СССР (аналитики Т.В.Ярикова, Н.А.Малова). Прочие содержания малых элементов определены: в Нарофоминской экспедиции ВИМСа – Rb (методом фотометрии пламени, аналитик В.Я.Алейникова), Ba (рентгено-радиометрическим методом, аналитики И.Б.Новожилова, А.Г.Калтигина, В.И.Симакова), Sr, Y, Zr, Nb (рентгеноспектральным методом, аналитики Н.П.Картакова, Н.Д.Тагонова); в Бронницкой ЦЭ ИМГРЭ – Sr, Ni, Co, V, Sc (количественно-спектральным методом, аналитик В.И.Хохлова). Прочерки – не определялось.

кварцевого и кварц-полевошпатового состава* отделяет эту часть "разреза" от надстраивающего ее чередования гранат-биотитовых гнейсов, слюдясто-полевошпатовых (иногда турмалинсодержащих) кварцитов, кварцево-слюдястых с плагиоклазом сланцев с крупными порфиробластами и мелкими зернами граната и ставролита (иногда дистена) и агрегатами фибrolита. Вверх по разрезу появляются также горизонты существенно графитистых кварц-слюдястых сланцев с силлиманитом и иногда амфиболом, мраморов, амфиболсодержащих полосчатых пород, и наконец, магнетитсодержащих кварцитов и куммингтонит-гранат-кварц-магнетитовых пород Моренского железорудного месторождения. Вся эта гнейсово-сланцевая-кварцитовая часть "разреза" является высокометаморфизованным аналогом протягивающейся по правобережью р.Эрзин сланцевой пачки, возрастные соотношения которой с окаймленными ею известняками Чангусской гряды остаются остро дискуссионными (Блюман, 1979; Гинцингер, 1984; Терлеев, 1987).

* На рис.1 этот разрыв (схематизированный) показан в качестве тектонической границы между Адыро-Сарантской и Чангусо-Чинчилигской подзонами Мутуро-Чинчилигской окраинной зоны Сангилены.

Схематизируя, можно сказать, что амфиболитовый маркер и вмещающие его гнейсы слагают весьма сложно построенную тектоническую пластину, залегающую между апелитовыми гнейсами тесхемской свиты и гнейсово-сланцево-кварцитовым комплексом с железорудными телами.

Химические составы пород моренского амфиболитового горизонта, а также некоторых субпараллельных ему существенно амфиболовых "пластов" во вмещающих гнейсах приведены в табл. I. В районе Моренского железорудного месторождения преобладающими петрохимическими разностями амфиболитов маркера являются мезократовые (40–60, зачастую до 70 % амфибола) породы массивной, грубо- и неяснополосчатой текстуры, чередующиеся с сопоставимыми или чуть более меланократовыми мелко-, среднезернистыми тонкополосчатыми амфиболитами (амфиболовыми сланцами). Полосчатость определяется чередованием лейкократовых (существенно кварц-полевошпатовых с эпидотом) и почти мономинеральных амфиболовых "прослоев" мощностью от I до нескольких миллиметров. Амфибол представлен зеленой, плеохроирующей в желто-сине-зеленых тонах роговой обманкой (двупреломление $\Delta g = 0,018-0,026$; $C : ng = 16-28^0$; угол $2V \geq 0$; удлинение положительное; отмечается сильная дисперсия угла оптических осей $r > v$), иногда очень бледно окрашенной*. Плаггиоклаз (15–40 %, (35)–(55)) представлен андезином, изредка (обр. I449 В) кислым лабрадором. Количество кварца обычно не превышает 5–7 %. Эпидот встречается в сопоставимых с кварцем или больших количествах, причем отчетливо устанавливаются признаки его вторичного, по амфиболу и плаггиоклазу, происхождения. Наиболее эпидотизированы породы "нижней" (северо-западной) части амфиболитового горизонта. Акцессорные минералы амфиболитов представлены сфеном (до 5 %) и рудным минералом (титаномagnetит, возможно, ильменит), содержание кото-

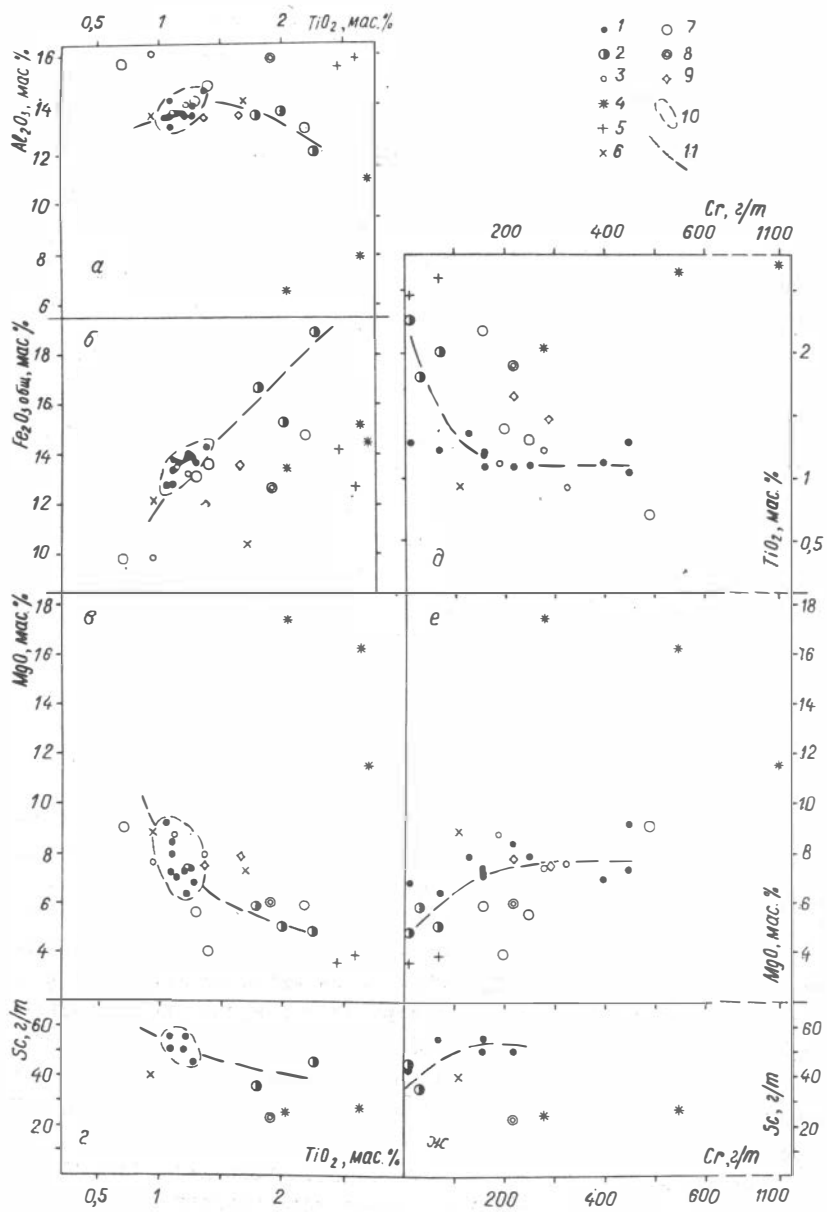
* Приведенные оптические константы определены С.В. Меламедовым (ИЛС АН СССР). Им же произведен контрольный просмотр собранной автором коллекции шлифов амфиболитов и ассоциирующих с ними пород, и дана петрологическая оценка этого материала, позволявшая подтвердить или уточнить геологические выводы и предположения автора и по возможности учтенная в данной статье.

рого не превышает 1-2 %. Эти минералы совместно с роговой обманкой, преобладающей частью плагиоклаза и частью кварца, образуют ранний минеральный парагенезис (амфиболитовая фация метаморфизма), на который ретроградно накладывается ассоциация эпидота с большей частью кварца, карбонатом и поздними генерациями амфибола и плагиоклаза. Для массивных амфиболитов характерны гранобластовая и нематогранобластовая, для тонкополосчатых - грано-нематобластовая, иногда - лепидонематобластовая структуры. Достоверные реликты дометаморфических структур отсутствуют. Сравнение химических составов тонкополосчатых амфиболитов и залегающих среди них массивных согласных тел показывает их близость или почти полную идентичность (обр. I568 А и I568 Б, см. табл. I).

Для указанных преобладающих разновидностей моренских амфиболитов характерен достаточно устойчивый химический состав с колебаниями (в %) SiO_2 в пределах 46-49, Al_2O_3 - 13-15, Fe_2O_3 общ - 12,7-14, MgO - 6-9, CaO - 11-13,2. Содержания Na_2O не превышают 2-2,5, K_2O - первых десятых процента. В "нижней" части амфиболитового горизонта встречены также полосчатые высокожелезистые (Fe_2O_3 общ > 15 %) амфиболиты с густоокрашенной буро-зеленой роговой обманкой и иногда существенным (в обр. I538 до 5 %) количеством рудного минерала. Для этих пород характерны повышенные, по сравнению с преобладающими разновидностями амфиболитов, содержания TiO_2 и суммы щелочей, пониженные - MgO и CaO (см. табл. I, рис.2).

"Верхняя" часть амфиболитового горизонта сложена преимущественно лейкократовыми (30-35 % роговой обманки), с повышенным количеством кварца, тонкополосчатыми амфиболитами, в которых иногда сохраняются реликты бластоидсаммитовых структур (обр. I450). По облику и пространственным соотношениям зерен кварца и полевого шпата такие наименее "давленные" разновидности лейкократовых амфиболитов напоминают непосредственно перекрывающие их тонкополосчатые биотитовые гнейсы. Вероятно, такого рода породы могли образоваться в результате метаморфизма граувакковых (точнее мелановакковых) алевропесчаников или туфогенно-осадочных пород основного состава.

Внутри амфиболитового горизонта встречены два ориентированных согласно полосчатости линзовидных тела размером 10 x 3



(обр.2028) и 20 x 5 (обр.259 А) метров, сложенные агрегатом тремолитоподобного амфибола, талька, карбоната, магнезиального хлорита и рудного минерала. Поблизости от этих, гипербазитовых по составу, тел в амфиболитах отмечаются "прослой" тонкополосчатых роговообманково-клинопироксеновых пород. Кроме того, внутри моренского маркера зафиксированы тонкие "пропластки" почти мономинеральных амфиболовых сланцев (обр. 259 В), сложенных магнезиальными амфиболами и имеющих, по ряду компонентов, промежуточный состав между типичными амфиболитами маркера и породами гипербазитовых линз.

Состав существенно амфиболовых тел и прослоев, залегающих на Моренском участке среди гнейсов "выше" и "ниже" основного амфиболитового горизонта, может значительно отличаться от преобладающего состава слагающих горизонт пород. В частности, в "подстилающих" метааркозовых гнейсах зафиксированы маломощные (десятки сантиметров), субсогласные гнейсовидности тела массивных средне-, крупнозернистых кварцсодержащих амфиболитов гранобластовой структуры с резко пониженным содержанием MgO (обр.1446). В "перекрывающих" гнейсах, напротив, отмечены согласные маломощные "пласты" и тонкие "пропластки" меланократовых амфиболитов, амфиболовых сланцев и горнблендитов, сложенных бледноокрашенной магнезиальной роговой обманкой (обр.655 и I374), а иногда амфиболом тремолит-актинолитового ряда. Имеющиеся анализы

Рис.2. Распределение компонентов в амфиболитах (см. табл.1): I-2 - характерные амфиболиты моренского маркера: I - преобладающего петрохимического типа, 2 - высокожелезистые; 3 - амфиболиты западного продолжения маркера; 4-6 - амфиболиты, нетипичные для моренского маркера и слагающие, кроме того, тела-сателлиты, соседствующие с маркером в тектоностратиграфическом разрезе: 4 - высокомагнезиальные, 5 - низкомагнезиальные лейкократовые, 6 - метаграувакковые (?); 7 - амфиболит обр. I379; 8 - амфиболиты - тектоностратиграфические аналоги моренского маркера или его сателлитов; 9 - амфиболиты юго-восточного обремления Улорского гипербазитового массива; 10 - поля составов для амфиболитов преобладающего петрохимического типа моренского маркера; II - тренды составов для характерных амфиболитов моренского маркера.

(см. табл. I) свидетельствуют о большей или меньшей близости составов подобных пород к амфиболовому сланцу обр. 259 В. Возможно, такого рода породы образовались по специфическим (например, туфогенно-глинистым) прослоям в исходной толще; с другой стороны, высокие содержания хрома в обр. 655 и I374 позволяют (в сочетании с отмеченными выше особенностями структурного стиля) трактовать подобные "прослои" в качестве метаморфизованных милонитов по перетертым пластовым телам габброидного (или переходного к ультраосновному) состава.

Наиболее мощное и протяженное амфиболитовое тело, залегающее к юго-востоку от основного амфиболитового горизонта достаточно близко, однако, к нему по составу (обр. I379) и венчается "вверх" по разрезу очень лейкократовыми амфиболитами с характерными крупными пойкилобластическими выделениями бледно-зеленой роговой обманки, наложенными на мелкозернистый мусковит-кварц-полевешпатовый агрегат метаосадочного (или туфогенно-осадочного) облика (обр. ИЛ-II; данные Х.Г. Ильинской, ИЛС АН СССР). Эти лейкократовые амфиболиты рассматриваются нами, подобно породе обр. I450, в качестве матаграувакковых (см. рис. 2).

Проанализированные образцы восточного и западного продолжения амфиболитового маркера (см. табл. I) оказываются петрографически достаточно близкими и петрохимически почти идентичными (см. рис. 2) породами маркера, изученным на моренском участке.

В пределах Адды-Сарантской подзоны окраинной зоны массива отмечаются и другие амфиболитовые тела, локализованные, подобно моренскому маркеру вблизи от границы монотонной гнейсовой "тесхемской" и пестрой по составу сланцево-гнейсовой толщ. Наиболее протяженное из этих тел (см. рис. I), по-видимому, маркирует сжатую антиформную складку на междуречье р. Солчер с руч. Уха-Саир и Ак-Аддыр, трассируясь далее в восточном направлении на левобережье р. Орта-Аддыр (обр. I332, II0I; см. табл. I); в составе этого амфиболитового горизонта на левобережье р. Солчер нами встречены мелкие линзовидные тела серпентинитов и метагабброидов. Обр. II02 характеризует амфиболиты, фрагментарно выходящие вдоль северной границы того крупного поля развития монотонных "тесхемских" гнейсов, которое опоясано с юга моренским маркером. Наконец, в табл. I включен низкомagneзиальный и лейкократовый гранатсодержащий амфиболит обр. 235 В, характеризующий относительно мало-

мощное тело, занимающее более высокое по сравнению с моренским маркером положение в тектоностратиграфическом разрезе, но могущее быть перекристаллизованным (с понижением магнезиальности) тектоническим отторженцем того же, первоначально единого, амфиболитового горизонта, видимая мощность которого увеличена в связи с проявлением лежачей изоклинальной складчатости, сопряженного с ней надвигания и последующих структурных событий.

Все эти амфиболиты, рассматриваемые (см. табл. I) в качестве тектоностратиграфических аналогов пород моренского маркера (или его сателлитов), отличаются, как правило, от моренских своей крупнозернистостью, что при близком минеральном и петрохимическом составе указывает на относительно более глубокие условия метаморфизма и (или) повышенное давление летучих. С последним обстоятельством согласуются повышенные, в большинстве указанных образцов, содержания рубидия, бария и стронция, свидетельствующие о неполной изохимичности метаморфизма, которая может быть связана с развитием ультраметагенных процессов.

Петрохимически близкими к моренским (и соответственно включенными в табл. I) оказываются и амфиболиты юго-восточного обрамления Улорского гипербазитового массива, которые залегают среди существенно гнейсовой, с большим количеством мраморов и кварцитов, толщи и по своему геологическому положению должны были бы сопоставляться не с моренским, а скорее с мугурским маркером.

Мугурский амфиболитовый маркер

Протягивается через водораздел рек Тарлашкин и Сонгу-Мугур севернее Мугурского железорудного месторождения. При подъеме по одному из гребней между двумя логами - левыми притоками р. Тарлашкин нами описан следующий разрез (с запад-северо-запада на восток-юго-восток, падение пород - 35-70° ЮВ; см. левую часть разреза А на рис. 3).

I. Гнейсы биотитовые и амфибол-биотитовые лейко- и мезократовые с прослоями кварцито-гнейсов. В нижней части склона через полосу гранито-гнейсов сменяются биотитовыми гранитами. Видимая мощность более 200 м.

2. Амфиболиты тонкополосчатые с чередованием существенно роговообманковых и существенно лабрадоровых (иногда с клинопироксеном или клиноцоизит-эпидотом) прослоев (обр. I34/2, табл. 2). Структура нематогранобластовая. Мощность ~ 7 м.

3. Гнейсы биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые тонкополосчатые лейкократовые и мезократовые с двумя прослоями мраморов мощностью ~ 4 и 0,5 м. В верхней части содержат тонкие пропластки существенно амфиболовых пород. Общая мощность пачки порядка 25 м.

4. Кристаллические сланцы (гнейсы) кварц-плагиоклаз-мусковитовые тонкополосчатые мелкозернистые (мелкочешуйчатые). Мощность ~ 5 м.

5. Мраморы мелкокристаллические. Мощность ~ 6 м.

6. Очень плохо обнаженный интервал ~ 50 м с высыпками амфиболовых мезократовых гнейсов, более лейкократовых гнейсов, а также глыбами и обломками "вязких" тонкополосчатых мелкозернистых пород, сложенных формирующими в разных сочетаниях эту полосчатость выделениями кварца, серицитизированного олигоклаза, калишпата, эпидота, бледно- или густо-зеленого амфибола, карбоната и сфена и представляющих собой, по-видимому, метаморфизованные известковистые алевропесчаники.

7. Тонкополосчатые лейкократовые гнейсы, сходные с породами горизонта 4. Мощность ~ 4 м.

8. Мраморы, мощность ~ 1 м.

9. Гнейсы биотитовые, мощность 0,5 м.

10. Полосчатые существенно роговообманково-клинопироксен-клиноцоизитовые породы с карбонатом, кварцем, калишпатам, биотитом, гранатом, сфеном и характерными диабластовыми структурами (обр. I34/4 см. табл. 2), образовавшиеся по породе смешанного карбонатно-алюмосиликатного состава. Мощность ~ 2,5 м.

11. Амфиболиты мезократовые и меланократовые, среднезернистые, полосчатые, с тонкими "прослоями", сложенными клиноцоизит-эпидотом, клинопироксеном, кварцем и реликтовым андезином (обр. I34/5). Неправильные зерна клинопироксена отмечаются и в существенно роговообманковых "прослоях". Структура нематопойкилобластовая. Мощность ~ 3 м.

12. Плохо обнаженный интервал длиной около 100 м, сложенный преимущественно лейкократовыми (30-40 % зеленой роговой обманки

Содержания петрогенных (мас. %) и малых (г/т) компонентов в амфиболитах
и ассоциирующих с ними породах мутурского амфиболитового маркера

Таблица 2

Компонент	I34/2 (I)	I34/4 (2)	I34/5 (3)	I34/8 (4)	I34/9 (5)	I34/II (6)	I35/I (7)	I35/3 (8)	I36/I (9)	I37 (10)	I38/5 (II)	I38/4 (I2)	I38/2 (I3)
SiO ₂	45,98	43,44	47,21	58,33	49,55	52,49	43,22	40,36	27,25	40,51	43,80	45,96	43,08
TiO ₂	0,49	0,55	0,69	0,33	1,14	0,90	0,30	2,02	0,54	0,02	0,23	0,23	0,67
Al ₂ O ₃	14,85	12,83	14,92	15,01	14,35	14,56	17,14	8,07	15,43	0,77	16,33	11,65	14,13
Fe ₂ O ₃ общ	13,57	13,11	12,08	7,92	13,52	13,11	11,57	11,18	17,39	8,15	12,20	10,96	15,18
MnO	0,22	0,44	0,19	0,13	0,19	0,19	0,15	0,09	0,18	0,10	0,13	0,15	0,18
MgO	8,16	6,82	7,92	6,01	6,64	5,21	9,72	28,25	32,10	43,13	10,16	12,81	10,79
CaO	13,82	18,20	12,24	6,68	10,58	9,74	15,28	6,05	1,59	0,83	14,49	15,98	13,36
Na ₂ O	1,43	0,67	2,08	4,45	1,54	1,62	0,52	0,10	0,09	0,03	0,44	0,26	0,39
K ₂ O	< 0,10	0,85	0,36	0,10	< 0,10	0,10	< 0,10	0,43	0,39	0,06	0,42	< 0,10	0,42
P ₂ O ₅	0,08	< 0,04	0,09	0,10	0,07	0,08	< 0,04	< 0,04	0,07	0,02	< 0,04	0,13	< 0,04
П.п.п.	0,92	2,55	1,72	0,50	1,93	1,50	1,57	2,93	3,88	6,02	1,32	1,36	1,36
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,64	99,50	99,50	99,50
FeO общ/MgO	1,49	1,73	1,37	1,19	1,82	2,26	1,07	0,35	0,47	0,17	1,08	0,77	1,27
Rb	<u>2,4</u>	<u>16</u>	<u>8,7</u>	< 9	<u>3,1</u>	< 9	< <u>1</u>	< 9	< 9	-	< 9	< 9	< 9
Ba	27	663	107	36	18	36	9	< 16	< 16	-	16	9	< 18
Sr	441	343	170	159	157	190	308	19	59	-	184	140	134
Y	< 5	11	13	11	20	25	6	9	13	-	< 5	< 5	< 5
Zr	15	17	25	60	48	45	6	28	13	-	< 4	11	< 4
Nb	< 4	< 4	9	< 4	< 4	< 4	7	< 4	< 4	-	< 4	< 4	< 4
Cr	<u>80</u>	<u>310</u>	<u>290</u>	150	<u>50</u>	80	<u>65</u>	1600	2100	-	70	-	90
Ni	<u>90</u>	<u>140</u>	<u>155</u>	55	<u>80</u>	43	<u>110</u>	1500	3700	-	140	170	80
Co	<u>42</u>	<u>40</u>	<u>42</u>	21	<u>42</u>	46	<u>52</u>	120	120	-	50	50	90
V	-	-	-	200	-	350	-	400	840	-	220	460	620
Zn	-	-	-	27	-	50	-	-	-	-	57	-	15

Компонент	I39/I (I4)	I39/4 (I5)	I77/6 (I6)	I77/5 (I7)	I77/4 (I8)	I77/3 (I9)	I77/2 (20)	I77/I (2I)	474/2 (22)	474/5 (23)	474/I0 (24)	548/3 (25)
SiO ₂	47,63	46,67	49,87	46,17	43,51	46,19	45,97	43,30	45,12	47,23	44,39	49,20
TiO ₂	0,27	0,34	0,96	0,52	0,64	0,44	0,54	0,43	1,77	0,29	0,64	1,05
Al ₂ O ₃	4,03	6,68	15,63	15,41	15,61	13,73	15,80	17,04	13,70	14,81	14,30	16,03
Fe ₂ O ₃ общ	9,29	9,56	14,62	12,82	13,73	13,16	13,46	13,09	15,23	11,24	9,32	10,30
MnO	0,17	0,14	0,28	0,19	0,20	0,19	0,23	0,16	0,24	0,55	0,19	0,17
MgO	15,58	15,47	5,10	7,80	9,43	9,43	8,11	8,90	9,06	8,33	5,43	4,90
CaO	20,72	15,82	9,42	13,21	13,39	13,48	13,22	13,22	11,91	14,34	18,54	13,12
Na ₂ O	0,44	0,89	3,00	1,60	1,12	1,45	1,50	1,16	1,81	1,39	2,42	3,75
K ₂ O	0,10	0,10	0,10	0,43	0,20	<0,10	0,10	0,44	0,10	0,10	0,10	0,10
P ₂ O ₅	<0,04	0,11	0,07	0,09	0,04	0,04	0,12	<0,04	0,12	0,06	0,05	0,09
П.п.п.	1,38	1,71	<0,50	1,27	1,58	1,24	<0,50	1,32	<0,50	1,17	4,12	0,89
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
FeO _{общ} /MgO	0,58	0,56	2,58	1,48	1,30	1,26	1,49	1,32	1,51	1,21	1,55	1,89
Rb	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9
Ba	< 18	-	72	27	36	27	27	54	45	27	72	27
Sr	52	84	163	425	327	341	367	250	135	103	230	207
Y	6	8	21	12	6	< 5	18	< 5	29	19	14	24
Zr	13	28	38	14	21	10	14	< 4	72	14	25	59
Nb	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4
Cr	400	1900	32	8	220	60	70	70	190	95	180	700
Ni	260	230	45	90	130	100	80	70	70	40	77	72
Co	65	50	50	55	70	62	55	60	53	39	36	27
V	350	470	550	410	620	410	400	600	500	330	260	370
Sc	70	-	45	32	47	47	28	43	-	-	-	-

Примечание к табл. 2.(I)-(9) - разрез через метаморфическую толщу северо-западного экзоконтакта и эндоконтакт Тарлашкинского гипербазитового массива в районе высоты с отм. 1706,4 м (с ЗСЗ на ВКВ, пояснения в тексте): (I),(3),(5),(6) - амфиболиты: (2) - клиноцоизит-клинопироксен-роговообманковая порода; (4) - лейкократовый амфиболит (метаграувакка?); (7) - габбро-амфиболит (метагаббро), высоты с отм. 1706,4 м; (8) - амфиболитизированный шпинельсодержащий ультрамафит в 4 м от контакта с габбро-амфиболитами; (9) - оливинит (~ в 200 м от контакта с габбро-амфиболитами); (II)-(15) - породы контактовой зоны Тарлашкинского гипербазитового массива (водораздел р.Тарлашкин и руч. Сонгу-Мугур в 0,15 км к ЮЮЗ от высоты сотм. 1800,4 м) от амфиболитов к гипербазитам: (II),(12) - полосчатые клинопироксен-лабрадор-роговообманковые породы, (13) - плагиоклазсодержащий горнблендит с реликтовым клинопироксеном, (14),(15) - амфибол-клинопироксеновые породы (метапироксениты): (16)-(21) - разрез через амфиболитовый горизонт к ЮЮЗ от выклинивания гипербазитового массива (междуречье р.Тарлашкин и руч. Сонгу-Мугур в 1,2 км к ЮЮЗ от высоты с отм. 1800,4 м; пробы с ЗСЗ на ВКВ): (16),(17),(20) - амфиболиты; (18),(19),(21) - амфиболиты с повышенным содержанием MgO (22)-(25) - породы предполагаемого продолжения мугурского маркера между Байдагским гранитным и Правотарлашкинским метагабброидным массивами: (22) - клинопироксенсодержащий амфиболит в зоне ближнего экзоконтакта гранитов, (23)-(25) - клинопироксен-лабрадор-роговообманковые породы.

или бледно-зеленого - почти бесцветного игольчатого амфибола) мелкозернистыми тонкополосчатыми амфиболитами с андезином, значительным (до 20 %) количеством кварца, реликтовыми обломочными включениями (кварц, плагиоклаз) и реликтовой полосчатостью осадочных или вулканогенно-осадочных пород (обр.134/8). Структура пород гранобластовая, нематогранобластовая, фиброгранобластовая с реликтами бластопсаммитовой.

13. Амфиболиты мезократовые, мелко-,среднезернистые, массивные или грубополосчатые, с характерным линзовидным взаиморасположением поликристаллических агрегатов роговой обманки и плагиоклаза-среднего или основного состава (обр.134/9). Содер-

жат 5-7 % кварца и до 15 % эпидота. Мощность свыше 30 м. Включают субсогласные полосчатости линзовидные тела почти нацело амфиболлизированных средне-, крупнозернистых габбро-пироксенитов с рудным минералом и зеленой шпинелью.

14. Мелкозернистые массивные мезократовые амфиболиты с роговой обманкой андезин-лабрадором и существенным (порядка 15 %) количеством кварца (обр. I34/II). Мощность ~ 8 м. Текстурные и структурные особенности этих амфиболитов позволяют думать, что они образовались по предварительно ороговиковавшимся вулканомиктовым или туфогенным породам.

15. Неравнозернистые массивные гранобластовые амфиболиты с ярко выраженной реликтовой текстурой меланократового средне-, крупнозернистого габбро (обр. I35/I). Сложены зеленой роговой обманкой (60-70 %) и кислым лабрадором. Ширина выхода не менее 100 м.

16. Гипербазиты, представленные вблизи контакта существенно амфиболовыми разностями (обр. I35/3) с 50 % бледно-зеленой роговой обманки (образующей "очковые" обособления и субпараллельные контакту прожилки), существенными количествами рудного минерала и шпинели. В глубь массива сменяются оливинитами (дунитами) с характерными неравнозернисто-петельчатыми (за счет серпентинизации) и призматически-зернистыми структурами (обр. I36/I). Для сравнения в табл. 2 приведен также средний состав гипербазитов Тарлашкинского массива, рассчитанный по данным В.В.Велинского и Н.С.Вартановой (1980).

В описанном разрезе контакт амфиболитового горизонта с Тарлашкинскими гипербазитами осложнен крутопадающим продольным разрывом, отделяющим габбро-амфиболиты обр. I35/I от ультраосновных пород. В 700 м к юг-юго-западу вдоль смятой здесь в складки поверхности контакта (разрез Б., см. рис.3) залегают очень меланократовые амфиболиты (обр. I38/2), чередующиеся с линзовидно-полосчатыми породами амфибол-лабрадор-клинопироксенового состава (обр. I38/4,5) и непосредственно контактирующие с интенсивно оталькованными и амфиболлизированными (тремолит) гипербазитами или с отделяющим последние от амфиболитовой толщи линзовидным телом амфиболлизированных пироксенитов мощностью не более 10 м (обр. I39/I, I39/4). Далее на юг вдоль контакта снова появляются массивные габбро-амфиболиты, причем непосредственно к югу от выклинивания

Тарлашкинского гипербазитового массива в них отмечается отчетливая метаморфическая полосчатость, фиксированная клинопироксен-лабрадоровыми новообразованиями и падающая под углом $50-60^{\circ}$ по аз. 25° , т.е. под массив. Маломощные выходы меланократовых амфиболитов повсеместно отмечаются и вдоль юго-восточного контакта гипербазитового массива, сменяясь по субсогласному "вязкому" разрыву исключительно сложнодислоцированной толщей кварцит-карбонатно-гнейсового состава, которая надстраивает тектоностратиграфический "разрез" в юго-восточном направлении. Преобладающая полосчатость и сланцеватость гипербазитов обычно грубо конформна контактам массива и полосчатости вмещающих амфиболитов.

К юго-западу от выклинивания Тарлашкинского массива амфиболитовый горизонт (обр. I77/I-6, см. табл. 2), по-видимому, сдвоен продольным разрывом, проходящим между обр. I77/2 и I77/3 (разрез В, см. рис. 3). Строгое сопоставление этого разреза с ранее описанным невозможно, что может объясняться как недостаточной представительностью изученных образцов, так и изменчивостью амфиболитового горизонта по простиранию в связи с первичной неоднородностью или вторичной тектонической нарушенностью. Тем не менее, обращает на себя внимание тяготение относительно меланократовых и магнезиальных разностей (с учетом указанного удвоения разреза) к "верхней", пригипербазитовой, а более лейкократовых - к "нижней", удаленной от гипербазитов, части горизонта. По данным В.Д. Вознесенского и др. (1981), амфиболиты оконтуриваются с северо-запада пластом гранат-пироксеновых скарноидов, вероятно, сопоставимых с породами обр. I34/2.

В структурном отношении мугурский амфиболитовый маркер приурочен к северо-западному крылу крупной синформы, наложенной на пакет лежащих складок и тектонических пластин, образующих тектоностратиграфическую последовательность, истинные стратиграфические взаимоотношения внутри которой, по данным В.Д. Вознесенского и др. (1981, 1984), неоднозначны. В пределах этой последовательности перекрывающая амфиболиты кварцит-карбонатно-гнейсовая, с графитистыми сланцами, "толща" (пакет пластин) надстраивается монотонными биотитовыми гнейсами и затем - характерной гнейсов-сланцевой пачкой с железистыми кварцитами Мугурского месторождения. Исходя из данных В.Д. Вознесенского и др. (1981) и наших наблюдений, можно допустить, что мугурский амфиболитовый маркер

отвечает осевой части почти изоклиальной и первоначально лежащей складки, к ядру которой приурочено линзовидное тело Тарлашкского массива (см. рис.3). Складка эта локализуется внутри тектонической пластины, перекрывающей гнейсовую толщу (сопоставимую с тесхемской свитой Моренского участка) и структурно перекрываемой кварцит-карбонатно-гнейсовой "толщей". Верхнее (юго-восточное) крыло изоклиальной складки срезано ограничивающим пластину субсогласным разрывом, а в нижнем, подвернутом, крыле сохранился фрагмент перевернутой ныне первичной стратификации этой части "разреза". Иными словами, первичный (до надвигания и образования лежащей складки) разрез начинался с гипербазитов и надстраивался габброидами, вулканогенными породами (послужившими субстратом для мезократовых полосчатых амфиболитов), затем более кислыми граувакками или смешанными породами, преобладающими в северо-западной части маркера, и наконец, существенно терригенными, карбонатными и смешанными породами, продукты переработки которых залегают между главным амфиболитовым телом и маломощной его ветвью, представленной обр.134/2. Судя по современному падению шарнира этой предполагаемой складки, надвигание рассматриваемой части пакета пластин происходило с северо-северо-востока.

По своему вещественному составу мугурские амфиболиты достаточно близки к моренским, отличаясь от них несколько большим разнообразием исходных пород. Более основной состав плагиоклаза и частая встречаемость моноклинового пироксена, магнезиальной роговой обманки, шпинели, а также присутствие граната, по-видимому, связаны с несколько повышенными, по сравнению с Моренским участком, условиями метаморфизма, что подтверждается широким распространением на Мугуре относительно крупнозернистых, диаблотических и пойкилогранобластовых структур. При этом степень метаморфизма пород маркера и вмещающих гнейсов нарастает по направлению в юго-западном направлении.

Фрагменты того же, по-видимому, амфиболитового горизонта прослеживаются в юго-западном направлении в бассейн среднего течения р.Тарлашк и далее на левобережье р.Тес-Хем, всюду ассоциируя с мелкими телами оталькованных гипербазитов. Повсеместно эти амфиболиты и ассоциирующие с ними породы структурно перекрываются сложнодислоцированной кварцит-карбонатно-гнейсовой толщей,

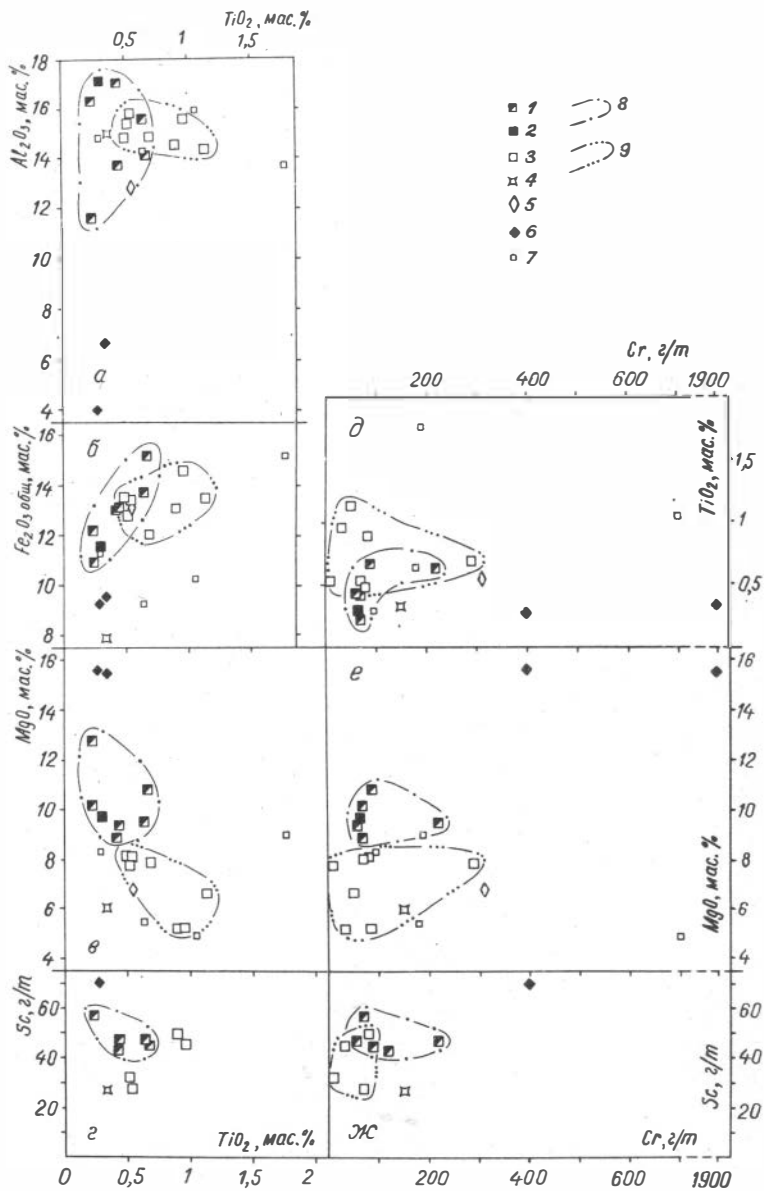
аналогичной соответствующей толще Мутурского участка, и структурно подстилаются толщей биотитовых и двуслюдяных гнейсов, зачастую замещаемых массивами биотитовых гранитов. Вблизи этих массивов породы амфиболитового маркера представлены чередованием пироксенсодержащих амфиболитов и полосчатых амфибол-клинопироксен-лабрадоровых, со сфеном, цоизитом и иногда шпинелью, пород, близких по химическому составу (см. табл.2) к амфиболитам Мутурского участка, но достигающих иногда по степени метаморфизма уровня гранулитовой фации (Митрофанов и др., 1981). Судя по геологическому положению, характерной структуре пород и малой размерности слагающих их зерен, эти "гранулиты", скорее, следовало бы считать глубинными высокобарическими рогамиками пироксен-роговиковой фации метаморфизма. Сравнение петрогеохимических особенностей моренских и мутурских амфиболитов (см. табл.1,2; рис.2,4) указывает на значимые различия, существующие между обоими горизонтами и сводящиеся, в первую очередь, к пониженным содержаниям титана и циркония в породах Мутурского маркера.

Прочие амфиболиты Мутуро-Чинчилитской зоны

Помимо двух описанных маркирующих горизонтов и их вероятных аналогов, на западной окраине Сангилене отмечаются и другие протяженные (но, как правило, маломощные) пластовые тела и линзы амфиболитового или близкого к нему (горнблендиты, существенно амфиболовые сланцы) состава. Многие из этих тел петрографически близки высокомагнезиальным амфиболовым породам, залегающим на Моренском участке "выше" амфиболитового маркера (см. табл.1) или, напротив, низкомагнезиальным амфиболитам типа обр. I446 либо обр. I378 и 235B.

Отдельную группу пород составляют пласты амфиболитов (зачастую куммингтонит- или гранатсодержащих), ассоциирующие с железорудными телами или соседствующие с ними в тектоностратиграфическом разрезе. Подобные амфиболиты в нашей работе не рассматриваются.

Для значительной части амфиболитовых тел Западного Сангилене (табл.3) устанавливается (или предполагается) метаинтрузивная природа.



Так меланократовые амфиболиты и горнблендиты (обр. I22, I23, см. табл.3), залегающие иногда на контакте гипербазитов Солчерского массива с вмещающими гнейсами, петрохимически весьма близки к метаморфизованным габброидам (обр. I3I2), входящим в состав того же сложно построенного массива.

Широко развитые в бассейнах рек Солчер и Морен плагиоклаз-содержащие горнблендиты и их порфиробластированные разности (обр. I409/2-3) также петрохимически сходны с протяженным телом, сохранившим реликтовую структуру средне-, крупнозернистого (габбро) пироксенита (обр. I293). Указанные горнблендиты слагают обычно прямолинейные протяженные тела, согласные, как правило, с метаморфической полосчатостью вмещающих гнейсов; на левобережье р.Орта-Адыр нами, однако, наблюдались апофизы этих горнблендитов во вмещающие мраморы. Амфиболовые породы данного типа рассматриваются нами в качестве метаморфизованных даек, положение которых определяется системой продольных крутопадающих разрывов, параллельных осевым плоскостям вертикальных складок поздней генерации. Сходную природу могут иметь и более титанистые горнблендиты левобережья среднего течения р.Солчер (обр. II05, II07), субсогласные гнейсам, вмещающим гипербазиты и разгнейсованные метагаббро одноименного массива, и сложенные высокотитанистой, по заключению С.В.Маламедова, роговой обманкой.

Рис.4. Распределение компонентов в существенно амфиболовых породах (см. табл.2):

I-5 - амфиболиты и близкие к ним породы мугурского амфиболитового маркера: I - высокомагнезиальные ($MgO \geq 8,90\%$) амфиболиты, горнблендиты и клинопироксен-лабрадор-роговообманковые породы, 2 - высокомагнезиальный габбро-амфиболит (метагаббро) обр. I35/I, 3 - амфиболиты, 4 - лейкократовый (метаграувакковый?) амфиболит обр. I34/8, 5 - **клиноцоизит**-клинопироксен-роговообманковая порода обр. I34/2; 6 - метапироксениты контактовой зоны Тарлашкинского гипербазитового массива; 7 - амфиболиты и клинопироксен-лабрадор-роговообманковые породы среднего течения р.Тарлашкин (предполагаемые аналоги амфиболитов мугурского маркера); 8 - поля составов высокомагнезиальных пород мугурского маркера; 9 - поля составов типичных ($MgO \leq 8,20\%$) амфиболитов мугурского маркера.

Таблица 3

Содержания породообразующих (мас. %) и малых компонентов в породах амфиболитовых
и горнблендитовых тел Мугуро-Чинчилигской зоны,
не сопоставимых по комплексу признаков с породами табл. I и 2

Компонент	I22 (I)	I23 (2)	I3I2 (3)	II05 (4)	II07 (5)	I293 (6)	I409/2 (7)	I409/3 (8)	I409/4 (9)	I407A (I0)	243 (II)	I323 (I2)
SiO ₂	48,19	48,66	48,04	41,43	43,12	42,50	38,95	46,14	46,54	48,38	46,83	47,93
TiO ₂	1,05	0,84	0,76	3,15	2,95	1,91	1,64	1,44	1,20	0,62	2,39	4,41
Al ₂ O ₃	17,39	13,47	16,26	10,66	11,27	13,33	12,62	15,35	14,40	12,45	13,90	13,42
Fe ₂ O ₃ общ	8,20	9,53	10,29	15,34	13,50	15,11	16,80	13,33	11,18	8,87	12,43	16,24
MnO	0,10	0,17	0,18	0,19	0,17	0,24	0,22	0,19	0,17	0,26	0,19	0,20
MgO	9,30	8,25	8,76	12,64	12,77	10,88	11,70	8,25	10,46	12,46	7,83	4,19
CaO	10,68	14,21	8,71	11,92	11,63	12,15	13,01	10,02	10,43	9,44	12,44	8,78
Na ₂ O	2,71	0,58	2,67	1,70	1,64	1,05	0,88	2,23	1,62	1,95	1,01	1,92
K ₂ O	0,30	0,52	1,05	0,60	0,65	0,45	0,29	0,93	1,70	1,42	0,94	1,23
P ₂ O ₅	0,32	0,34	0,18	0,61	0,39	0,17	0,85	0,40	0,12	< 0,04	0,35	0,73
П.п.п.	1,25	2,94	2,60	1,26	1,41	1,71	2,54	1,16	1,68	3,65	1,19	< 0,50
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
FeO _{общ} /MgO	0,79	1,04	1,06	1,09	0,95	1,25	1,29	1,46	0,96	0,64	1,43	3,49
Rb	12	14	33	5,6	21	10	< 9	23	33	62	28	14
Ba	457	286	1111	125	206	242	116	618	986	269	197	179
Sr	1762	207	886	401	258	605	872	633	688	265	167	355
Y	29	28	19	26	25	57	32	29	30	28	31	48
Zr	180	128	72	210	170	63	67	125	121	76	195	321
Nb	27	4	< 4	57	43	10	< 4	< 4	4	6	27	39
Cr	300	130	320	490	620	8	8	110	380	900	400	< 8
Ni	140	52	95	400	320	40	31	27	58	200	180	13
Co	42	40	32	-	-	48	32	32	28	35	40	41
V	220	380	260	-	-	620	700	460	410	100	240	140

Примечание. (1)–(5) – Солчерский тектонический домен (фрагмент Тарлашкин-Мугурской подзоны?): (1),(2) – экзоконтакт гипербазитов Солчерского массива, правобережье руч. Кара-Хая-Саир в I,15–I,35 км выше устья((1) – биотитизированный габбро-амфиболит, (2) – эпидотизированный габбро-амфиболит), (3) – амфиболизированный (мета-) габброид Солчерского массива (правобережье р.Солчер в 0,6 км к СЗ от устья руч.Кара-Хая-Саир), (4),(5) – высокотитанистые горнблендиты, левобережье р.Солчер (4) – в 0,9 км по аз. I90⁰, (5) – в 0,9 км по аз. I70⁰ от устья руч. Кара-Хая-Саир); (6)–(12) – Адыр-Сарантская подзона: (6) – средне-, крупнозернистый плагиоклазсодержащий горнблендит с реликтовой структурой интрузивного (габбро-) пироксенита (левобережье руч. Кара-Хая-Саир в I,25 км к ЮЮЗ от высоты с отм. I755,0 м), (7) – плагиоклазсодержащий (эпидотизированный) горнблендит (субсогласное тело, междуречье рек Орта- и Джен-Адыр в I,3 км к СЗ от высоты с отм. I772,5 м), (8),(9) – то же с интенсивным проявлением полевошпатового бластеза, (10) – биотитизированный габбро-амфиболит (левобережье р.Орта-Адыр в I,5 км к западу от высоты с отм. I772,5 м), (11) – меланократовый амфиболит, субсогласное (?) тело (водораздел р. Солчер и руч. Кара-Хая-Саир в 0,6 км к ЮЗ от высоты с отм. I593,0 м), (12) – гранатсодержащий амфиболит (согласное тело, левобережье р.Солчер в I км к ЮВ от устья руч.Балгаштыг).

Некоторые амфиболитовые тела верховий р.Морен сохранили реликтовую структуру интрузивного меланократового габбро (обр. I407A). При этом состав данной породы при нанесении его на диаграммы (см. рис.2) занимает на них, как правило, закономерное положение, продолжая обычно тренды моренских амфиболитов в низкотитанистую и высокохромовую область, что позволяет допускать комагматичность метагабброида обр. I407A моренским метавулканикам.

Наконец, некоторые представленные в табл.3 согласные амфиболитовые тела (обр.243, I323) не находят сколько-нибудь близких аналогов среди рассмотренных разновидностей амфиболитов и, возможно, представляют собой метаморфизованные пластовые интрузии основного состава.

Первичная природа амфиболитов моренского и мугурского маркеров и их аналогов

Геологические и петрографические данные позволяют утверждать, что полосчатость пород мугурского маркера грубо наследует первичную пластовую (иногда, в частности, слоистую) неоднородность исходных пород, возможно, усиленную метаморфической дифференциацией. Среди амфиболитов этого маркера угадываются реликты габброидов; относительно лейкократовых граувакковых (или туфогенно-осадочных) пород и пород смешанного (карбонатно-алюмосиликатного) состава. Для моренского горизонта с той же степенью достоверности устанавливается лишь наличие лейкократовых вулканомиктовых пород кровли маркера. Тонкая полосчатость преобладающей части моренских амфиболитов может наследовать исходную тонкополосчатую текстуру первичных (осадочных, или, скорее, туфогенных) пород, либо иметь динамометаморфическую природу. Реликты заведомо вулканогенных (лавовых или туфовых) структур ни в моренском, ни в мугурском маркерах не выявлены.

Обратимся поэтому к петрохимическим и геохимическим критериям происхождения амфиболитов.

На основных диагностических (для различения орто- и парапород) диаграммах Муана-де Ля Роша, Н.А.Домарацкого и А.А.Предовского практически все образцы проанализированных амфиболитов попадают в поле основных пород. Исключение составляет обр. I34/8, попадающий на диаграмме Муана - де Ля Роша в поле глин, аргиллитов, алевролитов, аркозовых и мергелистых песчаников, и обр. I34/4, оказывающийся на диаграммах Н.А.Домарацкого вне поля магматических пород.

Показано, однако (Созинов, 1975), что отраженные указанными диаграммами критерии первичной природы амфиболитов не являются вполне строгими, поскольку существует достаточно широкий класс осадочных пород (красноцветы, некоторые разновидности глин), составы которых также попадают в магматические (базитовые) поля данных диаграмм, давая при метаморфизме параамфиболиты, не отличимые по указанным критериям от метавулканитов. С другой стороны, отмечается (Горбачев, 1975; Лук-Почекутов, 1975), что для ортоамфиболитов характерны устойчивые положительные корреляции титана с железом и магния с хромом при отрицательных корреляциях ти-

тана с алюминием, магнием и хромом, а также скандия с хромом. Для параамфиболитов, напротив, характерны положительные корреляции в парах титан-скандий, титан-алюминий, скандий-хром при отсутствии отчетливых связей в парах титан-магний, титан-хром, скандий-хром. Амфиболиты смешанного (по вулканогенно-осадочным породам и грауваккам основного состава) происхождения могут сочетать петрогеохимические признаки орто- и парапород. Нетрудно видеть (см. рис.2), что по большинству перечисленных критериев совокупность амфиболитов моренского маркера можно считать метаэффузивной (лавово-туфовой), допуская, однако, существенную примесь вулканомиктово-осадочного материала.

Сделанные заключения подтверждаются также (Горбачев, 1975) низкими содержаниями в типичных амфиболитах р. Морен таких литофильных элементов, как калий, рубидий и барий концентрации которых повышаются в относительно лейкократовых амфиболитах кровли маркера (обр. I378, I450), где иногда (обр. I450) сохраняются реликтовые структуры меланократовых граувакк или туфо-песчаников. Повышенные содержания литофильных элементов в большинстве амфиболитов, являющихся геологическими или петрохимическими аналогами пород моренского маркера, могут (как указывалось выше) объясняться привнесом этих элементов в условиях, переходных от изохимического метаморфизма к ультраметаморфизму.

Применение названных выше, основанных на корреляциях пар элементов, критериев первичной природы к мугурскому маркеру (см. рис.3) дает менее определенные результаты, чем в случае моренского маркера. Возможно, это связано с широким проявлением высокотемпературной метаморфической дифференциации, особенно сильно сказавшейся в "глубинных роговиках" среднего течения р.Тарлашкян. Ясно, однако, что демонстрируемые (см. рис.3) соотношения титана и магния, титана и железа и (если отбросить петрографически не вполне однородный, фиксирующий проявление реакционных процессов в обр. I36/4) титана и алюминия указывают на метабазитовую природу как магнезиальных амфиболовых пород (преимущественно меланократовых и переходящих по простиранию в петрогеохимические близкие к ним метагабброиды обр. I35/I), так и мезократовых, предположительно метавулканогенных, амфиболитов. Метаосадочная с вулканогенной примесью порода обр. I34/4 резко отли-

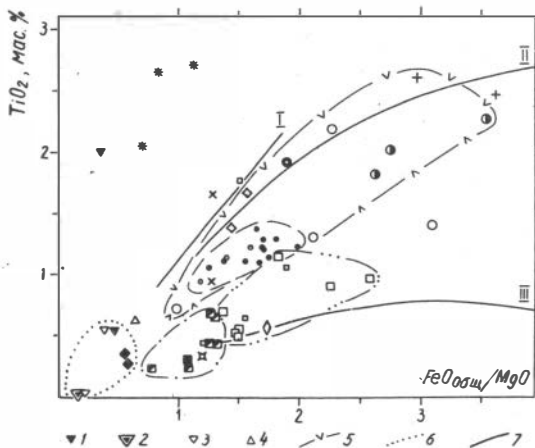


Рис.5. Диаграмма $TiO_2 - FeO_{общ} / MgO$ (Miashiro, 1974) для пород (см. табл. I и 2):

I - гипербазиты эндоконтактной зоны Тарлашкинского гипербазитового массива (см. табл.2); 2 - средний состав гипербазитов Тарлашкинского массива, по В.В.Велинскому и Н.С.Вартановой (1980) (см. табл.2); 3 - гипербазиты линзовидных тел, включенных в амфиболиты моренского маркера (см. табл. I); 4 - габбро-амфиболиты обр.1407А (табл.3, предполагаемый интрузивный комагмат метавулканитов моренского маркера); 5 - поле составов амфиболитов моренского маркера и его тектоностратиграфических и петрогеохимических аналогов; 6 - поле составов ультраосновных пород, ассоциирующих с амфиболитами мугурского и моренского маркеров; 7 - типичные тренды дифференциации магматических толеитовых серий: I - абиссальных толеитов ложа океана и окраинных морей, по К.Б.Кележинскому и др. (1984), II - высокотитанистой толеитовой магмы интрузивного массива Скергаард, по А.Миасиро, III - низкотитанистой толеитовой серии островодужных толеитов о-ва Тофуа, по А.Миасиро. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2 и 4.

чается от всех других пород мугурского маркера повышенными содержаниями калия, рубидия и бария; для признанного по комплексу признаков метаграувакковым лейкократового амфиболита обр.134/8 характерны относительно повышенные содержания кремнезема, нат-

рия и циркония при низких, в сравнении с другими амфиболитами, концентрациях железа и кальция. Решающим же доводом в пользу вулканогенной или, по крайней мере, вулканомиктовой первичной природы преобладающих в составе мутурского маркера мезократовых амфиболитов является закономерное сонахождение этих пород с гипербазитами и метагабброидами (магнезиальными амфиболитами и пироксен-плаггиоклаз-амфиболовыми породами), необъяснимое с позиции первично-осадочного происхождения мезократовых амфиболитов.

Приняв существенно метабазитовую (вулканогенную или вулканомиктовую) природу амфиболитов обоих маркеров, мы вправе попытаться применить для анализа их химизма и реконструкции формационной принадлежности тот комплекс диагностических диаграмм, который обычно используется для анализа молодых вулканогенных пород (диаграммы Миасиро, Пирса и др.). За недостатком места приведем лишь одну зависимость (рис.5), иллюстрирующую толеитовый химизм первичных пород обоих маркеров и значимые петрохимические различия между ними. Согласно этой и ряду других диаграмм, моренские амфиболиты могут рассматриваться в качестве продукта метаморфизма нормальных (переходных к оливиновым) низкоглиноземистых толеитовых базальтов, дифференцированных до ферробазальтов, и сопоставляться с вулканитами умереннотитанистых толеитовых серий ложа океана и ряда крайних морей. Низкотитанистые (и низкоциркониевые) метавулканиты мутурского маркера могут быть сопоставлены с так называемыми островодужными толеитами, а входящие в состав маркера амфиболитизированные габброиды (магнезиальные амфиболиты), по-видимому, комагматичны метаэффузивам. При этом метавулканиты и метагабброиды Мутура могут, наряду с гипербазитами Тарлашкинского массива и метапироксенитами его контактовой зоны, рассматриваться в качестве членов протерозойской протоофиолитовой ассоциации, образованной в условиях морского ложа эвгеосинклинального обрамления протерозойского субконтинентального геоблока и шарьированной затем (с образованием упоминавшейся выше гипотетической лежащей складки) в сторону субконтинента.^ж

^ж Мнение об офиолитовой природе мутурских метавулканитов и ассоциирующих с ними пород неоднократно высказывалось в работах В.В.Велинского и его соавторов.

Заключение

Одной из целей проведенной работы был поиск петрогеохимических данных, которые могли бы подтвердить предполагаемую по комплексу геологических признаков стратиграфическую сопоставимость мугурских и моренских амфиболитов. Нетрудно видеть, что полученные данные не могут служить косвенным доказательством в пользу исходной рабочей гипотезы (как, впрочем, не могут являться и основанием для отказа от нее). Выявленные петрогеохимические различия между обоими амфиболитовыми маркерами могут, однако, интерпретироваться в качестве проявления первичной латеральной зональности в пределах эвгеосинклинального, по типу седиментации, бассейна, обрамлявшего в протерозое субконтинентальный, по характеру коры, Сангиленский блок с миогеосинклинальным типом осадконакопления. При отнесении Солчерского тектонического домена (одноименный метагабброидно-гипербазитовый массив и его обрамление) к Тарлашкин-Мугурской подзоне (см. рис. I) правомерно поставить вопрос о существовании на Западном Сангилене древних ("доскладчатых" и ныне деформированных) шарьяжных поверхностей, по которым "островодужный", по характеру вулканитов, комплекс современной Тарлашкин-Мугурской подзоны был надвинут на "окраинно-морский", по тому же признаку, комплекс Адыро-Сарантской подзоны и, совместно с последним, — на тот миогеосинклинальный терригенно-пелитовый комплекс континентальной окраины протерозойского массива, который представлен ныне тесхемской (а возможно, и стратотипической чинчиликской) свитами.

Автор глубоко признателен Х.Г.Ильинской за предоставление дополнительного петрографического материала и С.В.Меламедову за петрографические консультации и обсуждение результатов.

Литература

БЛКМАН Б.А. Новые данные по стратиграфии и фосфоритоносности северо-западной части нагорья Сангилен // Геология и геофизика. 1979. № 7. С. 122-125.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., ЗАРТАНОВА Н.С. Закономерности в химизме гипербазитов Тувы // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск, 1980. С. 14-27.

ВОЗНЕСЕНСКИЙ В.Д., ЛИТВАК М.И., НЕНАШЕВ Ю.П. К стратиграфии докембрийских образований Мугурского рудного поля (Сангиленское нагорье) //Геология и геофизика. 1981. № 3. С. 42-52.

ВОЗНЕСЕНСКИЙ В.Д., ЛИТВАК М.И., НЕНАШЕВ Ю.П. Сангиленское нагорье. Тектоническая структура Мугурского рудного поля //Изучение тектонических структур. Метод. пособие по геологической съемке 1:50 000. Вып.16. Л., 1984. С. 207-223.

ГИНДИНГЕР А.Б. О соотношении стратиграфических подразделений нижнего протерозоя Тувы //Геология и геофизика. 1984. № 4. С. 3-9.

ГИНДИНГЕР А.Б., ВИНКМАН М.К., ФЭФЕЛОВ А.Ф. Строение разреза отложений докембрия нагорья Сангилен (Тува) //Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1979. С. 92-120.

ГРАЙЗЕР М.И., ИЛЬИНСКАЯ Х.Г. Континентальные перерывы в докембрии Сангилена (Тува) //Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М., 1985. С. 114-122.

ГОРБАЧЕВ О.В. Геохимические особенности метаморфизованных карбонатно-глинистых пород в связи с условиями их седиментации (на примере параамфиболитов) //Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4, кн.2. М., 1975. С.64-72.

ЛУК-ПОЧЕКУТОВ К.А. Петрохимические критерии пара- и ортоамфиболитов //Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.4, кн.2. М., 1975. С.106-121.

ИЛЬИН А.В. Стратиграфия докембрийских отложений западной части нагорья Сангилен (Тува) //Сов. геология. 1958. № 4. С. 33-42.

КЕПЕЛИНСКАС К.Б., ДАГИС Л.А., ЗОРКИНА Л.С., ПРУСЕВИЧ Н.А. Химизм метавулканитов офиолитовых комплексов как индикатор различных палеотектонических обстановок //Геология и геофизика. 1984. № 2. С. 11-24.

МИТРОФАНОВ Ф.П., КОЗАКОВ И.К., ПАЛЕИ И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 153 с.

СОЗИНОВ Н.А. Осадочные эквиваленты метаморфических пород основного состава //Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.4, кн. 2. М., 1975. С. 39-47.

ТЕРЛЕЕВ А.А. О характере контакта метатерригенной и карбонатной частей разреза докембрия Западного Сангилена (Тува) //Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее южное складчатое обрамление. Новосибирск, 1987. С. 121-129.

MIASHIRO A. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins //Amer. J. Sci. 1974. Vol. 274, N 4. P.321-355.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.....	3
Киселев Е.А. Эволюция разрывных структур юго-восточной части Горного Алтая.....	4
Гусев Н.И. Тектоническая обстановка формирования таджиклинского интрузивного комплекса (Горный Алтай)..	15
Литвинова Т.И. Структурное положение гранитоидов средней части междуречья Балкауса-Чульшмана.....	25
Беляев С.Ю., Кузнецов П.П. Тектоника и некоторые вопросы стратиграфии юга Катунского выступа	32
Буслов М.М. К вопросу о структурном положении и возрасте метаморфических образований Курайского и Тонгулакского хребтов (юго-восточная часть Горного Алтая).....	46
Беляев С.Ю. О соотношениях древних свит Катунского выступа в стратотипической местности.....	57
Пак К.Л. Стратиграфическое положение и возраст каянчинской свиты в бассейне р.Устюбы (Горный Алтай).....	64
Гоникберг В.Е. Амфиболиты западной окраины Сангиленского докембрийского массива.....	69

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редакторы
А.В.Владимирова
З.В.Белюсова

Технический редактор Н.Н.Александрова

Подписано к печати 29.03.89. МН III52.
Бумага 60x84/16. Печ.л.6,25+I вкл. Уч.-изд.л.6,0.
Тираж 350. Заказ I74. Цена 45 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск,90. Ротапринт.