

В. В. ВОЛКОВ

ОСНОВНЫЕ  
ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО  
РАЗВИТИЯ  
ГОРНОГО АЛТАЯ

---

1966

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

---

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ



В. В. ВОЛКОВ

# ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ

(ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ И РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
НОВОСИБИРСК

1966

*Ответственный редактор*  
*доктор геолого-минералогических наук*  
*И. В. ЛУЧИЦКИЙ*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

За последние 10—15 лет на территории Горного Алтая вернулись геологосъемочные работы, а также тематические исследования, направленные на решение актуальных вопросов региональной геологии. В результате проведенных работ был получен огромный и интересный материал, анализ и обобщение которого осуществлены в трудах В. А. Кузнецова, В. П. Нехорошева, Н. П. Васильковского, М. К. Винкман, В. М. Сенникова, Ю. С. Перфильева, К. Л. Волочковича, И. Ф. Пожариского и др. Тем не менее эти труды далеко не охватывают всего многообразия тех проблем, которые возникают в связи с обобщением имеющихся материалов.

В настоящей работе предпринята попытка обобщить современные материалы по региональной геологии Горного Алтая, в том числе и материалы личных многолетних исследований автора, а также некоторых геологов, не использованных в названных выше обобщающих трудах. В работе рассмотрены вопросы стратиграфии, литологии, палеогеографии, геологических формаций и палеотектоники Горного Алтая с целью выяснения основных закономерностей его геологического развития в позднем докембрии и нижнем палеозое.

Работа построена следующим образом.

Первая

Горного Алтая. В ней изложен весь основной фактический материал, на который опираются последующие палеогеографические и палеотектонические реконструкции. Анализ стратиграфического материала предшествует краткая методическая часть, в которой рассмотрены некоторые приемы стратиграфических исследований, широко применявшиеся в недалеком прошлом среди геологов, работавших в Горном Алтае. Именно эти приемы привели, по нашему мнению, к методическим погрешностям, во многом предопределившим известную противоречивость имеющегося стратиграфического материала и способствовавшим утверждению ряда стратиграфических построений, не соответствующих реально наблюдаемым фактам.

Геологические разрезы древних толщ Горного Алтая описаны по каждой структурно-формационной зоне отдельно. Эти описания, как правило, даются в обобщенном виде, достаточном, по мнению автора, для обоснования

те. Более полное ознакомление с разрезами возможно по приведенным в работе схемам сопоставления стратиграфических колонок, составленных с максимально возможной детальностью, примерно соответствующей их изученности.



Главное внимание при стратиграфии уделено вопросам корреляции разрезов, нередко дискуссионным. Лишь в двух (из пяти) структурно-формационных зонах Горного Алтая стратиграфические построения основаны на данных палеонтологических определений. В остальных зонах толщи не содержат органических остатков. Для обоснования возраста и корреляции разрезов древних толщ в этих зонах привлечены данные литологии, отчасти палеогеографии и формационного анализа. Именно поэтому вопросы обоснования возраста древних толщ выделены в тексте в отдельный (заключительный) раздел первой главы, которому предшествует обзор некоторых вопросов литологии терригенных отложений, имеющих стратиграфическое значение: а) о литологической изменчивости терригенных отложений, б) условий образования ритмичной слоистости флишoidных толщ и в) условий образования красноватой окраски терригенных отложений.

Итоги первой главы представлены сводной стратиграфической схемой позднедокембрийских и нижнепалеозойских образований Горного Алтая.

Во второй главе рассмотрена эволюция палеогеографических условий в Горном Алтае в позднем докембрии и нижнем палеозое, для чего использовано семь палеогеографических схем: а) позднего докембрия, б) алданского века, в) ленского века, г) амгинского века, д) майского века, е) позднего кембрия, ж) раннего ордоса.

В третьей главе дан формационный анализ древних толщ Горного Алтая, выделены формационные ряды и показано их размещение применительно к палеогеографической обстановке.

Заключительная, четвертая глава посвящена палеотектонике Горного Алтая в позднем докембрии и нижнем палеозое. Выделены и описаны конкретные палеотектонические структуры, указан их формационный состав

морфология складчатых дислокаций и время консолидации. Определено положение глубинных разломов. Приведены, кроме того, данные, подтверждающие представления о длительности, неравномерности и локальности складкообразовательных тектонических движений, о горизонтальных тектонических движениях. Даны также обзор некоторых закономерностей пространственного размещения магматических формаций в палеотектонической структуре и, наконец, общая схема геосинклинального развития Горного Алтая в позднем докембрии и нижнем палеозое.

#### Составл

Работа осуществлена под общим руководством И. В. Лучицкого. В работе учтен ряд ценных замечаний В. А. Кузнецова, Н. П. Васильковского, В. М. Сенникова, Н. Н. Амшинского и Б. Н. Красильникова, которым автор приносит свою глубокую благодарность. Автор весьма признателен также своим товарищам по совместной работе в Западно-Сибирском геологическом управлении, способствовавшим успешному завершению представленного труда.

---

## ГЛАВА I

### СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ И НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ГОРНОГО АЛТАЯ

Позднедокембрийские, кембрийские и нижнеордовикские толщи расположены в низах стратиграфического разреза Горного Алтая. Самые древние из них укладываются в основном в рамки позднего докембрия, или «синия», как рекомендовало именовать поздний докембрий Всесоюзное совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири (1956 г.).

Более древние образования в пределах Горного Алтая пока нигде достоверно не установлены, хотя в литературе известны случаи выделения ниже-среднепротерозойских толщ. Геологические исследования последних лет убедительно доказали тесную пространственную и структурную связь докембрийских и кембрийских толщ, неотделимую от представлений о возрастной их близости.

Обзор стратиграфии в настоящем очерке ограничен рассмотрением докембрийских, кембрийских и нижнеордовикских отложений. Толщи, принадлежащие нижнему ордовику на большей части территории Горного Алтая, венчают кембрийские разрезы, и их выделение обычно весьма условно. Напротив, более молодые отложения, начиная со среднего ордовика, довольно четко отделяются структурно или литологически от подстилающих толщ; их появление в разрезе соответствует существенным изменениям палеогеографических и палеотектонических условий в Горном Алтае.

Основные черты стратиграфии древних толщ Горного Алтая выяснены трудами В. А. Обручева, В. П. Нехорошева, Б. Ф. Сперанского, К. В. Радугина, Н. Н. Горностаева, А. С. Егорова, В. А. Кузнецова, Ю. А. Кузнецова, Ф. Н. Шахова и других исследователей. Дальнейшие успехи в изучении стратиграфии связаны в основном с геологосъемочными работами Западно-Сибирского геологического управления, а позднее и Всесоюзного аэр

участие огромный коллектив исследователей. В разработке современной стратиграфической схемы основная роль принадлежит исследованиям М. Н. Барцевой, И. И. Белостоцкого, А. Ф. Белоусова, А. В. Борцовой, М. К. Винкман, А. А. Вишневого, В. В. Волкова, К. А. Волочковича, А. Б. Гинцингера, Т. С. Гостевой, А. Б. Дергунова, С. Ф. Дубинкина, И. Т. Журавлевой, В. А. Зыбина, А. Н. Кононова, В. И. Колесникова, Е. М. Лашкова, Е. С. Левицкого, М. Н. Ланды, В. Г. Молчановского, К. Д. Нещумаевой, Г. В. Пасечного, Ю. С. Перфильева, И. Ф. Пожарского, О. К. Полетаевой, Л. Н. Репиной,

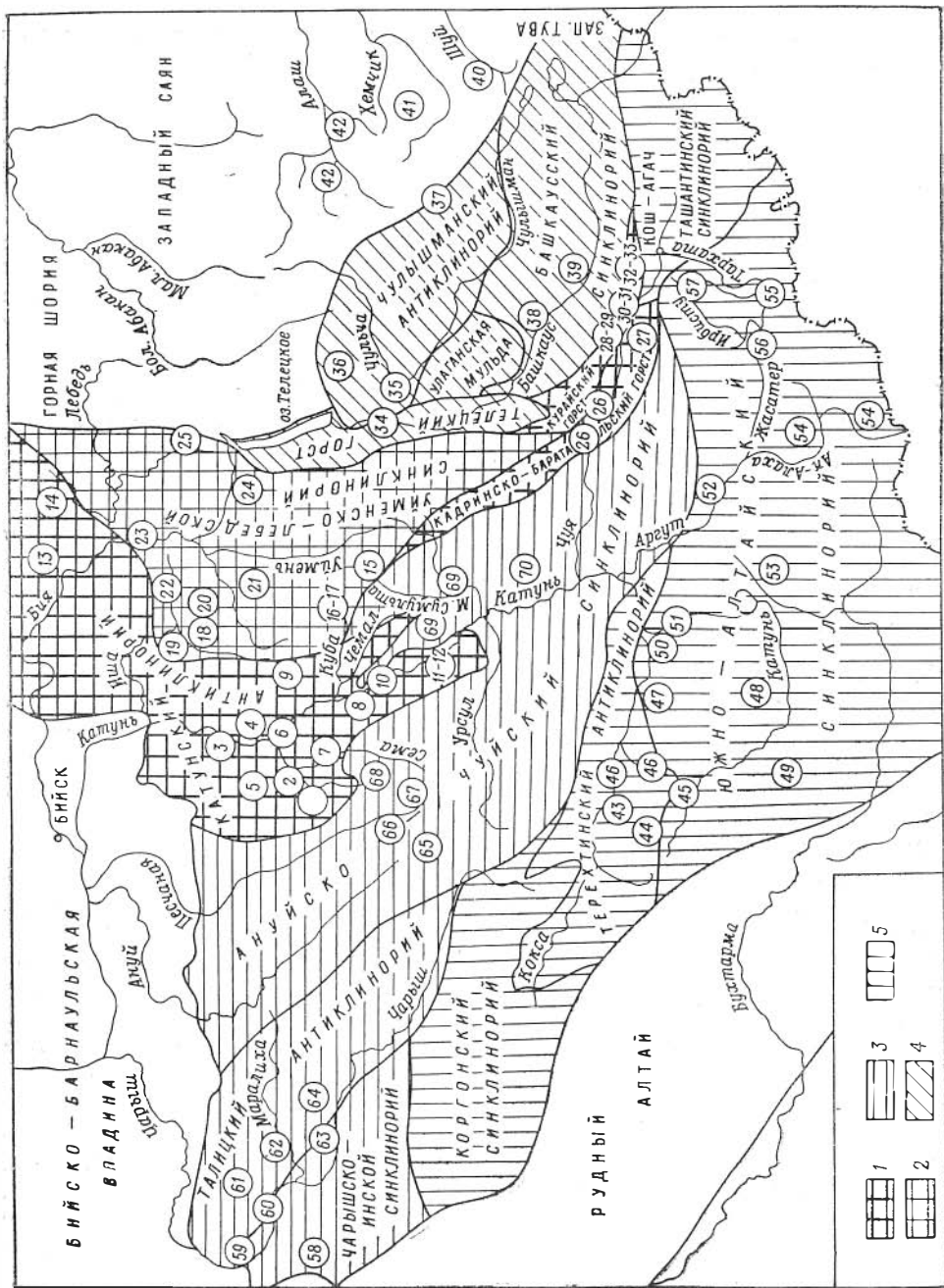


Рис. 1. Схема расположения тектонических структур Горного Алтая (указано расположение опорных разрезов докембрия и нижнего палеозоя; цифры соответствуют номерам геологических разрезов в схемах сопоставления).

Структурно-формационные зоны: 1 — Бийско-Катунская; 2 — Уйменско-Лебедская; 3 — Ануйско-Чуйская; 4 — Восточно-Алтайская; 5 — Южно-Алтайская.

М. Ф. Романенко, В. М. Сенникова, В. П. Сергеева, В. П. Студеникина, В. И. Тихонова, В. В. Хоментовского, М. Б. Шарковского и Б. А. Яковлева.

Древние толщи Горного Алтая изучены неравномерно. Лучше всего известны разрезы центральной части Катунского антиклинория на севере Горного Алтая (рис. 1); обилие в них органических остатков позволило достаточно твердо определить возраст древних толщ и обосновать стратиграфическую схему Горного Алтая палеонтологическими материалами. На большей части территории Горного Алтая древние толщи лишены органических

остатков до последнего времени оставались неизвестными. Стратиграфические материалы по многим районам (в первую очередь по восточным и южным районам Алтая) были получены в основном лишь в последние годы в результате проведенных геологических съемок.

В сложившейся обстановке разрезы до центральной части Катунского антиклинория до последнего времени принимались в качестве типовых для составления унифицированных стратиграфических схем Горного Алтая, таких, в частности, как унифицированная схема 1956 г. и составленная на ее основе серийная легенда к геологическим картам. Лишь в последние годы с получением новых данных о площадном распространении толщ выяснилась ошибочность таких представлений, которые, к сожалению, оказали и в различной степени сейчас еще оказывают влияние на стратиграфические построения и общегеологические выводы многих исследователей.

Рассматривая противоречив, что, является, на наш взгляд, следствием традиционных и все еще широко распространенных среди геологов ошибок в методах проведения стратиграфических исследований.

Главная из них — это излишняя прямолинейность сопоставления палеонтологически неохарактеризованных толщ по сходству или тождеству вещественного состава. Между тем, такое сходство или тождество каких-либо толщ означает всего лишь близость условий их образования. Необходимы дополнительные сведения для того, чтобы решить, происходило образование этих толщ одновременно или в разное время, одинаково

или нет. Простой тезис нередко упускался из виду. Вследствие этого при корреляции удаленных друг от друга разрезов, расположенных в различных структурно-формационных зонах<sup>1</sup>, сходство литологического состава толщ нередко считается достаточным доказательством их разновозрастности. В геологической литературе (в том числе и современной) имеются соответствующие примеры решения отдельных частных вопросов стратиграфии Горного Алтая на материалах соседних регионов — Салаира, Горной Шории и т. д.

Методические ошибки имеются и в определении характера взаимоотношений толщ, в результате неоправданно широкой экстраполяции наблюдений на отдельных небольших участках. Например, несогласные взаимоотношения двух толщ, выявленные на каком-либо одном участке, нередко приводили к выводу о несогласии этих толщ и на другом участке, где не имеется материалов для установления такого несогласия. А в некоторых случаях, несмотря на несомненно согласное залегание толщ, их взаимоотношение трактовалось как «скрытое несогласие», только потому, что в другом районе имеются данные о их несогласном залегании.

<sup>1</sup> Термин употребляется в понимании В. А. Кузнецова (1963).

В геологических исследованиях еще очень часто абсолютизируется возраст свит, серий и толщ, выделенных в основном по литологическим признакам, что, по существу, приводит к отождествлению их с геохронологическими подразделениями. Между тем, такое отождествление не только излишне, но в большинстве случаев и неверно. Время и длительность формирования толщ, каковых районов, поэтому границы вещественных геологических тел пересекают границы геохронологических подразделений. Масштабы такого временного «скольжения» границ геологических тел — серий, свит и т. д. предполагались ранее незначительными, что позволяло не считаться с ним при мелкомасштабных геологических построениях. Однако при более детальных работах недоучет такого «скольжения» неизбежно приводит к ошибкам.

Указанные выше методические погрешности практической работы геологов зачастую приводили к механическому усреднению стратиграфического разреза, что не позволяло в полной мере выявлять фациальные изменения толщ, а также последовательность и время их формирования.

В свете этого становится, например, понятным, почему геологический разрез докембрия и кембрия центральной части Катунского антиклинория долгое время считался эталонным для Горного Алтая, хотя в сущности он является уникальным, не повторяющимся в других структурах региона.

Сказанное выше объясняет ту осторожность, с которой автор подходил к анализу и обобщению стратиграфических материалов по возможно это и не всегда удавалось сделать в полной мере вследствие недостатка геологических данных.

При рассмотрении стратиграфических материалов в дальнейшем строго разграничиваются понятия геохронологических подразделений, выделяемых по данным изучения фауны, с одной стороны, и литологических единиц — с другой. Первые определяют относительное геологическое время, в котором выражается возраст вторых — литологических единиц. К первой группе подразделений относятся горизонты, зоны, подъярусы, ярусы, отделы, системы, ко второй — свиты, подсвиты, серии, толщи и т. д. Учитывая возможное изменение возрастного объема свит по простиранию, для определения их возраста и времени формирования автор по возможности использовал лишь местный материал, отказываясь от далеких, очень условных и часто ошибочных аналогий и сопоставлений. Особое внимание обращалось на выявление материалов по фациальным изменениям толщ, выяснению характера и направления таких изменений. Необходимые для проведения исследований с учетом выявленных фациальных изменений и ограничивались, как правило, пределами единой структурно-формационной зоны или отдельных ее частей.

В определении характера взаимоотношений толщ автор руководствовался известным положением Н. С. Шатского о длительности процессов складкообразования, поскольку на территории Горного Алтая имеются разнообразные данные, подтверждающие одни складкообразовательные тектонические движения и процессы осадкообразования. Установленные в Горном Алтае места несогласного взаимоотношения толщ и площадное распространение могут быть весьма различными.

Таковы основные положения, которыми руководствовался автор при обобщении и анализе стратиграфических материалов. Составление стра-





тиграфической сводки с указанных выше позиций проводится для Горного Алтая впер

Следует отметить, что сводных работ, посвященных древним толщам Горного Алтая и опирающихся на современный стратиграфический материал, вообще очень мало. Здесь можно указать лишь на схемы М. К. Винкман (1958, 1964), сводки Ю. С. Перфильева и М. Ф. Романенко, Е. В. Романенко и С. В. Чернышевой, а также более частные схемы и обобщения В. М. Сенникова и А. Ф. Белоусова (1960), В. В. Хоментовского, Л. Н. Репиной, И. Г. Журавлевой (1962). Все указанные исследования использованы при составлении настоящей монографии, причем наибольшее значение имели первые три работы, в которых обобщаются материалы по всему региону.

В схемах М. К. Винкман основной упор делается на геологический разрез Катунского антиклинория. Материалы по другим районам Горного Алтая рассматриваются значительно менее детально.

Сводка Ю. С. Перфильева представляет несомненную ценность как первое детальное обобщение материалов по районам слабо до сих пор изученным. В ней подведены итоги геологосъемочных работ Аэрогического треста по юго-западным, западным и восточным районам Горного Алтая, но почти не затронуты вопросы стратиграфии других районов Алтая, а также слабо привлечены материалы Западно-Сибирского геологического управления. Недостаточно полно разработаны также вопросы сопоставления разрезов палеонтологически неохарактеризованных толщ, которым, по существу, и посвящена сводка, с разрезами, содержащими фауну. Кроме того, уровень сводки — 1958—1960 гг.; современные материалы в ней, таким образом, не учитываются.

В работе группы палеонтологов ЗСГУ — М. Ф. и Е. В. Романенко, С. В. Чернышевой — обобщены данные по кембрийской фауне трилобитов и археоциат Горного Алтая. В этой работе дан анализ фауны большинства известных местонахождений, а по остальным районам привлечен литературный материал. Палеонтологические определения М. Ф. и Е. В. Романенко и С. В. Чернышевой в основном и используются в нашей работе.

В качестве местной геохронологической шкалы для нижнего и среднего кембрия нами принята биостратиграфическая схема, разработанная большим коллективом геологов и палеонтологов ЗСГУ и СНИИГГи

А. Г. Поспеловым, Л. И. Егоровой, М. Ф. и Е. В. Романенко, Е. С. Федяниной, Н. А. Аксариной, Г. Ф. Гореловым и др. Эта схема основана на материалах Салаира, Горной Шории, Кузнецкого Алатау и Горного Алтая и очень удобна для нашего изложения, поскольку именно к ней привязаны палеонтологические определения упомянутой выше сводки М. Ф. и Е. В. Романенко и С. В. Чернышевой. Выделяемые в Горном Алтае нижнекембрийские фаунистические комплексы в отношении возрастной последовательности достаточно хорошо увязываются с биостратиграфической схемой, предлагаемой для Алтае-Саянской складчатой области И. Т. Журавлевой, Л. Н. Репиной и В. В. Хоментовским. Работы этих исследователей на Алтае помогли решить некоторые запутанные вопросы стратиграфии древних толщ региона. Сопоставление упомянутых выше биостратиграфических схем нижнего кембрия между собой и сравнение их с Сибирской платформой иллюстрирует табл. 1.

Для верхнего кембрия принята схема ярусного деления, предложенная в 1959 г. Н. К. Ившиным. Палеонтологические работы М. Ф. Романенко подтверждают спра  
Н. К. Ившина для Горного Алтая.

Сопоставление биостратиграфической схемы нижнего кембрия ЗСГУ с унифицированной схемой Всесоюзного стратиграфического совещания 1963—1964 гг.

По В. В. Хоментовскому и М. Ф. Романенко

Сопоставление биостратиграфических схем по решению Всесоюзного стратиграфического совещания 1963—1964 гг.		Западная часть Алтае-Саянской области				
Сибирская платформа (восточный тип разреза, Суворова, 1954; Журавлева, 1954)		Алтае-Саянская область Всесоюзное стратиграфическое совещание 1963—1964 гг.				
Ленский ярус	Еланский горизонт	Обручевский горизонт		Верхний подгоризонт	Кайзасский горизонт	Ленский ярус
	Кетеминский горизонт	Солонцовские слои		Средний подгоризонт		
	Куторгиновыи горизонт	Санаштыкгольский горизонт		Нижний подгоризонт		
	Синский горизонт					
Алданский ярус	Атдабанский горизонт	Таятский надгоризонт	Камешковский трилобитовый комплекс	Сретенский археоциатовый комплекс	Мрасский горизонт	
	Кенядинский горизонт		Кийский трилобитовый комплекс			Белокаменский археоциатовый комплекс
Суннагимский горизонт		Усть-Кундатский горизонт		Кундатский горизонт	Алданский ярус	

**1. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ И РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН ГОРНОГО АЛТАЯ**

Стратиграфия древних толщ Горного Алтая рассмотрена ниже по каждой тектонической структуре отдельно. Такой порядок изложения имеет определенные преимущества в возрастом порядке одновременных работах описанием стратиграфии в последнем случае корреляция геологических разрезов различных тектонических структур получается неубедительной, а нередко и вообще выпадает из рассмотрения. Принятый нами порядок изложения в значительной степени способствует отделению достоверных фактов от выводов и предположений.

При изложении материала используется схема структурно-тектонического районирования, предложенная В. А. Кузнецовым (1963), с некоторыми дополнениями и изменениями.

**Бийско-Катунская зона**

Геологические разрезы этой зоны в отличие от разрезов других зон местами содержат органические остатки, определяющие возраст толщ. В состав зоны входят Катунский анти и Курайский горсты.



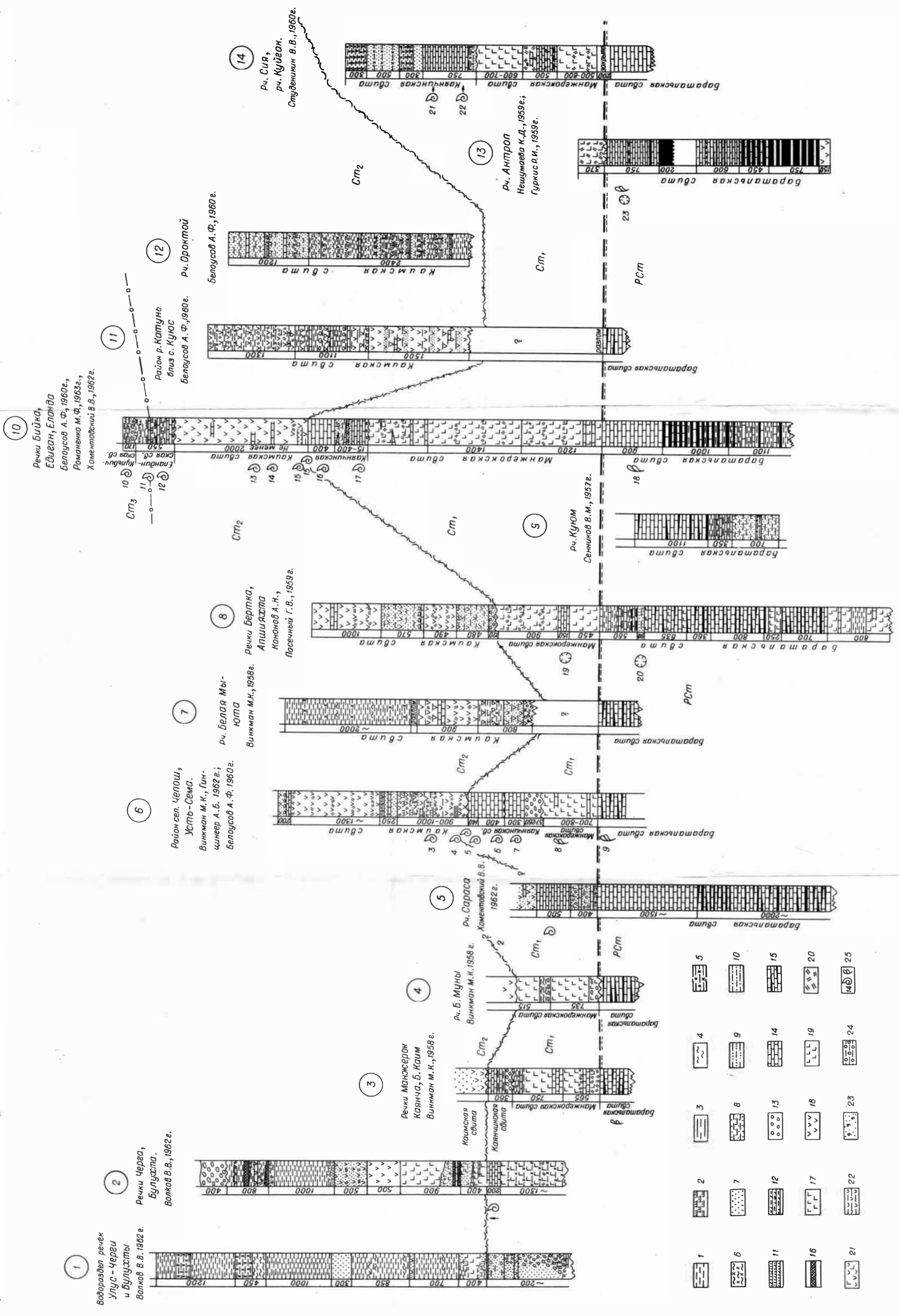


Рис. 3. Схема сопоставления геологических разрезов докембрийских и нижнепалеозойских образований Катунского антиклинория. Условные обозначения к рисункам 3, 4, 6, 7, 9, 10, 13, 19.

1 — сланцы глинистые фиделитизированные зеленые; 2 — то же, с редкими прослоями песчаных; 3 — сланцы глинистые фиделитизированные сероцветные; 4 — сланцы глинистые фиделитизированные красноцветные; 5 — сланцы кремисто-глинистые, кремнистые, зеленые, желтые, реже сероцветные; 6 — сланцы кремисто-глинистые, кремнистые фиделитизированные (преобладают) и сланцев; 7 — песчанники; 8 — песчанники с редкими прослоями сланцев; 9 — тонкоритмичные переслаивание песчанков (преобладают) и сланцев; 10 — то же, с прослоями силликлитов; 11 — крупноритмичное переслаивание песчанков (преобладают) и сланцев; 12 — то же, с прослоями амфиболитов; 13 — конгломераты; 14 — карбонатные породы; 15 — то же, с прослоями амфиболитов; 16 — основные и средние туфы; 17 — основные и средние туфы; 18 — лавы смешанного состава; 19 — лавы среднего состава; 20 — основные и средние туфы; 21 — основные и средние туфы; 22 — метаморфические сланцы актинолитовидно-хлоритовые, амфиболиты; 23 — песчанники, сильно метаморфизованные; 24 — метаморфические сланцы, состоящие из кварца, альбита, серицита, хлорита, кальцита; 25 — положение в разрезе фауны и флоры, номер соответствует рис. 4, где указан их возраст; списки фауны и флоры помещены в табл. 2 под тем же номером.



Разрезы древних толщ Катунского антиклинория (рис. 3) долгое время служили эталоном для унифицированной стратиграфической схемы Горного Алтая. Они являются опорой для био-стратиграфической схемы, поскольку отличаются несравненно лучшей палеонтологической характеристикой, чем другие структуры Горного Алтая.

Многочисленными исследованиями для большей части территории Катунского антиклинория устанавливается следующая общая последовательность залегания толщ (снизу):

1. Баратальская свита — кремнисто-карбонатная.
2. Манжерокская свита — толща основных вулканогенных пород.
3. Каянчинская свита — существенно известняковая.
4. Каимская свита — вулканогенно-осадочная.
5. Еландинская свита — известняково-терригенная.
6. Кульбичская свита — терригенная.

Полный разрез имеется лишь на одном участке, охватывающем бассейны рек Нижняя и Верхняя Еланда, Бийка, Едиган (Еландинский разрез, см. рис. 3 (колонка 10)). Представительным и более богатым фауной является разрез в районе сел Чепош и Усть-Сема (чепошский разрез, колонка 6), где отсутствуют лишь две верхние свиты. В других районах имеется много хорошо обнаженных разрезов, охватывающих лишь отдельные части сводного разреза.

Большим своеобразием отличаются разрез западной части Катунского антиклинория, переходной к Ануйско-Чуйскому синклинорию. Этот район оказалось целесообразным рассмотреть отдельно, учитывая к тому же его важность для анализа стратиграфии немых толщ смежных структур.

Сравнительное изучение частных разрезов позволяет установить, что каждая из перечисленных выше свит на площади Катунского антиклинория претерпевает более или менее значительные изменения вещественного состава и что соответственно изменяется характер их взаимоотношений и возрастной объем.

Баратальская свита. Одним из самых представительных и хорошо изученных является разрез по р. Бертке (см. рис. 3, колонка 8), где, по данным А. Н. Кононова и Г. В. Пасечного, выделяются следующие крупные пачки (снизу):

1. Серо-зеленые, диабазовые, пироксеновые и пироксен-плагноклазовые порфириты, их туфы, алевриты, прослон серых мраморизованных известняков . . . 800 м.
  2. Мраморизованные, реже доломитовые известняки, редко доломиты, отдельные прослон серых сланцев, силицилитов, а сверху основных порфиритов . . . 2750 м.
  3. Темно-серые хлорито-серпичито-углеродистые сланцы, переслаивающиеся с известняками, силицилитами и зелеными песчаниками . . . 650 м.
- Вскрытая мощность разреза 4200 м.

В юго-восточном направлении, по данным тех же исследователей, уже в бассейне р. Апшяхта (около 10 км) в верхних частях разреза свиты заметно увеличивается мощность пачек вулканогенных пород. Еще далее на юго-восток в сводном разрезе свиты А. Ф. Белоусов выделяет две крупные ее части. Верхняя, мощностью около 3000 м, — карбонатно-сланцево-силицилитовая с покровами основных вулканогенных пород (бассейны рек Каспа, Едиган). Нижняя (2000 м) — существенно карбонатная (междуречье рек Куба и Чемал). Правда, намеченная А. Ф. Белоусовым стратиграфическая последовательность толщ составлена не в едином разрезе, что в условиях литологических изменений толщи может привести к его сдвоению. Такое изменение состава, кстати, и отмечается А. Ф. Белоусовым, который указывает, что по левобережью р. Чемал в

верхней части разреза наблюдаются массы почти сплошных силицилитов, а западнее близ р. Катунь, в районе рек Куюса, Едигана, Тышкескена значительную роль, кроме силицилитов, приобретают сланцы.

Существенное участие силицилитов в баратальской свите отмечают для северной части антиклинория (бассейны рек Антроп, Ушпа, Мунжа; см. рис. 3, колонка 13) К. Д. Нешумаева, Р. И. Гуркис и В. П. Студеникин. Кроме силицилитов в краевой северо-западной части антиклинория К. Д. Нешумаева отмечает появление диабазовых порфиритов и глинистых сланцев. Мощность свиты здесь не менее 2000 м.

Существенные отличия в составе баратальской свиты установлены для восточной части Катунского антиклинория. Здесь по р. Куюм В. М. Сенников и Р. Ф. Колпакова составили детальный разрез мощностью около 2000 м, в котором выделяются две примерно равные части (см. рис. 3, колонка 9). Нижняя — сложена метаморфизованными зелеными песчаниками и серицито-хлоритовыми, реже кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями известняков в верхних горизонтах. Верхняя — представлена серыми известняками.

Рассмотренные особенности фациальных изменений баратальской серии позволяют отметить общую тенденцию к замещению карбонатного материала терригенным и кремнистым в периферических частях Катунского антиклинория. Увеличение количества вулканогенного материала устанавливается на ограниченных участках в юго-восточной и северо-западной частях антиклинория.

Позднедокембрийский возраст карбонатных толщ баратальской свиты определяется в значительной степени условно в зависимости от определения возраста вышележащих толщ. Из органических остатков существенны находки *Newlandia* наряду с другими водорослями (рис. 4, табл. 2), а также определенные Ю. С. Надлером споры, комплекс кото-

Таблица 2

Список докембрийской и нижнепалеозойской фауны и флоры Горного Алтая (номера в табл. соответствуют номерам на рис. 4, где указаны местонахождение и возраст фауны и флоры)

- 
1. Трилобиты: *Kooteniella*, *Edelsteinaspis*, *Bonnia* ?, *Granularia*, *Chondragraulus*, *Kootenia*, *Dinesus*, *Proerbia*, *Erbia*.  
Археоциаты: *Ethmophyllum* sp., *Ajacycyathus* sp., *Coscincyathus* sp., *Tegerocyathus* sp.

---

  2. Археоциаты: *Ajacycyathus camptophragmus* (Vol.), *A. dwighti* (Wal.), *Coscincyathus torgaschiiensis* (Vol.), *Gordonicyathus gerassimovensis* (Krasn.).

---

  3. Трилобиты: *Taxioura*, *Beldirella*, *Dinesus*, *Pachyaspis*, *Ptarmigania*, *Kootenia*, *Granularia*.  
Археоциаты: *Tegerocyathus* cf. *erbiensis* Krasn., *Ethmophyllum* ex gr. *ratum* Vol., *Nochorocyathus* sp.  
Брахиподы: *Acrotreta*.  
Водоросли: *Epiphiton*, *Renalcis*.

---

  4. Трилобиты: *Erbia*, *Kootenia*, *Edelsteinaspis*.  
Археоциаты.

---

  5. Трилобиты: *Kooteniella*, *Vinia*, *Bonnia*, *Edelsteinaspis*, *Erbia*, *Proerbia*, *Nama-noia*, *Gaphuraspis*, *Olenoides*.  
Археоциаты: *Tegerocyathus edelsteini* (Vol.), *Ethmophyllum* sp., *Archaeocyathus* sp.  
Брахиподы: *Kutorgina* sp., *Nisusia* sp., *Matutella* sp.  
Водоросли: *Epiphiton*, *Renalcis*, *Rasumovskia*.
-

6. Трилобиты: *Pseudoeteraspis*, *Kootenia*, *Parapoliella*, *Kooteniella*, *Onchocephalina*, *Granularia*, *Bergeroniaspis*, *Edelsteinaspis*, *Chondragraulos*, *Erbia*.  
Археоциаты: *Tegerocyathus* sp., *Ajacicyathus* cf. *tomicus* (Vol.), *A.* aff. *acutus* (Vol.), *A.* cf. *immanis* (Vol.), *Corynocyathus* sp.,  
Брахиподы: *Kutorgina paucicistata* Aks., *Nisusia festinata* (Bill.), *Matutella altaica* Aks.  
Водоросли: *Renalcis*, *Epiphiton*.
- 
7. Трилобиты: *Hebediscus*, *Serrodiscus*, *Calodiscus*, *Cobboldia*, *Kootenia*, *Elganellus*, *Pagettia*, *Kooteniella*, *Ladadiscus*, *Miraculaspis*.  
Археоциаты: *Vologdinocyathus* sp., *Ethmophyllum* cf. *caveaquadratum* Vol., *Archaeolynthus* sp.
- 
8. Водоросли: *Osagia*, *Epiphiton*, *Renalcis*.
- 
9. Водоросли: *Osagia*, *Jusenia*.
- 
10. Трилобиты: *Barrandagnostus*, *Pseudoagnostus*, *Koldiniella*.
- 
11. Трилобиты: *Koldinia*, *Schoriella*, *Toxotina*, *Buttsiella*, *Acrocephalites*, *Aldanaspis*, *Hypagnostus*, *Phalacroma*.
- 
12. Трилобиты: *Acrocephalites*, *Katuniella*, *Hypagnostus*, *Phalacroma*.
- 
13. Трилобиты: *Alokistocare*, *Schistocephalus*.
- 
14. Трилобиты: *Paradoxides*, *Chondranomocare*, *Dinesus*, *Alokistocare*, *Katunia*, *Pagettia*.
- 
15. Трилобиты: *Schistocephalus*, *Erbia*, *Kooteniella*, *Amphoton*.
- 
16. Трилобиты: *Amecephalina*, *Kooteniella*, *Micmaccopsis*.  
Археоциаты: *Tegerocyathus edelsteini* Vol., *Ethmophyllum* sp., *Archaeocyathus* cf. *subradiatus* Vol.  
Брахиподы: *Kutorgina* sp.
- 
17. Археоспонгии.
- 
18. Водоросли: *Collenia*, *Newlandia*.
- 
19. Споры: *Tylogotriletum* sp., *Leiotriletes crassus* Naum., *L. compactus* Naum., *Psophosphaera* sp., *Lophotriletes* sp., *Trachytriletes asperatus* Naum., *T. minutus* Naum.  
Археоспонгии.
- 
20. Водоросли: *Osagia poletaevi* var. *granulosa* Крaсн., *O. foraminiferoidis* Posp., *Newlandia*, *Collenia*.  
Споры: *Leiotriletes crassus* Naum., *L. compactus* Naum., *Psophosphaera* sp., *Lophotriletes* sp., *Trachytriletes asperatus* Naum.  
Археоспонгии.
- 
21. Трилобиты: *Batenioides*, *Granularia*, *Amecephalina*, *Kootenia*, *Kooteniella*, *Erbia*, *Chondragraulos*, *Gaphuraspis*.  
Археоциаты: *Ajacicyathus immanis* Vol., *Loculicyathus membranivestites* Vol., *Nochorocyathus howelli* (Vol.), *N. spinosus* Vol., *Gordonicyathus* aff. *kusnetsovi* (Vol.), *Tegerocyathus diploperforatum* (Vol.), *T.* aff. *abacanensis* Vol., *Leptosocyathus regularis* Vol., *Dokidocyathus regularis* Vol., *Archaeolynthus unimurus* Vol., *Ethmophyllum amzassensis* Крaсн.  
Водоросли: *Epiphiton*, *Renaclis*.
- 
22. Трилобиты: *Erbia*.  
Археоциаты: *Loculicyathus membranivestites* Vol., *Coscinocyathus dianthus* var. *sibirica* Крaсн., *Clathricoscinus vassilievi* Vol., *C. fossaengulatus* Vol., *C. altaicus* Vol., *Clathrodictyon* sp., *Ethmophyllum* sp., *Tegerocyathus erbiensis* Крaсн., *T. diplo-*

*perforatum* Vol., *Gordonicyathus* sp., *Tercyathus duplex* Vol., *T. altaicus* Vol., *Protopharetra deformis* Vol., *P. grandiformis* (Vol.), *Ajacycyathus* aff. *neoacutus* Vol., *Archaeofungia dissepimentalis* Vol.

Водоросли: *Epiphiton*, *Renalcis*, *Razumovskia*, *Proaulopora*, *Tubophyllum*.

- 
23. Водоросли: *Newlandia*, *Conophyton*, *Osagia*, *Wermiculites*. Споры аналогичные 20.
- 
24. Трилобиты: *Seletoides*, *Koldiniella*, *Pterocephalia*, *Dunderbergia*.
- 
25. Археоциаты: *Ajacycyathus patulus* (Vol.), *A. cf. clarus* Vol., *A. cf. acutus* Vol., *Archaeofungia dissepimentalis* Vol., *Archaeolynthus membranivestites* (Vol.), *Thalamocyathus* sp., *Coscinocyathus cf. rojkovi* Vol.
- 
26. Археоциаты: *Loculicyathus membranivestites* Vol., *Archaeolynthus* sp., *Archaeofungia cf. taylori* Krasn., *Taylorocyathus* aff. *subtersiensis* Vol., *Syringocnema cf. eleganta* Vol., *Ajacycyathus* sp.
- 
27. Археоциаты: *Ajacycyathus salebrosus* Vol., *Formosocyathus alabini* (Vol.), *Nochoroicyathus howelli* (Voll.), *N. aff. dissepimentalis* (Vol.), *Ajacycyathus meisteri* (Vol.), *A. aff. clarus* Vol., *A. patulus* Vol.
- 
28. Трилобиты: *Tirginia*, *Resimopsis*, *Bonnia*.  
Археоциаты: *Ajacycyathus salebrosus* Vol., *A. neiburgianus* (Vol.), *Coscinocyathus bedfordi* Vol., *Leptosocyathus* aff. *regularis* Vol., *Loculicyathus membranivestites* Vol., *Ethmophyllum* sp., *Gordonicyathus* sp.  
Водоросли: *Epiphiton*.
- 
29. Археоциаты: *Ethmophyllum ratum* Vol., *E. aff. ulmensis* Krasn., *Tegerocyathus edelsteini* Vol., *Erbocyathus obrutschevi* (Vol.),.
- 
30. Археоциаты: *Clathricoscinus* sp., *Ajacycyathus* sp.
- 
31. Трилобиты: *Acrocephalaspis*, *Homagnostus*, *Crusoiina*, *Acrocephalites*, *Koldinia*, *Peronopsis*.
- 
32. Трилобиты: *Prochedinia*, *Hypagnostus*, *Diplagnostus*.
- 
33. Трилобиты: *Proliostracus*.  
Археоциаты: *Tegerocyathus cf. edelsteini*, *Ethmophyllum ratum* (Vol.), *E. aff. caveaquadratum* Vol., *Claruscycyathus* sp.  
Водоросли: *Epiphiton*, *Renalcis*, *Proaulopora*.
- 
34. Трилобиты: *Bergeroniaspis*, *Ptychoparella*, *Proerbia*.  
Археоциаты: *Claruscycyathus* sp., *Retecyathus* sp.
- 
35. Трилобиты: *Crepicephalus*, *Cedaraspis*, *Texanopsis*.
- 
36. Трилобиты: *Agnostus pisiformis*, *Conocephalina*, *Altaiaspis*.
- 
37. Трилобиты: *Toxotis*, *Aldanaspis*, *Coosia*, *Prochedinia*.
- 
38. Трилобиты: *Olenoides*, *Schistocephalus*, *Kiskinella*, *Chondronomocare*, *Dinesus*, *Chondragraulos*.
- 
39. Археоциаты: *Erbocyathus* sp., *Claruscycyathus solidus* Vol., *Archaeocyathus* sp.
- 
40. Трилобиты: *Sanashtycyolia*, *Poliellina*.  
Археоциаты: *Szeczyathus* sp., *Tercyathus venustus* Vol., *Protopharetra* sp., *Apocyathus gordonii* Vol., *Ajacycyathus proskuriakovi* Tol., *Ajacycyathus robustus* (Vol.), *A. levigatus* (Vol.), *Ethmophyllum ratum* Vol., *Coscinocyathus dianthus* Vol., *Loculicyathus bornemanni* Krasn., *L. irregularis* Vol., *Loculicyathus tuberculatus* Vol., *Annulocyathus* aff. *lavrenovi* Vol., *Annulocyathus pulcher* Vol., *Tollicyathus ischensis* S. Tschern., *Dokidocyathus* sp.
-

41. Трилобиты: *Resimopsis*, *Protolenoides*, *Sajanaspis*, *Serrodiscus*, *Planaspis*, *Bergeriaspis*, *Calodiscus*, *Conocoryphidae*, *Tannudiscus*, *Ladadiscus*.  
Археоциаты: *Archaeolynthus tubexternus* (Vol.), *Ajacityathus arteintervallum* (Vol.), *Ajacityathus amplius* (Vol.), *Nochoroicyathus* sp., *Robustocyathus* sp., *Dictyocyathus* sp., *Leptosocyathus* ex gr. *curviseptatus* Vol., *Clathricoscinus* sp., *Coscino-cyathus* cf. *cornucopiae* Born.  
Брахноподы: *Obolella* cf. *atlantica* Walc., var. *comleyensis* Cobbold., *Walcottina* sp., *Acrothelle* sp.  
Водоросли, губки, пелециподы, гастроподы.
- 
42. Трилобиты: *Schoriella*, *Koldinia*, *Tuberaspis*, *Chuangia*.
- 
43. Археоциаты: *Ajacityathus directus* (Vol.), *Ajacityathus grandis* Vol., *Ajacityathus* aff. *uricus* Vol., *Ajacityathus* aff. *proskurtakovi* Vol., *Ajacityathus immanis* Vol., *Ajacityathus tuberculatus* Vol., *Loculicyathus tolli* Vol., *Loculicyathus membranivestites* Vol., *Loculicyathus tuberculatus* Vol., *Coscinoicyathus agadanensis* Vol., *Coscinoicyathus elegans* Vol., *Taylorcyathus subtersiensis* (Vol.), *Thalamocyathus subtersiensis* Vol.
- 
44. Археоциаты: *Ajacityathus directus* (Vol.), *Orbicyathus tolovskiensis* (Krasn.), *Loculicyathus tolli* (Vol.), *Taylorcyathus subtersiensis* (Vol.), *Coscinoicyathus* sp., *Archaeocyathus meistry* Vol., *Ethmophyllum flexum* Vol., *Ethmophyllum* cf. *pseudothichus* Vol., *Protopharetra laxa* Born., *Tersia nodosa* Vol., *Dokidocyathus regularis* Vol., *Dictyocyathus javorskii* Vol.  
Водоросли: *Epiphiton*.
- 
45. Водоросли: *Saralinskia primitivi* Krasn., *Stromatactis* sp.
- 
46. Водоросли: *Osagia poletaevae* Krasn., *Osagia bathridioformis* Krasn., *Osagia* aff. *tenuilamellata* Reith.
- 
47. Водоросли: *Newlandia* sp.
- 
48. Археоциаты: *Ajacityathus* cf. *anabarensis* (Vol.), *Erbocyathus* sp., *Szeczyathus* sp., *Tercyathus validus* Vol., *Archaeolynthus* sp.  
Водоросли: *Osagia poletaevae* Krasn., *O.* cf. *ovosimilae* (Vol.), *Stromatactis* sp.
- 
49. Археоциаты: *Sajanocyathus* sp., *Tersia* sp., *Tercyathus* cf. *altaicus* Vol., *Tege-rocyathus* cf. *altaicus* Vol., *Szeczyathus* sp., *Ethmophyllum* cf. *grandiperforatum* Vol., *Archaeocyathus* sp., *Robustocyathus* sp., *Ajacityathus* sp.

рых сходен с комплексом спор из позднедокембрийской приозерской свиты Прибалтики.

Манжерокская свита представлена преобладающими диабазовыми, пироксен-плагиоклазовыми, пироксеновыми порфиритами, афанитами, реже туфами, лаво- и туфобрекчиями, кремнисто-глинистыми сланцами, редко серо-зелеными песчаниками и горизонтами известняков. Породы манжерокской свиты в современном эрозийном срезе распространены лишь вдоль западной периферии Катунского антиклинория сравнительно узкой меридиональной полосой вдоль р. Катунь, а

Вполне вероятно, что такое пространственное распределение манжерокских эффузивов отражает в какой-то мере и размещение центров вулканической деятельности того времени. Это предположение, кстати, подтверждается и изменениями мощности свиты. Максимальная мощность устанавливается в южной части антиклинория, где, по данным А. Ф. Белоусова, в районе р. Бийка и Едиган она составляет около 3500 м (см. рис. 3, колонка 10). Севернее мощность осадочно-вулканогенных образований манжерокской свиты последовательно сокращается: по р. Апшияхта — 1500 м, в Чепошском разрезе от 2000 до 800 м, в стратотипе близ

дер. Манжерок — 1300 м, а по направлению к северо-востоку дальнейшее сокращение мощности, описанное М. К. Винкман (1959), приводит к полному исчезновению толщи уже в верховьях р. Паспаула восточнее г. Горно-Алтайска. Еще далее на северо-восток в бассейнах рек Ульмень, Сия и Мунжа вулканогенная толща, по данным В. П. Студеникина, появляется вновь, достигая мощности 1500 м.

В строении разреза манжерокской свиты не отмечается никаких закономерностей, которые бы позволили провести его расчленение на регионально выдержанные подсвиты. Взаимосотношения с подстилающими отложениями устанавливаются лишь в некоторых разрезах. М. К. Винкман настаивает на длительном размыве и крупном углевозе несогласия, отделяющем манжерокскую свиту от подстилающих пород на всей территории Катунского антиклинория, хотя признаки размыва описаны ею лишь в чепошском разрезе, что, кстати, оспаривается А. Ф. Белоусовым. Предполагает размыв в основании манжерокской свиты и В. П. Студеникин для северной части антиклинория, где по р. Мунжа (см. рис. 3, колонка 14) им установлены вулканические брекции, содержащие крупные глыбы известняков и силицилитов. Другие же участки несогласного залегания манжерокских эффузивов на баратальских известняках неизвестны. Более того, А. Ф. Белоусов, В. В. Хоментовский и М. Ф. Романенко указывают на согласное залегание толщ в еландинском разрезе и близ дер. Манжерок, описывая постепенные переходы между этими толщами. По-видимому, следует признать, что наблюдаемые несогласия имеют весьма ограниченное развитие, а согласные взаимоотношения манжерокской и баратальской свит характерны для большей части Катунского антиклинория. Такой вывод вытекает и из анализа существующих геологических карт.

Органические остатки (водоросли, споры, археоспонгии), обнаруженные в породах свиты, не определяют ее возраст (см. рис. 4, табл. 2), поэтому он устанавливается в зависимости от возраста залегающей выше каянчинской свиты. Некоторые исследователи (А. Ф. Белоусов, Ю. С. Перфильев и др.) возраст свиты считают позднедокембрийским (синийским), придавая тем самым большое значение перерыву, отделяющему ее от залегающей выше каянчинской свиты. Это, однако, вряд ли оправдано, поскольку известны материалы о тесной структурной связи манжерокских эффузивов и карбонатных отложений каянчинской свиты, возраст которой по фауне соответствует ленскому ярусу нижнего кембрия. Поэтому несомненна принадлежность манжерокских эффузивов к нижнему кембрию, причем их верхняя возрастная граница в зависимости от положения подошвы каянчинской свиты также поднимается до ленского яруса. Граница кембрия и докембрия условно приурочивается к границе манжерокской и баратальской свит, хотя вполне вероятен нижнекембрийский возраст верхних горизонтов баратальской свиты.

Каянчинскую свиту в литературе описывают как существенно карбонатную толщу, залегающую выше манжерокских эффузивов и содержащую местами нижнекембрийскую фауну трилобитов, археоциат, брахиопод. В ее составе, кроме преобладающих мраморизованных известняков, среди которых нередки органогенные рифовые образования, наблюдаются доломиты, глинистые и кремнистые сланцы, мергели, песчаники, конгломераты, а в единичных случаях (по данным А. Ф. Белоусова и А. А. Арустамова) маломощные покровы диабазовых порфиринов.

Каянчинские известняки, так же как манжерокские эффузивы, пространственно приурочены к западной окраине центральной части Катунского антиклинория. Мощность и строение разреза каянчинской свиты изменчивы. Большой известностью пользуется чепошский разрез свиты,



наиболее полно охарактеризованный фауной (см. рис. 3, колонка 6). По данным М. К. Винкман, А. Б. Гинцингера (1959, 1963 и др.), подтвержденным другими исследователями, в этом разрезе выделяются следующие три пачки, для каждой из которых установлены комплексы трилобитовой и археоциатовой фаун.

1. Базальные конгломераты с очень разнообразной галькой подстилающих пород мощностью от 37 до 260 м, которые сменяются выше 300-метровой пачкой темно-серых тонкослоистых известняков с маломощными прослоями мергелей, известковистых песчаников и сланцев.

2. Светло-серые массивные известняки — 400 м.

3. Тонкослоистые мергели, песчаники, сланцы, конгломерато-брекчии и известняки — 140 м.

Общая мощность свиты составляет здесь около 1100 м.

По данным М. К. Винкман, А. Б. Гинцингера, А. Ф. Белоусова и других исследователей, породы каянчинской свиты залегают здесь с крупным размывом и структурным несогласием на манжерокских эффузивах.

Северо-западнее, в бассейнах рек Каянчи и Устюбы, мощность свиты значительно возрастает до 2000 м за счет увеличения роли терригенных отложений. Последние обособляются в нижней части разреза в существенно терригенную толщу, мощностью около 1300 м, трансгрессивно залегающую с базальными конгломератами в основании (мощность 80—180 м) на манжерокских эффузивах. А. И. Алисов выделяет эту толщу в так называемую устюбинскую свиту. Более высокие горизонты разреза сложены 800-метровой карбонатной толщей. М. К. Винкман (1959, 1963), а также М. Ф. Романенко по сходству состава параллелизуют эти две толщи устюбинского разреза с нижней и средней пачками чепошского разреза, хотя никаких палеонтологических данных для такой точной корреляции не имеется.

В данном случае можно говорить условно лишь о сопоставлении «устюбинской свиты» с известняками чепошского разреза, не уточняя, с какой именно пачкой.

Резко сокращенную мощность (около 350 м) и существенно карбонатный состав каянчинская свита имеет в разрезе по р. Еланда, который по фауне параллелизуется с верхней пачкой чепошского разреза (см. рис. 3, колонка 10). Несколько южнее (10 км), по р. Катунь, близ устья р. Бийка, мощность свиты увеличивается до 650 м одновременно с появлением в нижней части разреза (наряду с известняками) прослоев доломитов, сланцев, диабазовых порфиритов и туфов. А. А. Арустамов указывает на отсутствие здесь признаков крупного размыва и структурного несогласия на границе с манжерокской свитой.

Согласно залегание каянчинской свиты на подстилающих вулканогенных породах манжерокской свиты устанавливается В. В. Хоментовским, И. Т. Журавлевой, Л. Н. Репиной и А. Ю. Розановым (1962) на западе центральной части Катунского антиклинория в бассейне рч. Сарасы. Установленная здесь 500-метровая карбонатная толща сопоставляется по фауне с нижней пачкой чепошского разреза.

Существенно терригенный разрез каянчинской свиты наблюдается в северной части Катунского антиклинория. В. П. Студеникин указывает здесь в бассейне р. Сии на преобладание кремнисто-глинистых сланцев, которым подчинены песчаники, алевролиты, конгломераты и рифогенные известняки. Общая мощность разреза около 2000 м. Фауна, собранная в известняках нижней части разреза, позволяет параллелизовать его с двумя верхними пачками чепошского разреза. Поэтому верхние части разреза р. Сии должны, по-видимому, заходить в средний кембрий. Взаимоотношения свиты с подстилающими не установлены.

Сказанное выше позволяет убедиться в наличии значительных фа-  
циальных изменений каянчинской свиты. В свете этого следует считать  
неоправданным стремление некоторых исследователей (М. К. Винкман,  
А. Б. Гинцингер, В. А. Асташкин, М. Ф. Романенко и др.) распростра-  
нить схему литологического расчленения чепошского разреза не только  
на территорию Катунского антиклинория, но и на всю территорию Бий-  
ско-Катунской структурно-формационной зоны. Указанные исследовате-  
ли рассматривают литологические пакки чепошского разреза в качестве  
самостоятельных свит (снизу) — шашкунарской, чепошской и баранголь-  
ской, составляющих единую каянчинскую серию. Однако даже в Катун-  
ском антиклинории отсутствует второй такой разрез, который был бы  
сходен по строению с чепошским.

Успехи палеонтологических исследований последних лет позволяют  
установить различия возрастного объема каянчинской свиты для раз-  
личных районов Катунского антиклинория. Наибольший возрастной  
объем имеет каянчинская свита в чепошском разрезе, где она соответ-  
ствует мрасскому и кайзасскому горизонтам принятой нами биострати-  
графической схемы. Наименьший возрастной объем, соответствующий  
лишь верхнему и отчасти среднему подгорizontам кайзасского горизон-  
та, каянчинская свита имеет в еландинском разрезе. Несколько больший  
возрастной объем — в сийском разрезе северной части Катунского ан-  
тиклинория.

Каимская свита сложена серо-зелеными пироксеновыми (ча-  
сто — авгитовыми), пироксен-плагноклазовыми порфиритами, миндале-  
фирами, лаво- и туфобрекчиями, туфоконгломератами, песчаниками  
(преимущественно граувакковыми), хлоритизированными сланцами, пе-  
строцветными яшмоидами, кремнистыми сланцами, горизонтами извест-  
няков и конгломератами. Мощность свиты колеблется в пределах от  
1500 до 3000 м. Эта весьма пестрая по составу толща характеризуется  
сильной фациальной изменчивостью. Нельзя найти два разреза, которые  
были бы сходны между собой по строению. Общей чертой для большин-  
ства разрезов свиты следует считать лишь постепенное исчезновение  
вверх по разрезу вулканогенных пород, известняков и все увеличиваю-  
щуюся роль терригенных пород, преимущественно филлитизированных  
глинистых сланцев. К особенностям пространственного распространения  
каимской свиты относится четко выраженная приуроченность вулкано-  
генных пород к западной окраине центральной части Катунского анти-  
клинория. В восточном направлении количество вулканогенных пород в  
разрезах каимской свиты быстро уменьшается.

На севере Катунского антиклинория отложения каимской свиты до-  
стоверно не установлены. Возможно, что сюда следует относить верхнюю  
часть описанного выше сийского разреза. В настоящее время там прово-  
дятся геологосъемочные работы, по предварительным результатам кото-  
рых обнаружена вулканогенная толща неясной мощности, залегающая  
выше сийских археоциатовых известняков. Эта вулканогенная толща  
также может являться аналогом каимской свиты.

В центральной части Катунского антиклинория в бассейнах рек Би-  
рюли, Узнези и Чемала к каимской свите относятся существенно терри-  
генные образования. Правда, А. Ф. Белоусов (1960) склонен выделять  
эти отложения в так называемую ороктойскую свиту, отождествляя их с  
верхней, существенно терригенной частью более западных разрезов ка-  
имской свиты, что недостаточно обосновано, поскольку не учитываются  
очевидные фациальные изменения. Рассматриваемая терригенная тол-  
ща, условно относимая к каимской свите, залегают непосредственно на  
карбонатных отложениях баратальской свиты, взаимоотношения с кото-

рой совершенно не изучены. Повсеместное отсутствие здесь отложений манжерокской и каянчинской свит указывает на вероятность того, что эта терригенная толща может быть возрастным аналогом не только каимской, но и более древних толщ каянчинской и манжерокской свит. Для однозначного решения этого вопроса никаких объективных данных пока не имеется.

Эффузивно-осадочные отложения каимской свиты в большинстве изученных районов имеют согласные взаимоотношения с подстилающими толщами (Белоусов, 1960; Хоментовский и др., 1962). Это подтверждается, по данным М. Ф. Романенко и других исследователей, также и близостью комплексов фауны каимской и каянчинской свит. Правда, имеются мнения и о размыве, предшествующем формированию свиты (Винкман, Гинцингер и др. 1958, 1959, 1964), что, однако, основано более на общих соображениях, чем на фактическом материале.

Фауна известна лишь в нижней части разреза свиты. Собранные трилобиты, совместно с бедной фауной археоциат дали основание М. Ф. Романенко выделять самостоятельный суяркский комплекс, сопоставляя его с зоной *Ptarmigan* Северной Америки (низы среднего кембрия). В еландинском разрезе есть более молодые трилобиты, отвечающие верхам нижней половины амгинского яруса Сибирской платформы. В более высоких горизонтах разреза свиты фауна отсутствует, поэтому верхняя возрастная граница свиты условно поднимается до границы амгинского и майского ярусов.

Отложения еландинской свиты известны лишь в стратотипе по р. Н. Еланда (см. рис. 3, колонка 10), где А. Ф. Белоусов (1960) выделяет две литологические пачки. Нижняя 100-метровая пачка сложена серыми известняками, частью оолитовыми и кремнистыми, переслаивающимися с косослонстыми гравелитами, а в основании — с полимиктовыми конгломератами. Верхняя пачка (450 м) представлена серозелеными и бордовыми глинистыми сланцами, полимиктовыми песчаниками и маломощными пачками известняков. Трилобиты, установленные здесь впервые Л. И. Егоровой, сопоставляются ею с зоной *Paradoxides forchhammeri* Сибирской платформы. Последующие исследования М. Ф. Романенко обнаружили фауну трилобитов, переходную от среднего к верхнему кембрию.

В основании свиты всеми исследователями отмечается значительное угловое и азимутальное несогласие.

Верхнекембрийские отложения, объединяемые в кульбичскую свиту, обнаружены в Катунском антиклинории лишь в последнее время и известны сейчас в двух пунктах — по р. Еланда и близ г. Горно-Алтайска. В первом случае — это маломощная (170 м) грубообломочная толща — конгломераты, гравелиты, песчаники, редко сланцы, имеющие серозеленую, серую и лиловую окраску. Трилобиты, собранные и изученные М. Ф. Романенко, определяют принадлежность толщи к ариничевскому горизонту (по Н. К. Ившину). Отложения кульбичской свиты залегают на породах еландинской свиты с размывом, длительность которого соответствует верхней половине кульбичского горизонта.

Аналогичная грубообломочная пестроцветная толща обнаружена близ г. Горно-Алтайска среди сплошного поля известняков баратальской свиты. Трилобиты, собранные М. Ф. Романенко в маломощных известняковых прослоях среди пестроцветных песчаников, отвечают по возрасту кукуйскому и хрестиновскому горизонтам схемы Н. К. Ившина.

В западной краевой части Катунского антиклинория в бассейне рек Черга, Булухта и севернее в бассейне р. Каменка распространены мощные вулканогенно-осадочные толщи, которые, по данным предше-

ствующих исследователей (Винкман, 1958, 1959 и др.), принадлежат каимской ( $Ст_1^1$ ) и еландинской ( $Ст_2^2$ ) свитам. Однако после обнаружения М. Ф. Романенко нижнекембрийской фауны трилобитов и археоциат в горизонтах, которые по существующим тогда представлениям относились к «верхней подсвите еландинской свиты  $Ст_2^{22}$ », стала очевидной необходимость тщательной ревизии стратиграфической схемы этого района.

В 1962 г. автор проводил в Чергинском районе тематические работы, в результате которых удалось существенно уточнить геологическую структуру и стратиграфическую схему кембрийских толщ этого района.

В разрезе по рекам Булухта и Черга вдоль Алтайского тракта (см. рис. 3, колонка 2) выделяются следующие пачки (снизу вверх):

1. В замке крупной антиклинали вскрываются темно-серые и темно-зеленые диабазы с редкими прослоями туфов и алевролитов. Видимая мощность не менее . . . 800 м.
2. Выше залегают светло-серые известняки с археоциатами плохой сохранности и нижнекембрийскими трилобитами. . . . . 200 м.
3. Толщина сложно переслаивающихся пироксеновых и диабазовых порфиритов, туфов, песчаников, кремнистых сланцев, яшм, известняков. . . . . 500 м.
4. Толща преобладающих темно-зеленых диабазов, афанитов, пироксеновых и пироксен-плагноклазовых порфиритов, которым в верхней части разреза подчинены лиловые миндалефиры, туфы, граувакковые песчаники и сланцы. . . . . 1800 м.
5. Серые и зеленые филлитизированные глинистые сланцы с редкими прослоями (в верхних и нижних горизонтах разреза) граувакковых песчаников, миндалефиров, туфобрекчий и кварцитов. . . . . 1600 м.
6. Толща светло-серых крупногалечных известковистых конгломератов, залегающая с азимутальным несогласием на подстилающих отложениях . . . . . 400 м.

Фауна 2-й пачки этого разреза сопоставляется с фауной верхней пачки чеповского разреза. В связи с этим верхняя возрастная граница толщи основных эффузивов, аналогичных по составу манжерокской свите, поднимается в чергинском разрезе значительно выше, чем в центральной части Катунского антиклинория, т.е. почти до границы нижнего и среднего отделов кембрия. Эффузивно-осадочные отложения, залегающие выше известняков с фауной, соответствуют в основном каимской свите, а верхняя конгломератовая толща условно сопоставляется с еландинской свитой.

Юго-восточнее описанный чергинский разрез надстраивается к низу толщей разнообразных основных вулканогенных пород с частыми прослоями и горизонтами пестроцветных тонкослоистых яшм, известняков, граувакковых песчаников, вскрытой мощностью не менее 1500 м.

Западнее ниже-среднекембрийские образования описанного чергинского разреза замещаются существенно терригенными песчано-сланцевыми отложениями, широко развитыми на территории смежного Ануйско-Чуйского синклинория. Характер этих фациальных изменений описан ниже при изложении данных по стратиграфии Ануйско-Чуйского синклинория.

В бассейне рч. Каменка распространены эффузивно-осадочные толщи, близкие по составу описанным отложениям Чергинского района. Стратиграфический разрез этих отложений неясен.

### *Кадринско-Баратальский и Курайский горсты*

В современной тектонической структуре рассматриваемой территории большую роль играют зоны крупных разломов и оперяющие их тектонические нарушения, что существенно затрудняет выяснение стратиграфической последовательности толщ, их взаимоотношений и возраста.

Для решения этих вопросов геологи нередко пользовались далекими сопоставлениями с другими районами, в первую очередь с Катунским антиклинорием, по образцу и подобию которого многими исследователями, например В. И. Тараско, А. Б. Дергуновым и др., определялись последовательность и возраст толщ рассматриваемого района.

Между тем благодаря, главным образом, крупномасштабным геологосъемочным работам, проводившимся в последние годы, появилось достаточно много разнообразного материала, позволяющего сравнительно детально разработать местную стратиграфическую схему древних толщ рассматриваемого района. В результате этих работ значительно полнее изучены геологические разрезы толщ, уточнены их взаимоотношения и обнаружены в них новые местонахождения фауны и флоры. При этом выявилось значительное своеобразие стратиграфического разреза и существенное отличие его от свойственного Катунскому антиклинорию.

Обобщение геологосъемочных материалов в новейших работах Б. А. Зыбина, Л. А. Корнева, В. П. Сергеева и Л. И. Некрасовой, В. А. Платкова и Г. В. Болдырева, А. Т. Мельника, П. М. Бондаренко, а также личные наблюдения автора (1963) позволяют предложить следующую стратиграфическую схему (рис. 5).

Основание стратиграфического разреза представлено мощной карбонатной толщей — баратальской свитой, распространенной в осевой части Кадринско-Баратальского горста. Толща выделена впервые А. А. Жеромским в 1931 г. в разрезе вдоль Чуйского тракта близ пос. Баратал. Разрезы свиты изучались различными исследователями, однако вследствие однообразия литологического состава схема ее расчленения не составлялась. Кроме значительно преобладающих светло-серых мраморизованных известняков, в составе толщи отмечаются прослои темных силицилитов, редко доломитовых известняков и в единичных случаях прослоев основных вулканогенных пород. Вскрытая мощность свиты около 2500—3000 м.

Докембрийский возраст свиты, признаваемый всеми исследователями, определяется главным образом возрастом залегающих выше толщ. Из органических остатков в породах свиты известна находка А. Б. Дергуновым в бассейне р. Арыджана водорослей *Newlandia concentrica* Walcott (определения К. Б. Корде). По данным В. С. Сергеева, предполагаемое местонахождение водорослей (сборы повторить не удалось) отвечает средним горизонтам разреза свиты.

Стратиграфически выше баратальских известняков в бассейне р. Арыджана залегает толща основных вулканогенных пород, выделенная впервые А. Б. Дергуновым под названием арыджанской свиты. Предполагалось, что эта свита является аналогом манжерокской, в связи с чем ее относили к нижнему кембрию ( $Cm_1^1$ ). В. П. Сергееву в дальнейшем удалось расчленить эту толщу на две сходные по составу толщи, разделенные разрывом и азимутальным несогласием (см. рис. 5, колонка 27). Из них лишь за нижней толщей, залегающей с постепенными переходами на баратальских известняках, В. П. Сергеев сохраняет название — арыджанская свита. Она сложена темно-зелеными афировыми порфиритами, их туфами, с прослоями серых мраморизованных известняков и хлорит-серицитовых сланцев. Мощность свиты в арыджанском разрезе 1500 м. В нижних горизонтах разреза в известняках обнаружены водоросли, которые по заключению А. Г. Пospelова, являются несомненно докембрийскими, известными в Горной Шории из средней части разреза енисейской серии. Поэтому и возраст арыджанской свиты следует считать докембрийским.



Верхняя толща (сагалакская свита, по В. П. Сергееву) представлена плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами, спилитами, вулканическими брекчиями, туфами и пачкой известняков в низах разреза, общая мощность которого составляет 1500 м. Толща условно относится к низам нижнего кембрия как нижний член мощной вулканогенно-осадочной курайской свиты, широко распространенной на территории Курайского хребта. Правда, непосредственные взаимоотношения древних толщ Кадринско-Баратальского и Курайского горстов не известны.

Основание разреза кембрийских толщ Курайского горста не установлено. В. А. Зыбин и В. В. Волков выделяют три крупные толщи, связанные между собой постепенными переходами (см. рис. 5, колонки 28—33). Нижняя толща представлена зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками (преимущественно граувакковыми), алевролитами, глинистыми сланцами, реже известковистыми сланцами, белыми и черными глинистыми известняками, покровами пироксеновых порфиритов. Мощность толщи в наиболее полном разрезе по р. Балхаш составляет 1200 м. В обломочном материале терригенных пород в большом количестве содержатся разнообразные вулканогенные породы основного состава, силицилиты и известняки. В известняках из низов разреза толщи М. Ф. Романенко собрал спиккулы губок и строматолиты типа *Conophyton lithuus* Masl., что, по заключению А. Г. Пospelова, определяет возраст отложений в рамках от позднего докембрия до низов нижнего кембрия.

Средняя толща сложена зеленовато-серыми, темно-зелеными, редко лилово-серыми диабазовыми порфиритами, диабазами, афировыми порфиритами, реже плагиоклазовыми порфиритами, вулканическими брекчиями, лавоконгломератами, а также полимиктовыми (нередко граувакковыми) песчаниками, сланцами и местами маломощными горизонтами известняков. Полных разрезов средней толщи, где бы одновременно устанавливались взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими толщами, не установлено. Максимальная вскрытая мощность достигает 1200 м.

Для толщи в целом характерны значительные фациальные изменения. В частности, в 1962 г. автор наблюдал, как значительная по мощности (в несколько сот метров) часть разреза вулканогенной толщи р. Сухой Тыдтугом, северо-восточнее на расстоянии 5—7 км, полностью замещается терригенными породами, близкими по составу к описанной нами нижней толще, увеличивая, таким образом, ее мощность и возрастной объем. В породах толщи (правый борт р. Чуя в 2 км ниже пос. Чаган-Узун) Ю. С. Перфильевым обнаружены археоциаты, которые, по заключению И. Т. Журавлевой, близки к археоциатам верхов санаштыкгольского горизонта Западного Саяна. Точное положение фауны в разрезе пока неясно.

Верхняя толща во многих разрезах Курайского хребта согласно перекрывает вулканогенную. В ее составе преобладают глинистые сланцы черного и зеленовато-серого цвета, содержащие в верхах разреза прослой серых полимиктовых (нередко граувакковых) песчаников, гравелитов, известняков и маломощных покровов порфиритов. Общая мощность толщи не менее 1000 м. К самым верхам разреза этой толщи относится мощная (в несколько сот метров) пачка серых мраморизованных известняков, в которых, по данным Л. Н. Краевской, известны находки археоциат плохой сохранности (П. С. Краснопеевой определены лишь *Coscinocyathus* sp.). В. А. Зыбиным из водорослевых известняков черносланцевой толщи собраны многочисленные археоспонгии, которые, по заключению А. Г. Пospelова, определяют возраст как верхний докембрий — низы нижнего кембрия. Наличие археоспонгий выше санаштык-

гольских археоциат вызывает сомнения у А. Г. Поспелова, но следует иметь в виду, что археоспонгии несомненно имеют в общем широкий возрастной диапазон. Так, например, в еландинском разрезе Катунского антиклинория слои с археоспонгиями непосредственно подстилают известняки с археоциатами обручевского комплекса. Возраст верхней пачки курайской свиты, залегающей согласно на вулканогенной средней пачке с фауной археоциат санаштыкгольского горизонта, следует считать нижекембрийским, отвечающим, по всей вероятности, низам разреза, охарактеризованным археоциатами обручевского комплекса.

Таким образом, возраст всей курайской свиты Курайского хребта, несомненно, нижекембрийский. Предыдущие исследователи, отождествляя описанный разрез с разрезом Катунского антиклинория, выделяли здесь каянчинскую —  $Ст_1^2$  (известняки верховьев р. Ильдугема) и каймскую —  $Ст_2^1$  (вулканогенная средняя пачка) свиты. Ошибочность такой параллелизации сейчас после обнаружения палеонтологических остатков очевидна. Однако, в литературе все еще неосновательно предполагается единство стратиграфических разрезов рассматриваемого района и Катунского антиклинория (Винкман, Гинцингер, 1962 и др.).

Несомненно, более высокое стратиграфическое положение, чем все описанные выше толщи, по данным В. П. Сергеева, П. М. Бондаренко и других исследователей, имеют существенно терригенные отложения, залегающие с глубоким размывом и резким структурным несогласием на баратальских известняках Кадринско-Баратальского горста. Эта существенно терригенная толща представлена зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками (кварцево-полевошпатовыми и граувакковыми), филлитизированными глинистыми сланцами, редко гравелитами, конгломератами, а местами прослоями известняков и маломощными покровами порфиритов и туфов. Максимальная мощность толщи достигает 2500 м (район г. Сардыма, бассейны рек Чибита и Акташа). Эта толща описывалась в литературе под различными наименованиями. Мы оставляем за ней название чибитская свита, впервые употребленное П. М. Бондаренко для средней части ее разреза.

Для определения возраста свиты данных мало. Можно установить лишь, что эта свита моложе нижекембрийских толщ Курайского хребта, поскольку в гальке известняка из базального конгломерата П. М. Бондаренко обнаружил археоциаты (бассейны рек Чибита и Акташа), среди которых И. Т. Журавлева определила *Archaeocyathus erbiensis* Zhur., *Tegerocyathus edels, teini* (vol.), а также водоросли *Epiphyton*. Указанные археоциаты известны из обручевского комплекса, характеризующего самые верхи нижнего кембрия. Верхний возрастной предел чибитской свиты точно не определяется ввиду отсутствия перекрывающих отложений. Обнаруженные Ю. А. Кузнецовым (1939) в истоках р. Чибитка кембрийские водоросли *Epiphyton fasciculatum* Sharp., по-видимому, принадлежат карбонатной рудовмещающей пачке Акташского месторождения, которая, по мнению П. М. Бондаренко и В. И. Тараско, венчает разрез чибитской свиты. Поэтому верхняя граница свиты не моложе кембрия.

### Уйменско-Лебедская зона

В стратиграфических схемах Горного Алтая кембрийский разрез Уйменско-Лебедского синклинория нередко отождествляется с разрезом Катунского антиклинория («Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири — 1959 г.», Винкман и др.,



1962, 1964 и др.), хотя, благодаря работам К. Д. Нешумаевой, А. Ф. Белоусова и В. М. Сенникова (1960), В. В. Хоментовского, И. Т. Журавлевой и Л. Н. Репиной (1962) и некоторых других, своеобразие кембрийского разреза Уйменско-Лебедского синклинория выявлено совершенно бесспорно.

На современном эрозионном срезе Уйменско-Лебедского синклинория подавляющая часть его территории занята ордовикскими и девонскими толщами, а кембрийские и нижнеордовикские толщи имеют ограниченное распространение в краевых частях — западной и восточной.

### *Западная краевая часть зоны*

Площадь распространения кембрийских пород в западной части Уйменско-Лебедской структурно-формационной зоны образует вытянутую полосу вдоль границы с Катунским антиклинорием. На юге рассматриваемой полосы сводный геологический разрез выглядит следующим образом. В основании разреза залегает толща серых до черных глинистых, кремнисто-глинистых и известково-глинистых сланцев с прослоями и пачками мощностью от нескольких метров до первых сотен метров серых и черных мраморизованных известняков, местами доломитизированных, редко гравелитов и полимиктовых песчаников. Спорадически встречаются зеленоватые плагиоклазовые порфириды и альбитофиры. Толща под названием бостальской свиты впервые выделена А. Ф. Белоусовым (1959) в хр. Иолго, где на водоразделе Южумы и Бостала вскрытая ее мощность составляет 1800 м (рис. 6, колонка 15). Нигде кроме этого района, отложения бостальской свиты не известны. Органические остатки в породах свиты отсутствуют, поэтому вопрос о возрасте свиты решается условно в зависимости от возраста залегающих выше толщ.

На карбонатно-сланцевых отложениях бостальской свиты в хр. Иолго (бассейн р. Аксаазкан) согласно залегает мощная 3-километровая толща пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов, туфов, реже альбитофиров, полимиктовых песчаников, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, местами с маломощными микрокварцитами (в том числе железистыми) и яшмами. Для пород толщи характерны блеклые зеленовато-серые тона, лишь яшмы и кварциты окрашены в сургучный цвет (Белоусов, 1960). В рифовых известняках по р. Аксаазкан в верхах разреза толщи обнаружены археоциаты, близкие, по мнению И. Т. Журавлевой, к фауне нижней пачки чепошского разреза и даже несколько более древние (камешковский комплекс). Следовательно, вулканогенная толща р. Аксаазкан по времени образования соответствует манжерокской свите Катунского антиклинория, а известково-сланцевая бостальская свита, по-видимому, может быть параллелизована с верхами баратальской свиты. Такое сопоставление разрезов А. Ф. Белоусов (1960) считает невозможным, указывая на несомненные отличия литологического состава отложений. Он считает, что рассматриваемые две свиты по времени образования отвечают перерыву перед отложением известняков каянчинской свиты в центральной части Катунского антиклинория. Как выяснилось выше, этот перерыв не столь значителен, а местами он и вообще отсутствует. Следовательно, вывод А. Ф. Белоусова уже поэтому не может быть принят. Отличия же литологического состава не могут препятствовать параллелизации толщ; в этом неоднократно приходится убеждаться. Кроме того, следует иметь в виду, что при описании баратальской свиты выше отмечено замещение известняков терригенными (преимущественно сланцевыми) отложениями

в краевых частях Катунского антиклинория. Поэтому в рассматриваемом районе хр. Иолго вполне естественно появление известняково-сланцевой толщи в качестве аналога существенно карбонатной баратальской свиты.

Несколько севернее, в бассейне р. Куба и ее притоков (рис. 6, колонки 16, 17), вулканогенная толща, аналогичная описанной по р. Аксазкан, выделяется В. М. Сенниковым (Белоусов, Сенников, 1960) под названием сарысазской свиты. В верховьях рек Иккола и Тыргана (правые притоки р. Куба) на этой толще мощностью около 4000 м, отделяясь полимиктовыми конгломератами (150 м), залегают известняки с прослоями туфопесчаников, песчаников, сланцев, образующие толщу мощностью около 750 м (Хоментовский и др., 1962). В. М. Сенников указывает на изменение мощности известняковой пачки с запада на восток от 600 до 100 м одновременно с увеличением терригенного материала. М. К. Винкман, А. Б. Гинцингер, В. А. Асташкин и др. указывают на несогласное залегание конгломерато-известняковой пачки на подстилающей вулканогенной. Однако факты, приведенные ими в доказательство такого несогласия, по данным других исследователей (В. В. Хоментовский, М. Ф. Романенко, В. М. Сенников и др.), находят совсем иное толкование. Так, например, В. В. Хоментовский указывает на заворот слоев как известняковой, так и подстилающей пачек под влиянием кливажа, секущего вкрест простирания указанные толщи. М. Ф. Романенко отмечает постепенные литологические переходы между толщами.

Верхняя конгломерато-известняковая толща, переходящая восточнее в существенно терригенную, по предложению В. М. Сенникова, получила наименование тырганской свиты. Археоциаты, известные в известняках рек Иккола и Тыргана, по заключению И. Т. Журавлевой, являются санаштыкгольскими (Хоментовский и др., 1962). Дополнительные сборы позволили С. В. Чернышевой установить наряду с санаштыкгольскими также формы археоциат, принадлежащие к средне-верхнекайзасскому подгоризонтам (солонцовский горизонт, по И. Т. Журавлевой). Таким образом, возраст тырганской свиты в этом разрезе соответствует кайзасскому горизонту принятой нами схемы.

Фаунистически охарактеризованные кембрийские отложения широко развиты на расположенном севернее участке в бассейнах рек М. Иши и В. Ынырги. По левобережью р. М. Иши и ее притоков — рек Убы, Сафроновской Убы и Паспаула — многими исследователями описана существенно терригенная толща, представленная преобладающими зеленовато-серыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками, гравелитами и алевролитами с подчиненным количеством порфиринов, а в верхах — известняков. Общая мощность в разрезе по р. Убе достигает 4000 м (Хоментовский и др., 1962). В основании залегают основные вулканогенные породы неопределенной мощности. М. Ф. Романенко и К. Д. Нешумаева надстраивают приведенный выше разрез (см. рис. 6, колонка 19) карбонатной пачкой (—700 м) верховьев р. Паспаула, где известны три горизонта с фауной археоциат. По мнению И. Т. Журавлевой, археоциаты р. Паспула отвечают трем горизонтам — обручевскому, солонцовскому и санаштыкгольскому (Хоментовский и др., 1962). С. В. Чернышева выделяет здесь два комплекса археоциат, отвечающих верхне- и среднекайзасскому подгоризонтам.

Весьма интересно, что В. В. Хоментовский, Л. Н. Репина и И. Т. Журавлева (1962) считают известняки р. Паспаула принадлежащими другому разрезу — единому с карбонатной баратальской свитой. Такой вывод вполне вероятен, если учесть к тому же исчезновение вулканогенной манжерокской свиты в бассейне р. Паспаула, которое отмечено вы-

Восточная крайняя часть

часть

Западная крайняя часть

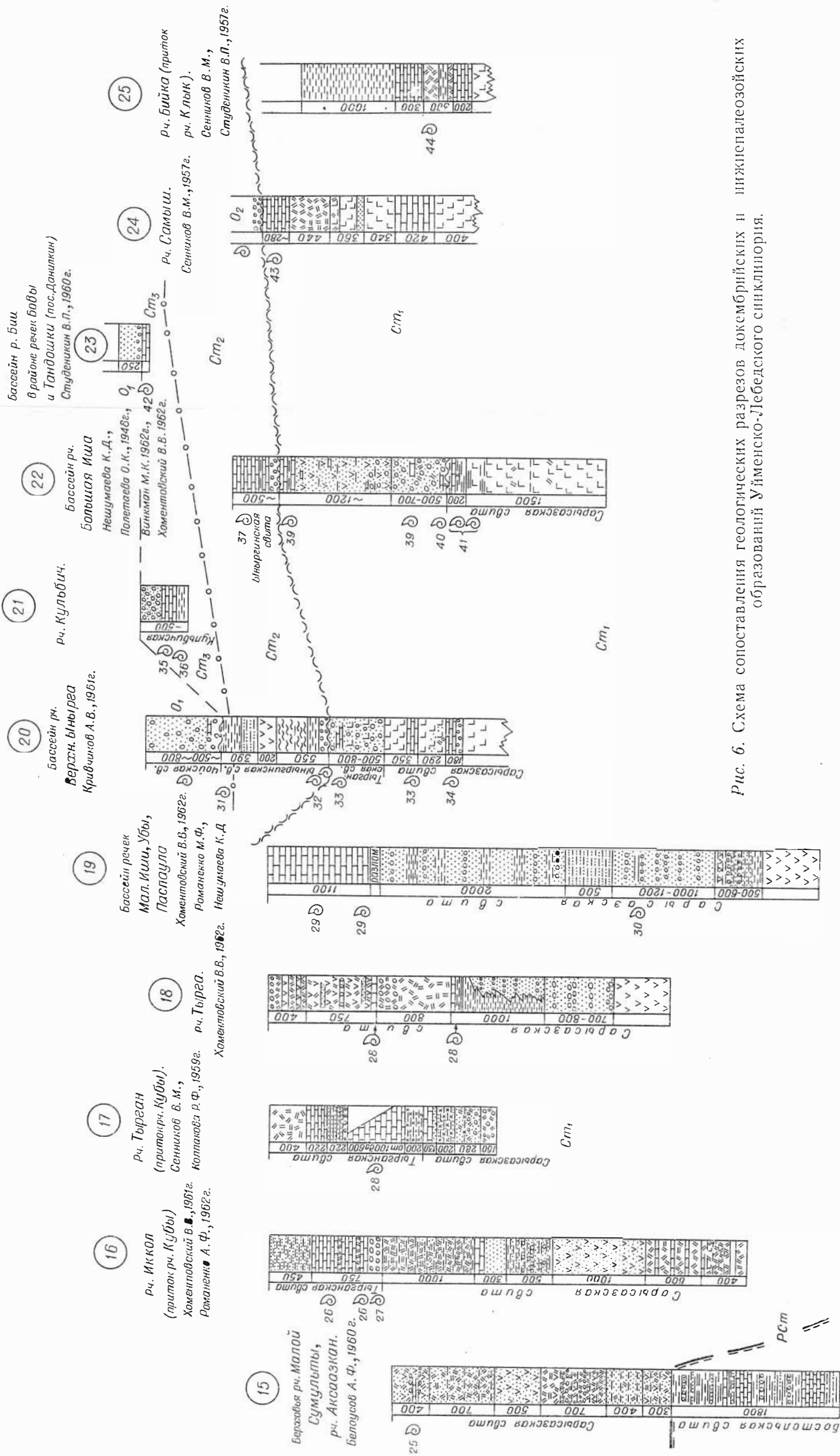


Рис. 6. Схема сопоставления геологических разрезов докембрийских и нижнепалеозойских образований Уйменско-Лебедского синклинория.

ше при описании Катунского антиклинория. Правда, решить этот вопрос сейчас невозможно: известняки р. Паспаула с окружающими отложениями граничат по разломам, и мы принимаем точку зрения большинства других исследователей (В. М. Сенникова, В. П. Студеникина, К. Д. Нешумаевой, М. Ф. Романенко и др.) о принадлежности этих известняков к Убинскому разрезу. Фауна археоциат, обнаруженная В. В. Хоментовским, Л. Н. Репиной и И. Т. Журавлевой в нижних горизонтах описанной выше терригенной толщи по р. Сафроновской Убе и близ дер. Левинское, соответствует древнему базальтовому комплексу (по С. В. Чернышевой — мрасскому горизонту, т. е. нижней пачке чепешского разреза). Поэтому терригенная толща убинского разреза является возрастным аналогом вулканогенной толщи р. Куба и Аксаазкан.

По данным В. В. Хоментовского, Л. Н. Репиной и И. Т. Журавлевой (1962), в восточном направлении в описанной выше терригенной толще наблюдается увеличение вулканогенного материала. Уже в бассейне р. Верх-Тырга наряду с терригенными породами существенную роль в разрезе толщи играют разнообразные туфы, а в верхах — красноцветные плагиоклазовые порфириды. Археоциаты, обнаруженные в нижней и средней частях разреза, соответствуют, по И. Т. Журавлевой, базальтовому и санаштыкгольскому комплексам. Трилобиты Верх-Тырги, по заключению М. Ф. Романенко, сопоставимы с нижней пачкой чепешского разреза (мрасский горизонт).

Еще более увеличивается роль вулканогенных пород восточнее в бассейне р. В. Ынырге, где аналогичная по возрасту толща, по данным А. В. Кривчикова, сложена преобладающими зеленовато-серыми плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами, туфобрекчиями с подчиненными прослоями полимиктовых плохо сортированных песчаников, гравелитов, конгломератов и редкими горизонтами известняков.

Мощность толщи здесь не устанавливается ввиду отсутствия хорошо обнаженных разрезов. Вскрыта лишь верхняя часть толщи, в известняках которой обнаружена фауна трилобитов и археоциат, отнесенная М. Ф. Романенко и С. В. Чернышевой к нижнему и низам среднекайзасского подгоризонта (санаштыкгольский горизонт, по И. Т. Журавлевой).

Вулканогенная толща р. В. Ынырги согласно перекрыта пачкой полимиктовых крупногалечных конгломератов, гравелитов и песчаников с редкими покровами порфиритов, а в верхах разреза — линзами рифогенных известняков. В. М. Сенников и А. Ф. Белоусов (1960) оценивают мощность этой грубообломочной толщи в 1000 м. Из линзы известняков по кл. Алтыргань неоднократно производились сборы археоциат, а В. В. Хоментовским, Л. Н. Репиной и И. Т. Журавлевой (1962) и трилобитов. По их заключению, трилобиты и археоциаты кл. Алтыргань относятся к солонцовскому комплексу. Таково же заключение и М. Ф. Романенко и С. В. Чернышевой.

Разрез В. Ынырги по строению сходен с разрезом р. Куба. Фауна также позволяет провести параллелизацию этих разрезов; конгломератовая и вулканогенная толщи р. В.-Ынырга соответственно сопоставляются с тырганской и сарысазской свитами р. Куба. Однако в Верхнеыныргинском разрезе возрастную границу этих толщ следует проводить выше — примерно в верхах среднекайзасского подгоризонта, в то время как в разрезе по р. Куба эта же граница отвечает низам кайзасского горизонта.

Стратиграфически выше в разрезе по р. В. Ынырга с крупным размывом на породах конгломератовой тырганской свиты залегает мощная (1150 м) толща зеленовато-серых, реже лиловатых глинистых сланцев

с прослоями алевролитов, песчаников и в единичных случаях пироксен-плагноклазовых порфиритов и их туфов. В основании наблюдается горизонт конгломератов с переотложенной фауной археоциат обручевского комплекса (определения С. В. Чернышевой).

В нижних горизонтах толщи в нескольких пунктах собрана фауна трилобитов, которая отнесена О. К. Полетаевой и Л. И. Егоровой к нижней части майского яруса Сибирской платформы. Из верхних слоев толщи (гора Цыган) А. В. Кривчиковым собраны трилобиты, среди которых М. Ф. Романенко обнаружил общие формы с комплексом трилобитов из бассейна р. Оленек, относимых Н. В. Покровской и Н. П. Лазаренко к низам зоны *Agnostus pisiformis* верхнего кембрия. Следовательно, возраст толщи определяется в пределах всего майского яруса и, возможно, самых низов верхнего кембрия. М. К. Винкман (1959, 1964) относит эту толщу к еландинской свите. Однако учитывая фациальные и возрастные отличия, целесообразнее сланцевую толщу р. В. Ынырга выделять в самостоятельную ыныргинскую свиту.

Более молодые верхнекембрийские отложения, известные в литературе под названием кульбичской свиты, известны несколько юго-восточнее Верхнеыныргинского участка, в бассейнах рек Кузя, Кульбич — правых притоков р. Саракокши (см. рис. 6, колонка 21). Здесь в тектоническом клине вскрываются табачно-серые глинистые сланцы, сменяющиеся вверх по разрезу оолитовыми известняками, а затем пестроцветными конгломератами, гравелитами и аркозовыми песчаниками. Общая мощность толщи 500 м (Белоусов, Сенников, 1960). Трилобиты кульбичской свиты, изученные в разное время О. К. Полетаевой, Л. И. Егоровой, Н. К. Ившиным и М. Ф. Романенко, определяют возраст содержащих их отложений в пределах кульбичского и ариничевского горизонтов принятой нами по Н. К. Ившину схемы.

В верховьях рек В. Ынырга и Чои (см. рис. 6, колонка 20), по данным А. В. Кривчикова, на отложения среднекембрийской ыныргинской свиты по неясной границе залегает грубообломочная толща пестроцветных полимиктовых грубозернистых песчаников, гравелитов, конгломератов, алевролитов и редких маломощных линз известняков. В обломочном материале песчаников и конгломератов в большом количестве наблюдаются плагиограниты, гранодиориты, альбитофиры, кварцевые порфириты, плагноклазовые порфириты, граносениты, а также кварц, песчаники (преимущественно граувакковые), реже известняки, плагноклаз, роговая обманка и др. Эта толща протягивается севернее в бассейне р. Б. Иши, где по рч. Туре К. Д. Нешумаевой обнаружены тремадокские трилобиты. Толща известна в литературе как чойская свита тремадокского возраста. Разрез свиты мощностью, по-видимому, не менее 1000 м не изучен. Не ясно и положение фауны в разрезе. Если при дальнейших исследованиях окажется, что положение фауны в разрезе свиты достаточно высоко, то, естественно, более низкая часть разреза чойской свиты будет относиться к верхнему кембрию и длительность размыва, предшествовавшего образованию пород свиты, можно будет уменьшить. Пока на всех существующих схемах возраст свиты определяется (условно) как тремадокский ярус нижнего отдела ордовика.

Севернее в верховьях р. Б. Иши разрез одновозрастных толщ имеет некоторые отличия от описанного Верхнеыныргинского разреза (см. рис. 6, колонка 22). Многочисленные находки ниже-среднекембрийской фауны придают району р. Б. Иши весьма важное значение для стратиграфии кембрия северо-западной части Уйменско-Лебедского синклинория. Однако несмотря на многолетние исследования К. Д. Нешумаевой, О. П. Полетаевой, Л. И. Егоровой, А. Ф. Белоусова (1956),

В. В. Хоментовского, И. Т. Журавлевой, Л. Н. Репиной (1962), М. К. Винкман, А. Б. Гинцингера (1962), М. Ф. Романенко и С. В. Чернышевой, однозначная стратиграфическая схема этого района не разработана, что объясняется главным образом плохой обнаженностью.

Наиболее вероятная последовательность толщ большешинского разреза представляется в следующем виде (снизу вверх).

1. Наиболее древней следует считать вскрытую близ устья р. Итук толщу диабазовых порфиров, туфо- и лавобрекчий, туфоконгломератов, переходящих выше в 200-метровую пачку преобладающих черных и зеленовато-серых сланцев, алевролитов, песчаников, мергелей и известняков. Общая мощность толщи не менее 1700 м. В верхней терригенной части пачки обнаружена фауна археоциат и трилобитов, которые И. Т. Журавлева и Л. Н. Репина относят к базайхскому и камешковскому комплексам. О. К. Полетаева, М. Ф. Романенко и С. В. Чернышева сопоставляют эту фауну с фауной нижней пачки чепошского разреза (мрасский горизонт принятой нами схемы).

2. Стратиграфически выше располагается существенно конгломератовая пачка, состоящая из зеленовато-серых, серых, реже красноцветных полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников, реже туфоконгломератов, туфобрекчий, алевролитов, порфиров, известняков, известковистых сланцев. Мощность оценивается весьма различно. М. К. Винкман считает, что значительная часть конгломератов залегает в дополнительной синклинальной складке, осложняющей общий моноклиналиный большешинский разрез. В этом случае мощность конгломератов оценивается в 500 м. Правда, М. К. Винкман относит эти конгломераты к чойской свите ( $O_1$ ), обращая внимание на сходство литологического состава и главным образом, на наличие гранитоидной гальки в конгломератах, но это не находит поддержки у других исследователей. В. В. Хоментовский и др. (1962), считая залегание конгломератовой пачки моноклиналиным, оценивают мощность толщи в 1500 м. Разнообразная фауна археоциат и трилобитов, собранная в линзовидных прослоях среди конгломератов, отнесена И. Т. Журавлевой и Л. Н. Репиной к санаштыгольскому комплексу. Однако в одном из местонахождений (выше устья р. Шиловки) О. К. Полетаева (1962) определила трилобиты более древнего камешковского комплекса, сопоставляя их с фауной трилобитов, обнаруженных в нижней пачке (ниже устья р. Шиловки). На этих сопоставлениях и основывается представление о существовании дополнительной синклинали, отрицаемой В. В. Хоментовским, Л. Н. Репиной и И. Т. Журавлевой.

3. Более высокое стратиграфическое положение занимает толща полимиктовых песчаников, пироксеновых порфиров, известняков, мергелей и сланцев, в нижней части разреза имеющая многочисленные прослои лавоконгломератов, туфобрекчий и полимиктовых конгломератов. Мощность толщи 1200 м. Эту толщу М. К. Винкман по сходству литологического состава параллелизует с каимской свитой ( $Ст_2^2$ ) Катунского антиклинория, что, однако, не может быть принято, поскольку из состава этой толщи собрана в нескольких местах фауна археоциат, которая, по заключениям И. Т. Журавлевой (Хоментовский и др., 1962), относится к солонцовскому и обручевскому комплексам. Возможно, лишь верхняя часть разреза этой толщи, в которой фауна пока достоверно не установлена, может относиться к среднему кембрию.

Среднекембрийская фауна установлена в этом районе лишь в бассейне р. Киски (см. рис. 4, табл. 2), где толща зеленоватых полимиктовых песчаников с прослоями пестроцветных глинистых сланцев и отдельными пачками известняков мощностью несколько сот метров зале-

гает в тектоническом клине несколько обособленно от описанного Большеишинского разреза.

На пачке 3 Большеишинского разреза с глубоким размывом залегает отделенная от подстилающих пород базальными конгломератами толща серых глинистых сланцев, переходящих выше в известняки. Мощность толщи 500 м. Трилобиты, собранные в сланцах этой толщи, определяют принадлежность ее к верхам майского яруса (зона *Aldanaspis* Сибирской платформы, определения О. К. Полетаевой). Толща параллелизуется с ыныргинской свитой бассейна р. В. Ынырга.

Более молодые толщи известны несколько восточнее описанного Большеишинского разреза, в бассейне р. Бии выше р. Турочак (см. рис. 6, колонка 23). Здесь у пос. Данилкина в пологозалегающей толще светло-серых и серых известняков с подчиненными прослоями пестроцветных алевролитов, сланцев, песчаников и гравелитов В. П. Студеникиным обнаружены трилобиты, принадлежащие, по мнению М. Ф. Романенко, к ариничевскому горизонту верхнего кембрия. Вскрытая мощность толщи — несколько десятков метров. На известняках залегают пестроцветные полимиктовые конгломераты (50 м), сменяющиеся выше аркозовыми песчаниками и глинистыми сланцами (200 м). Наличие переотложенной фауны верхнекембрийских трилобитов в базальных горизонтах толщи позволяет предполагать некоторый размыв, предшествовавший ее образованию. В. П. Студеникин эту толщу условно сопоставляет с чойской свитой нижнего ордовика, хотя с той же вероятностью ее можно параллелизовать и с верхами разреза кульбичской свиты по р. Кульбич.

Таким образом для западной краевой части Уйменско-Лебедского синклинория устанавливается следующая стратиграфическая последовательность залегания древних толщ (снизу вверх).

1. Бостальская свита ( $P_{cm}$ ) карбонатно-сланцевая,
2. Сарысазская свита ( $St_1$ ) — осадочно-вулканогенная,
3. Тырганская свита ( $St_1^2$ ) — конгломерато-известняковая,
4. Толща верховьев р. Б. Иши и р. Киски ( $St_2^1$ ) — существенно терригенная с эффузивами.
5. Ыныргинская свита ( $St_2^2$ ) — карбонатно-сланцевая.
6. Кульбичская свита ( $St_3$ ) — известняково-конгломератовая.
7. Чойская свита ( $O_1$ ) — пестроцветная конгломерато-песчаниковая.

Непостоянство возрастного объема свит и их фациальная изменчивость были отмечены выше.

### *Восточная краевая часть Уйменско-Лебедского синклинория*

Кембрийские толщи, распространенные узкой меридионально вытянутой полосой вдоль восточной окраины Уйменско-Лебедского синклинория, изучены очень слабо. По данным В. М. Сенникова и В. П. Студеникина, здесь распространена толща диабазовых и пироксен-плагноклазовых порфиритов и туфобрекчий, содержащих прослойки и пачки известняков (до 200—300 м) полимиктовых песчаников и серых кремнисто-глинистых сланцев. Разрез толщи неясен. Общая мощность превышает 200 м. Археонаты, известные здесь еще со времени работ Н. Л. Бубличенко близ пос. Яйлю и на водоразделе рек Самыш и Йогач (северная окраина Телецкого озера), относятся С. В. Чернышевой к горизонтам мрасскому и низам кайзасского.

Заканчивая описание стратиграфии Бийско-Катунской и Уйменско-Лебедской структурно-формационных зон, следует подчеркнуть многообразие геологических разрезов, значительную фациальную изменчивость и непостоянство возрастного объема древних толщ. В этом главным образом и заключаются основные отличия предлагаемой схемы от стратиграфических схем, предложенных по результатам предшествующих исследований (унифицированная схема, 1959 г., схемы М. К. Винкман и т. п.). Детализация стратиграфической схемы рассмотренных зон связана в значительной степени с успехами палеонтологических исследований в Горном Алтае. Большинство свит рассматриваемой территории имеет палеонтологическую характеристику.

Приступая теперь к описанию стратиграфии древних толщ других структурно-формационных зон Горного Алтая, следует отметить полное отсутствие здесь органических остатков. Естественно, что в связи с этим при обосновании возраста и корреляции палеонтологически неохарактеризованных древних толщ этих районов приходится прибегать к выявлению основных закономерностей литологических изменений толщ (в пространстве и во времени) и к общерегиональным палеогеографическим реконструкциям. Только с привлечением общегеологических материалов для всего региона возможно решение частных стратиграфических вопросов. Возраст тех или иных палеонтологически неохарактеризованных толщ можно определять лишь одновременно с определением возраста всех перекрывающих и подстилающих толщ для значительной части территории Горного Алтая — структурно-формационной зоны или для крупной ее части. Поэтому в дальнейшем изложенные сведения по стратиграфии совмещены с описанием литологии рассматриваемых толщ, а обоснование возраста немых толщ выделено в отдельный раздел, опирающийся на основные выводы по литологии.

### **Ануйско-Чуйская зона**

Эта зона объединяет Ануйско-Чуйский и Чарышско-Инской синклинорий, Талицкий антиклинорий (см. рис. 1). Две последние структуры широко известны в литературе под общим названием — Северо-Западный Алтай.

#### *Ануйско-Чуйский синклинорий*

В Ануйско-Чуйском синклинории кембрийские и нижнеордовикские отложения вскрываются в ядрах антиклинальных структур, непосредственно подстилая средне-верхнеордовикские, силурийские и девонские толщи. Эти терригенные отложения представлены зеленовато-серыми кварцево-полевошпатовыми мелко- и среднезернистыми песчаниками, переслаивающимися с зеленовато-серыми, реже фиолетово-серыми и лиловыми филлитизированными глинистыми сланцами. Местами в них присутствуют маломощные невыдержанные горизонты кварцевых конгломератов и гравелитов. Эти отложения были выделены впервые в 1930 г. Б. Ф. Сперанским под названием «зелено-фиолетовой формации» ордовикского возраста. В дальнейшем за этими толщами в литературе закрепилось название — горно-алтайская серия, предложенное М. К. Винкман в 1956 г. Это название отражает чрезвычайно широкое площадное распространение толщи на территории Горного Алтая.

Стратиграфическая схема песчано-сланцевых отложений горноалтайской серии Ануйско-Чуйского синклинория обычно представляется в самых общих чертах. Литатурные сведения о горноалтайской серии



нередко ограничиваются простым указанием состава. При этом подчеркивается его чрезвычайное однообразие, отсутствие заметных фацциальных изменений и флишидный облик толщ.

Среди работ последних лет, затрагивающих вопросы стратиграфии горноалтайской серии Ануйско-Чуйского синклинория, наибольший интерес представляют исследования А. Ф. Белоусова, В. В. Волкова, А. Н. Кононова и Г. В. Пасечного, В. М. Сенникова, М. К. Винкман и А. Н. Кононова, Т. М. Кононовой и Л. Н. Некрасовой.

Анализ имеющегося материала позволяет установить, что при общем литологическом однообразии терригенные песчано-сланцевые отложения горноалтайской серии Ануйско-Чуйского синклинория обнаруживают закономерные изменения литологического состава в вертикальном и латеральном направлениях.

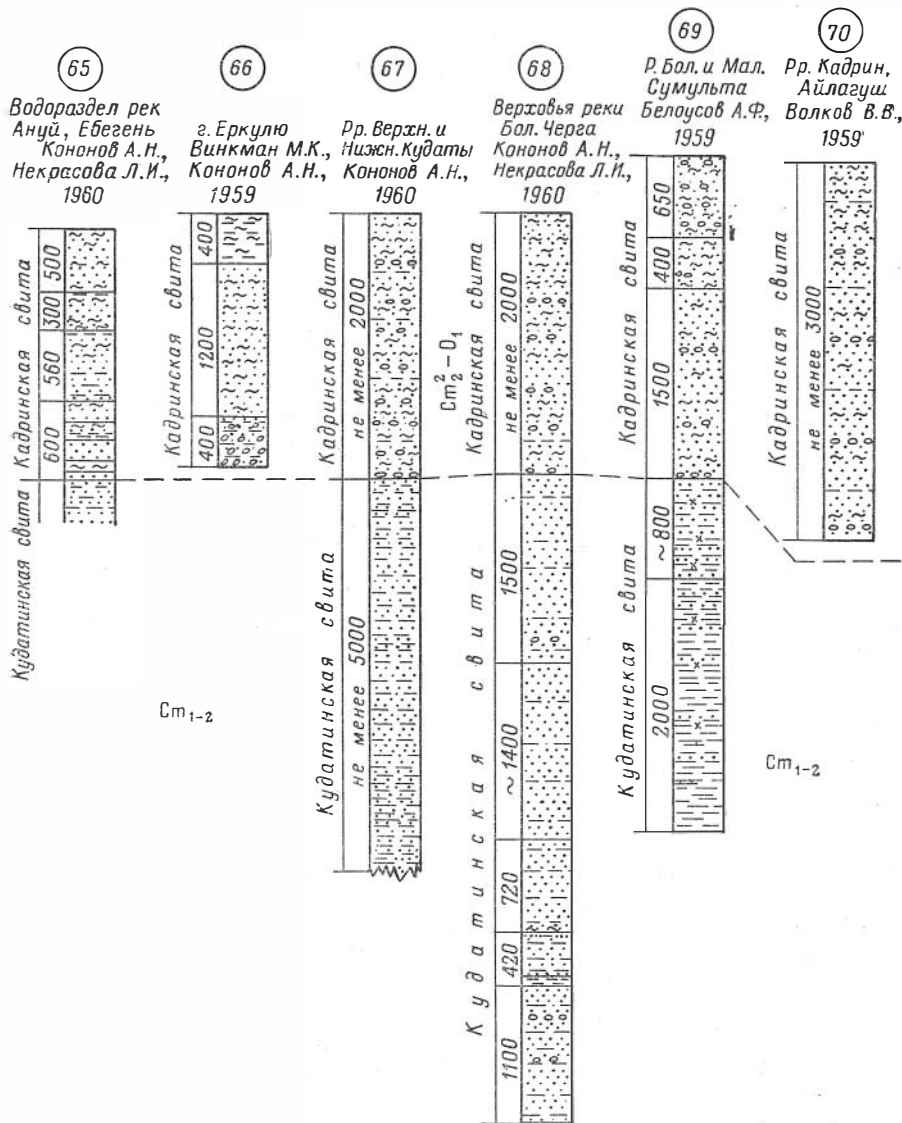


Рис. 7. Схема сопоставления геологических разрезов кембро-ордовикских отложений Ануйско-Чуйского синклинория.

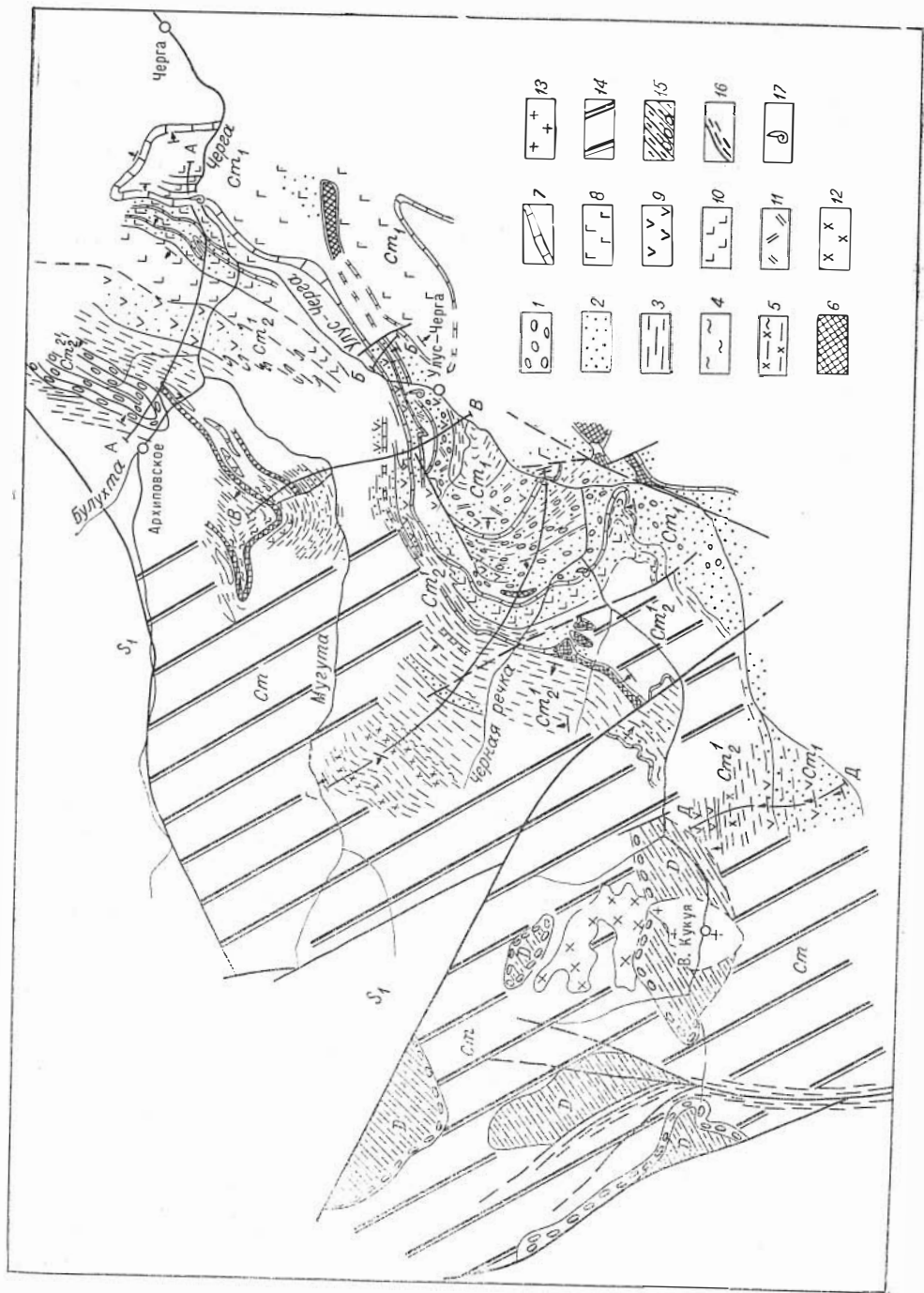
В сводном разрезе горноалтайской серии в пределах Ануйско-Чуйского синклинория выделяются две свиты (рис. 7).

Нижняя свита — кудатинская — сложена зеленовато-серыми полевошпато-кварцевыми мелкозернистыми песчаниками, переслаиваемыми с филлитизированными серицито-хлоритовыми и кварцево-хлоритовыми сланцами. Очень редки прослои кварцитов гравелитов и конгломератов. Переслаивание пород местами имеет субритмичный характер. На большей части территории для пород свиты характерно отсутствие карбонатного материала как в виде самостоятельных прослоев, так и в виде составной части песчаников и сланцев. В обломочном материале песчаников, как правило, преобладает кварц, которому резко подчинен плагноклаз; в виде единичных обломков встречаются эпидот, эпидозит, кремнистые породы. Свита распространена в основном в крайних частях Ануйско-Чуйского синклинория, а в центральных она погружается под отложения верхней свиты. Лишь в бассейнах рек Нижняя и Верхняя Кудата, по данным А. Н. Кононова, по-видимому, распространены отложения нижней свиты, где вскрытая мощность ее — не менее 5000 м. В бассейне рек Кадрина, Сумульты А. Ф. Белоусов определяет мощность этой свиты в 2800 м.

Верхняя свита горноалтайской серии — кадринская — распространена главным образом в центральных частях Ануйско-Чуйского синклинория и отличается от нижней свиты прежде всего пестротой окрасок и преобладанием полимиктовых песчаников. В составе свиты основную роль играют зеленовато-серые, лиловато-серые, зеленовато-лиловые полимиктовые песчаники мелко- и среднезернистые с прослоями зеленых и лиловых филлитизированных сланцев, а также с редкими линзовидными прослоями гравелитов и конгломератов. Мощность свиты в большинстве разрезов от 2000 до 3000 м. Песчаники кадринской свиты отличаются от песчаников кудатинской свиты большим разнообразием обломочного материала, худшей его окатанностью, слабой сортировкой и увеличением размера зерен. Среди обломков песчаников преобладают плагноклазы (преимущественно альбит) и различные сланцы — серо-лиловые и зеленые серицито-хлоритовые, кварцево-серицито-хлоритовые, глинисто-кремнистые, а также кварциты. Подчиненное значение имеет кварц, сравнительно хорошо окатанный. В небольшом количестве встречаются порфириды, эпидозиты и рудный минерал. Цементирующая масса обычно бескарбонатная кварцево-серицито-хлоритовая и хлорито-кварцевая. Конгломераты состоят главным образом из обломков пород самой свиты — песчаников и сланцев, а также кремнистых пород, кварца, мраморизованных известняков, порфиритов, биотитовых гранодиоритов, пегматитовых гранитов и диоритпорфиритов; цементом конгломератов служат описанные выше полимиктовые песчаники. Сланцы кадринской свиты ничем существенным не отличаются от сланцев подстилающей кудатинской свиты. Это существенно серицито-хлоритовые, кварцево-серицито-хлоритовые, реже хлорито-кварцевые породы с примесью алевроитовых зерен кварца, реже плагноклаза.

Граница между свитами горноалтайской серии чрезвычайно условна и проводится по появлению в заметном количестве пород лиловой окраски (преимущественно сланцев), а также пестроцветных полимиктовых песчаников и конгломератов.

В направлении от центральных частей Ануйско-Чуйского синклинория к северо-восточной его окраине в составе обеих свит горноалтайской серии обнаруживаются заметные изменения литологического состава. Правда, для верхней кадринской свиты эти изменения не столь существенны и выражаются они в основном лишь появлением известковистых



разностей песчаников и более разнообразным составом обломочного материала песчаников и гравелитов. Несколько увеличивается количество красноцветных пород.

Нижняя, кудатинская свита в краевых частях синклинория, смежных с Катунским антиклинорием, представлена полнее и изучена лучше, чем в центральных. Ее состав значительно более разнообразен и изменчив по простиранию.

В бассейне р. Сумульты, по данным А. Ф. Белоусова (см. рис. 7, колонка 69), в составе свиты существенно преобладают алеврито-глинистые филлитизированные сланцы серо-зеленого и серого цвета с прослоями серо-зеленых полевошпато-кварцевых и кварцево-полевошпатовых песчаников. Породы нередко известковисты; известковистый материал местами обособляется в самостоятельные маломощные прослои. Появляются также отдельные пачки серых кремнистых сланцев.

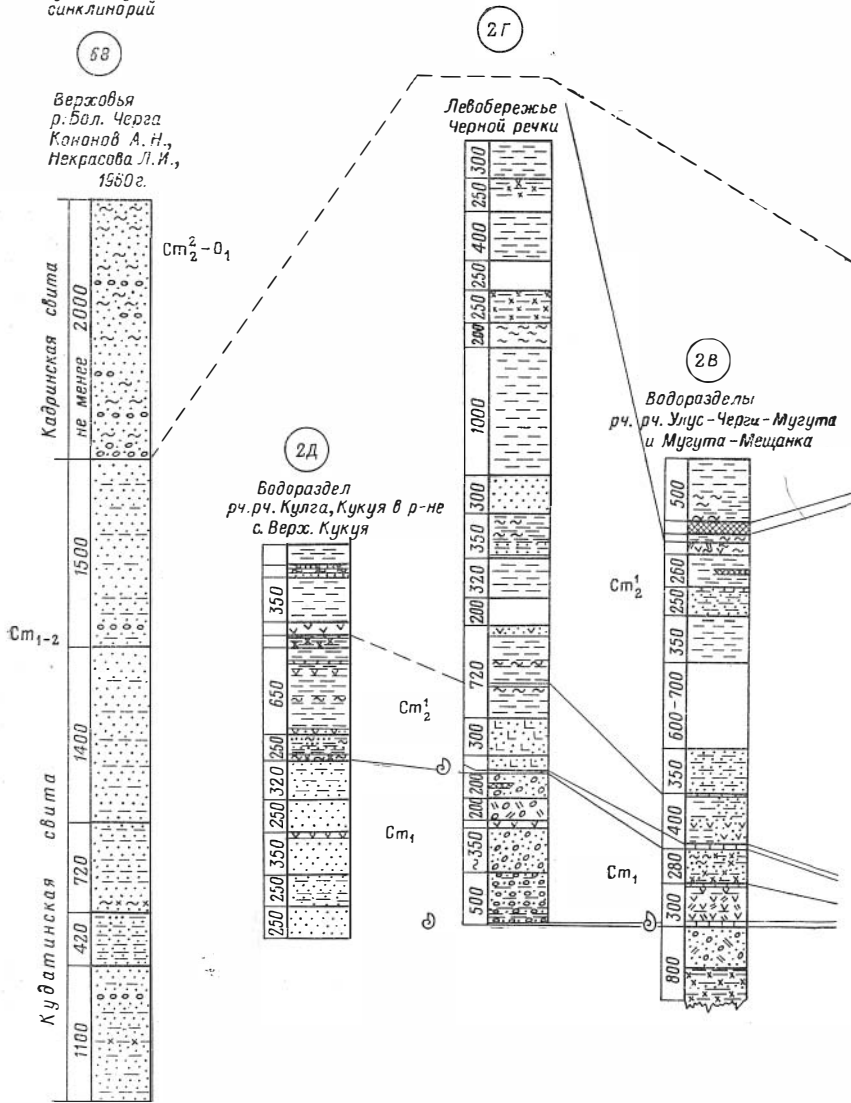
Севернее, в верховьях р. Б. Черга, по данным А. Н. Кононова, в разрезе свиты преобладают серо-зеленые мелкозернистые песчаники, среди которых часты известковистые разности. Серо-зеленые филлитизированные глинистые сланцы образуют многочисленные и маломощные прослои среди песчаников. Имеются единичные прослои известняков. А. А. Арустамов, изучавший примерно в этом же районе разрез терригенных отложений, указывает на преобладание в составе свиты алевролитов и сланцев. «Песчаники» А. Н. Кононова, по определению А. А. Арустамова, являются во многих случаях алевролитами. Последний отмечает среди них известковистые и редко доломитовые разности. В обломочном материале алевролитов и песчаников, кроме преобладающего кварца, в большом количестве присутствуют плагиоклазы и обломки кварцитов. Изучение состава плагиоклаза в обломках А. А. Арустамовым и др. показало, что, кроме преобладающего альбита, имеются в заметном количестве плагиоклазы 35—44 номеров. В верховьях р. Кукуи, на водоразделе с р. Арбайтушкой, по данным М. К. Винкман (1959), предполагалось залегание песчано-сланцевых отложений горноалтайской серии на породах еландинской свиты. Это место являлось одним из немногих опорных мест, которое в недалеком прошлом позволяло исследователям определять нижнюю возрастную границу горноалтайской серии не древнее верхнего кембрия. Почти во всех работах, где в той или иной степени затрагивается вопрос о возрасте горноалтайской серии, имеются ссылки на материалы именно этого района.

Между тем оказалось, что в бассейнах рек Кукуи, Улус-Черги, Мещанки, где нами специально изучались взаимоотношения карбонатно-вулканогенных кембрийских толщ Катунского антиклинория и терригенных отложений горноалтайской серии Ануйско-Чуйского синклинория, имеет место фациальное замещение ниже-среднекембрийских карбонатно-вулканогенных толщ Катунского антиклинория терригенными песчано-сланцевыми отложениями, распространенными в Ануйско-Чуйском синклинории (рис. 8 и 9).

Рис. 8. Схема геологического строения междуречья Черги, Улус-Черги, Мугуты, Кукуи (зона взаимоперехода Ануйско-Чуйского синклинория и Катунского антиклинория).

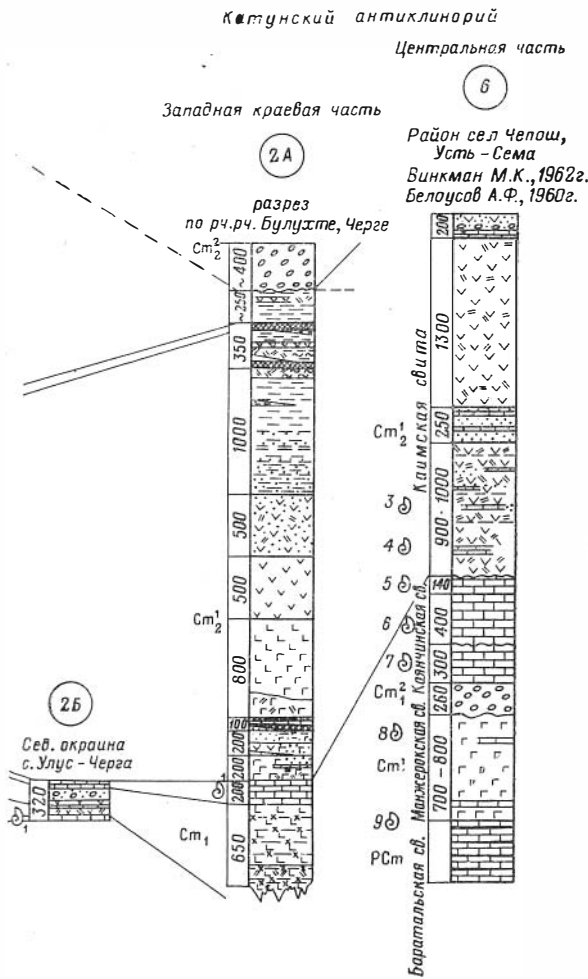
1—11 — нижний и средний кембрий; 1 — конгломераты, осадочные брекчии, гравелиты; 2 — песчаники; 3 — сланцы глинистые серо-зеленые; серые; 4 — сланцы глинистые лиловые, серофиолетовые; 5 — сланцы кремнистые пестроцветные; 6 — яшмы, кварциты; 7 — известняки; 8 — основные вулканогенные породы, преимущественно лавы; 9 — средние вулканогенные породы, преимущественно лавы; 10 — лавы смешанного состава; 11 — туфы; 12 — плагиограниты верхнекембрийские; 13 — граниты последовонские; 14 — нерасчлененные отложения нижнего-среднего кембрия; 15 — нерасчлененные отложения среднего девона — кислые эффузивы, конгломераты, песчаники, кремнистые сланцы; 16 — разломы, зоны рассланцевания; 17 — места сборов фауны.

Ануйско-Чуйский синклиорий



В 1962 г. нами было предпринято прослеживание описанного выше чергинского разреза кембрийских толщ на запад на сторону Ануйско-Чуйского синклиория. Этой цели благоприятствовали хорошая обнаженность и наличие надежных маркирующих горизонтов, которыми здесь являются известняки, кварциты, яшмы и конгломераты. Чередуя изучение параллельных разрезов с прослеживанием маркирующих горизонтов, удалось установить, что с приближением к Ануйско-Чуйскому синклиорию разрез кембрийских толщ этого района претерпевает следующие изменения: а) сокращаются мощности и постепенно выпадают из разреза вулканогенные породы, яшмы, кварциты, кремнистые сланцы и известняки; б) увеличивается количество терригенных пород — песчаников и сланцев; в) возрастает общая мощность разреза; г) вместе с увеличением объема терригенных пород происходят и существенные качественные их изменения: улучшается окатанность и сортировка, уменьшается размерность обломочного материала терригенных пород;

состав обломочного материала песчаников и гравелитов постепенно становится менее разнообразным; повышается процентное содержание кварца в обломках; карбонатный материал также исчезает как из обломков, так и из цемента пород. Так, в песчаниках и конгломератах из нижних пачек улус-чергинского разреза, подстилающих горизонт известняков с фауной, плохо окатанные остроугольные обломки имеют исключительно разнообразный состав. Здесь установлены черные силицилиты,



пестроцветные кварциты, известняки, сосюритизированные порфириды, эпидозиты, яшмы, катаклазированные и свежие плагиограниты, кератофиры, кварцевые кератофиры, кварцевые песчаники, мергелистые алевролиты, аргиллиты, мелкозернистые габбро, диабазы, амфиболиты, микропегматиты, а в более мелких обломках — кварц, плагиоклаз (альбит и альбитизированный средний плагиоклаз), пироксен, эпидот. При этом большинство из перечисленных обломков можно встретить в одном шлифе. В цементе таких песчаников и гравелитов обычен известковистый материал.

Рис. 9. Схема сопоставления геологических разрезов кембрийских образований зоны взаимоперехода Ануиско-Чуйского синклинория и Катунского антиклинория (междуречье Черги, Улус-Черги, Мугуты и Кукуи).

Несколько западнее, в бассейне р. Черной (приток р. Кукуи) состав обломочного материала песчаников и гравелитов синхронных пачек значительно менее разнообразен. Здесь, кроме известняков, темных силицилитов, известковистых аргиллитов, песчаников, а в более мелкой псаммитовой фракции плагиоклазов и кварца, встречаются значительно реже обломки порфиритов и кварца. Еще западнее в верховьях р. Кукуи в обломках песчаников синхронных пачек преобладают плагиоклаз, кварц в различных соотношениях между собой. Кроме них, редко встречаются обломки эпидота, порфиритов, кварцитов, силицилитов.

С выпадением вулканогенных, карбонатных и кремнистых пород вся толща в целом становится монотоннее и однообразнее, постепенно исчезают маркирующие горизонты и утрачиваются различия между

пачками разреза. Очень важный маркирующий горизонт известняков, прослеженный от р. Черги до среднего течения р. Кукуи, постепенно уменьшается в мощности вплоть до полного выклинивания. В нескольких местах в нем найдена нижнекембрийская фауна археоциат и трилобитов.

Таким образом, устанавливается, что карбонатно-терригенно-вулканогенным ниже-среднекембрийским толщам чиргинского разреза западнее, через несколько десятков км, в верховьях р. Кукуи соответствуют существенно терригенные песчано-сланцевые отложения, содержащие несколько маломощных (1—3 м) покровов эффузивов и яшмовидных тонкослоистых сланцев.

Именно эта существенно терригенная толща верховьев р. Кукуи ранее ошибочно принималась за еландинскую свиту, на которую предполагалось налегание базальных конгломератов горноалтайской серии. Как выяснилось, конгломераты залегают в основании толщи кислых эффузивов, скорее всего, девонского возраста. К горноалтайской же серии, точнее к нижней ее свите, нужно отнести описанные выше терригенные отложения верховьев р. Кукуи (Волков, 1965).

На другом участке в верховьях рек Чергушка и Мукур-Черга М. К. Винкман, А. Б. Гинцингером и др. по результатам работ 1955 г. и 1962 г. также предполагается несогласное залегание горноалтайской серии на породах каимской свиты (Ст<sub>2</sub><sup>1</sup>). Нижняя толща здесь представлена граувакковыми песчаниками, порфиритами, пестроцветными глинистыми и кремнистыми сланцами и горизонтами мраморизованных известняков. Верхняя толща сложена серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми (граувакковыми) песчаниками с прослоями филлитизированных глинистых сланцев. Параллелизация этих толщ соответственно с каимской свитой и горноалтайской серией совсем не очевидна и проведена указанными исследователями произвольно, без какой-либо аргументации. По нашим материалам (Волков, 1965), обе упоминавшиеся выше толщи в нескольких километрах севернее в бассейне р. Улус-Черги подстилают горизонт известняков с нижнекембрийской фауной. Приведенная М. К. Винкман геологическая схема верховьев р. Чергушки не убеждает в наличии несогласия, а скорее иллюстрирует картину фациальных взаимопереходов указанных толщ: граница толщ представляет в плане сложнейший зигзаг с многочисленными и узкими «заливами» в обе стороны и протягивается вкрест простирания слоистой структуры обеих толщ. Другие места, где бы предполагалось основание горноалтайской серии, в Ануйско-Чуйском синклинии отсутствуют.

Отложения горноалтайской серии Ануйско-Чуйского синклинория перекрываются темно-серыми сланцами с прослоями полимиктовых песчаников, редко известняков (бугрышихинская свита), охарактеризованных среднеордовикской фауной. Налегание бугрышихинской свиты на отложения горноалтайской серии большинство исследователей считает несогласным, однако никем не указываются конкретные места, где наблюдались такие взаимоотношения.

Бугрышихинская свита повсеместно залегает только на верхней свите горноалтайской серии; в ее основании далеко не везде имеются грубообломочные породы. В бассейне рек Кадрина и Сумульты А. Ф. Белоусов описал согласное залегание среднеордовикских отложений с лландейльской фауной трилобитов на пестроцветных кадринской свиты. Если и имелся размыв на границе рассматриваемых толщ, то, по всей вероятности, его продолжительность невелика и проявление неповсеместно.

В Северо-Западном Алтае досреднеордовикские отложения распространены весьма широко в Талицком антиклинории, а также вскрываются в ядрах крупных антиклинальных складок в Чарышско-Инском синклинории. Вопросы стратиграфии этих толщ рассматривались в работах И. П. Комарова, М. С. Баклакова, Н. А. Бубличенко, А. С. Потебни, Б. Ф. Сперанского, М. К. Винкман, С. Ф. Дубинкина, Н. С. Перфишиной, Л. Н. Краевской, В. А. Кузнецова, Г. П. Нагорского, Ю. А. Кузнецова, В. И. Тихонова, О. П. Горяиновой, О. М. Канфель, М. Н. Барцевой, Ю. С. Перфильева, В. П. Нехорошева, Г. В. Пасечного, Г. И. Вишун и А. Б. Гинцингера.

Для анализа современных стратиграфических построений наибольшее значение имеют работы Б. Ф. Сперанского, С. Ф. Дубинкина, В. И. Тихонова и Ю. С. Перфильева. С учетом этих материалов нами проведены в 1961 г. в Северо-Западном Алтае полевые тематические работы, в результате которых в стратиграфическую схему, разработанную предыдущими исследователями, внесены некоторые изменения.

Б. Ф. Сперанский один из первых наметил общую стратиграфическую схему рассматриваемых отложений. Им выделены так называемая «зелено-фиолетовая формация» и залегающая на ней с перерывом и несогласием «пестроцветная формация». С. Ф. Дубинкин из состава нижней зелено-фиолетовой формации выделил «маралихинскую формацию» как самую древнюю в районе. Эта трехчленная схема строения терригенных песчано-сланцевых отложений Северо-Западного Алтая, по существу, сохранила свое значение до настоящего времени, подвергаясь лишь детализации и уточнениям.

Так, В. И. Тихонов расчленил нижнюю «маралихинскую формацию» С. Ф. Дубинкина на две свиты — нижнемаралихинскую и верхнемаралихинскую. Зелено-фиолетовая формация Б. Ф. Сперанского вслед за С. Ф. Дубинкиным переименована в чарышскую свиту, а верхняя пестроцветная формация рассматривается как свита, состоящая из трех подсвит — засурьинской (нижней), ионьшской и алексеевской. Позднее Ю. С. Перфильев и М. Н. Барцева установили необоснованность этой детализации разреза, предложенной В. И. Тихоновым; они показали, что расчленение маралихинской формации не выдерживает площадной проверки, а засурьинская подсвита является верхней подсвитой маралихинской, а не пестроцветной свиты.

Материалы наших исследований 1961 г. подтверждают общую последовательность толщ, указанную Ю. С. Перфильевым (1959). Однако в понимании объема и взаимоотношений выделенных свит имеются существенные отличия, что выявляется отчасти при рассмотрении конкретных разрезов. Совсем по-иному, чем у предыдущих исследователей, представляется нам и возраст свит. Стратиграфическая схема досреднеордовикских отложений Северо-Западного Алтая излагается здесь по нашим наблюдениям 1961 г. (рис. 10, 11). Более поздних материалов для этой территории в распоряжении автора не имеется.

В основании стратиграфического разреза рассматриваемой территории залегают темно-серые филлитизированные глинистые сланцы с прослоями кремнисто-глинистых сланцев и серых, редко зеленовато-серых существенно кварцевых песчаников. Вслед за С. Ф. Дубинкиным и Ю. С. Перфильевым эта толща называется нами маралихинской свитой.



Вследствие литологического однообразия на всей площади своего распространения маралихинская свита не поддается расчленению. Из всех известных разрезов лишь в одном — по р. Маралихе в районе сел Новошипунovo, Усть-Козлуха (рис. 10, колонка 62) — в низах разреза свиты выделяется пачка, отличающаяся от вышележащих отложений зеленоватым цветом и преобладанием песчаников, с которыми часто

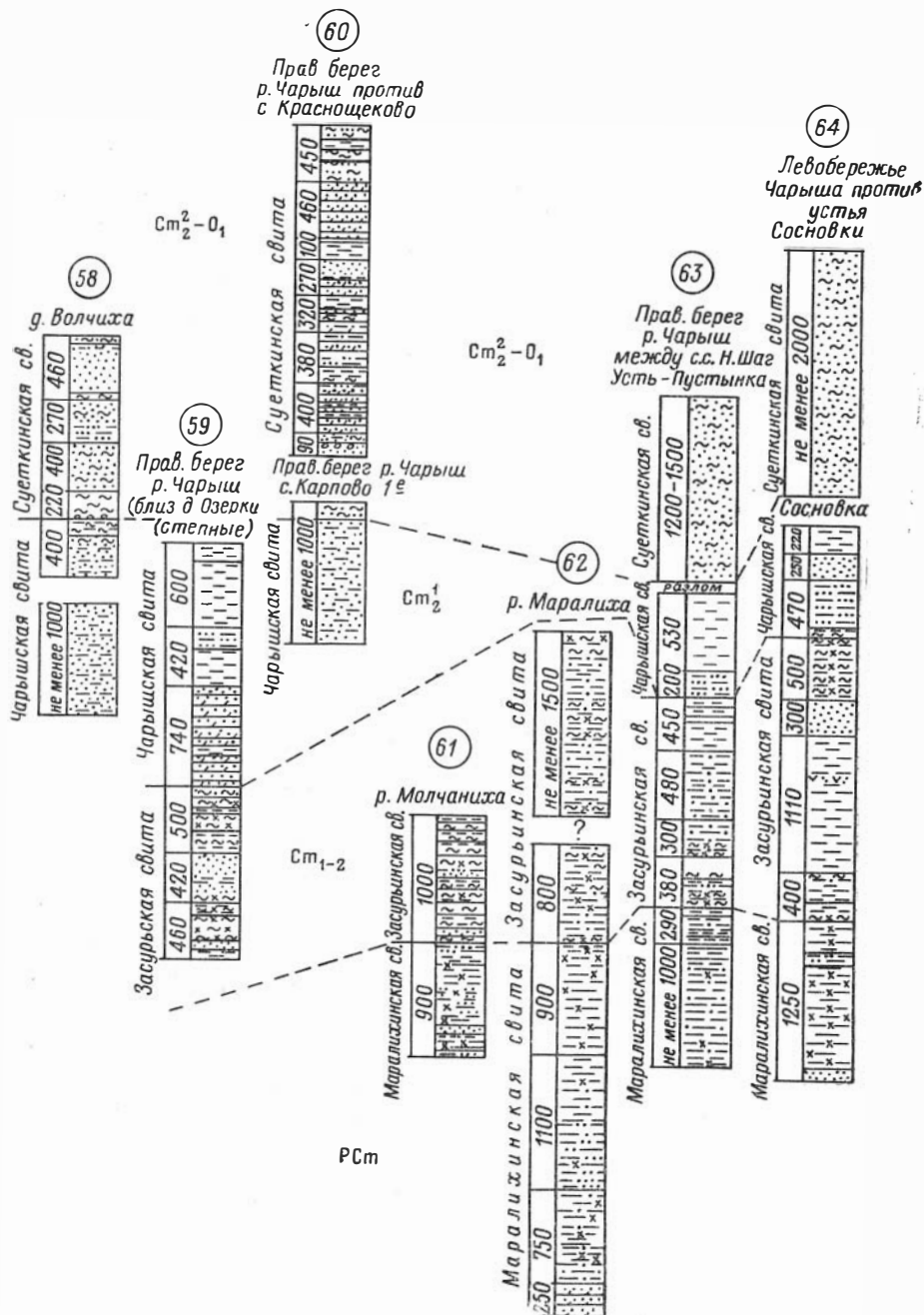


Рис. 10. Схема сопоставления геологических разрезов докембрийских и нижнепалеозойских отложений Северо-Западного Алтая (по наблюдениям автора).

переслаиваются маломощные прослои филлитизированных сланцев. Вскрытая мощность пачки 750 м. Выше эта зеленовато-серая сланцево-песчаниковая пачка постепенно сменяется темно-серыми филлитизированными сланцами, характерными для маралихинской свиты. Мощность переходной пачки 250 м. Общая же мощность маралихинской свиты в этом, по-видимому, самом полном разрезе достигает 3000 м.

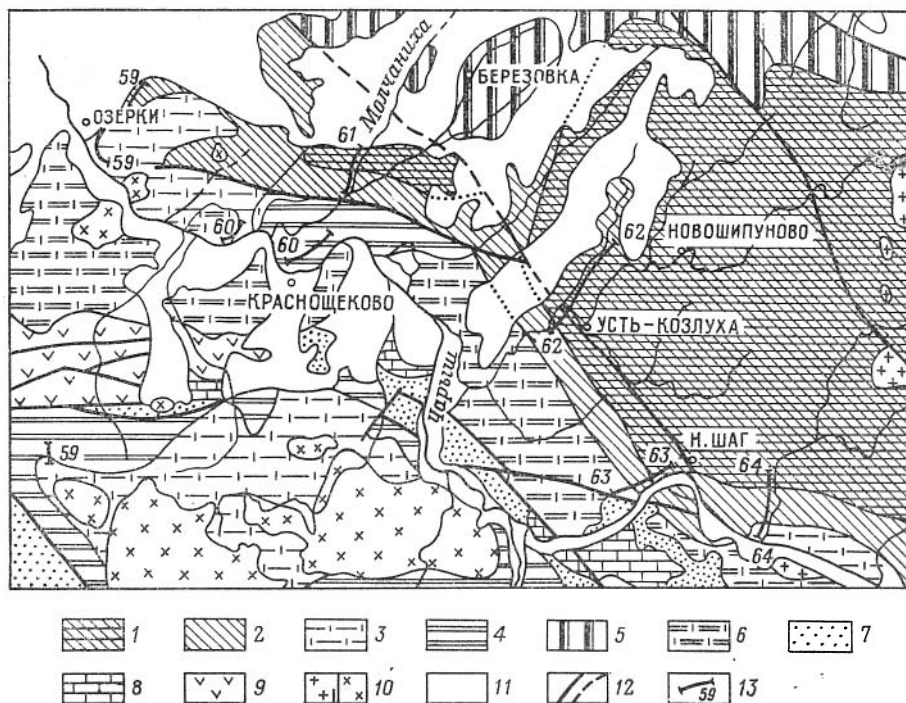


Рис. 11. Схематическая геологическая карта Северо-Западного Алтая.

1 — маралихинская свита (поздний докембрий); 2 — засурьинская свита (нижний — средний кембрий); 3 — черышская свита (средний кембрий); 4 — суеткинская свита (средний — верхний кембрий и нижний ордовик); 5 — нерасчлененные отложения горноалтайской серии; 6 — нерасчлененные отложения чарышской и суеткинской свит; 7 — средне-верхнеордовикские отложения; 8 — силурийские отложения; 9 — девонские отложения; 10 — граниты верхнепалеозойские (калбинский и змеиногорский комплексы); 11 — четвертичные отложения; 12 — разломы установленные и предполагаемые под покровом четвертичных отложений; 13 — линии геологических разрезов (номера соответствуют номерам разрезов на схеме сопоставления — рис. 10).

Ю. С. Перфильев считает эту нижнюю зеленоватую пачку более молодой, чем маралихинская свита, сопоставляя ее по литологическому сходству с чарышской свитой, залегающей здесь, по его мнению, с несогласием на подстилающих отложениях. Наши наблюдения не подтвердили выводов Ю. С. Перфильева, но согласуются с данными В. И. Тихонова (1956), также выделявшего в основании маралихинской свиты (серии — по В. И. Тихонову) пачку зеленых песчаников.

Преобладающие в маралихинской свите темно-серые и серые сланцы представляют собой хлорито-кварцевые, серицито-хлорито-кварцевые породы, обычно с тончайшей сыпью черного углеродистого вещества, а также мелких кристаллов лимонитизированного пирита. Кремнистая основа очень характерна для сланцев маралихинской свиты. Серицит-хлоритовый материал всегда находится в подчиненном количестве и, как правило, группируется полосами вместе с углеродистым веществом, обуславливая микрослоистую текстуру пород.



Песчаники маралихинской свиты светло-серые, тонкозернистые, образуют маломощные прослои, не превышающие обычно нескольких сантиметров. Обломочный материал представлен почти исключительно мелкими округлыми, хорошо окатанными зернами кварца. Кроме кварца, встречается лишь альбит. Цементом служит кремнистый, хлорито-кремнистый, реже кремнисто-карбонатный материал. Известковистые песчаники встречались лишь в разрезе по р. Молчанихе. В этом же разрезе несколько возрастает содержание альбита в обломках — до 30%. Зеленовато-серые песчаники, залегающие в основании свиты, нами не изучались; по данным В. И. Тихонова, они отличаются от светло-серых лишь некоторым увеличением обломков и кварцево-хлоритовым цементом. Тяжелая фракция пород маралихинской свиты чрезвычайно бедна количественно и качественно и характеризуется слюдисто-анатазовым минералогическим комплексом (рис. 12).

Отложения маралихинской свиты перекрываются толщей серо-зеленых и зеленых филлитизированных сланцев с прослоями лиловых сургучно-красных кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, мелкозернистых песчаников, а местами — единичных покровов порфиритов. Отложения свиты установлены повсеместно в юго-западном крыле Талицкого антиклинория (см. рис. 11). Общая мощность свиты, по данным геологического картирования, не менее 3000—4000 м.

Несмотря на сравнительную пестроту состава, сводный разрез свиты не поддается расчленению. Это объясняется прежде всего заметной фациальной изменчивостью свиты. В бассейне рек Молчаниха, Засурья (севернее с. Краснощеково) в составе свиты присутствует наибольшее количество красноцветных пород. Здесь многочисленны прослои яшмовидных красных кремнистых сланцев, нередко тонкослоистых. Мощность этих прослоев от долей метра до нескольких десятков метров. В этих же разрезах присутствуют красноцветные полимиктовые песчаники, не наблюдаемые в других разрезах. Красноцветных пород лишь немногим меньше зеленоцветных. Больше, чем в других разрезах, здесь песчаниковых прослоев. Есть и прослои красноцветных порфиритов, внешне не отличимых от яшмовидных пород.

Западнее и восточнее описанного участка в разрезах резко сокращается количество красноцветных пород. Восточнее в разрезах по р. Сосновке близ с. Усть-Пустынка и на западе по правобережью Чарыша близ с. Озерки (степные) прослои лиловых, красных и серо-фиолетовых кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев редки и имеют мощность несколько метров и менее. Сравнительно редки и маломощны прослои серо-зеленых песчаников, а красноцветные песчаники отсутствуют вообще. Основу этих разрезов свиты составляют серо-зеленые филлитизированные глинистые сланцы. Кроме перечисленных пород, во всех трех упомянутых выше разрезах нами впервые обнаружены маломощные (меньше метра) прослои диабазовых порфиритов и их туфов, нередко обладающие миндалекаменной текстурой.

Серо-зеленые сланцы кварцево-хлоритовые и кварцево-серицито-хлоритовые содержат постоянную примесь окатанных алевритовых зерен кварца, реже плагиоклаза. В красноцветных сланцах наблюдаются пылевидные зерна гематита, равномерно распределенные по породе. С увеличением количества кварцевого вещества и соответственным уменьшением серицито-хлоритового компонента породы приобретают вид кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев, имеющих обычно красноватую окраску.

Серо-зеленые песчаники содержат в алевро-псаммитовой фракции преобладающий кварц, которому несколько уступает плагиоклаз (аль-

бит), а также в небольшом количестве кварциты, филлитовые сланцы и эпидот. Цементирующая масса пород кварцево-хлоритовая. Красноцветные песчаники отличаются большим разнообразием обломочного материала, среди которых преобладают остроугольные, плохо окатанные зерна пестроцветных филлитовых и глинисто-кремнистых сланцев, кварцитов, а также присутствием в цементе пылевидных зерен гематита.

По сравнению с породами маралихинской свиты в породах засурьинской свиты резко возрастает содержание тяжелой фракции в основном за счет эпидота и гематита. Несколько увеличивается содержание анатаза, лейкоксена и циркона. Процент карбонатности засурьинских песчаников несколько снижается. Лишь в красноцветных песчаниках содержание известковистого материала достигает 8%.

Отложения пестроцветной засурьинской свиты залегают согласно на черносланцевой маралихинской свите и связаны с ней постепенными переходами. Черные сланцы маралихинской свиты к верхам разреза постепенно меняют окраску до серой, затем табачно-серой, зеленовато-серой до серо-зеленой, характерной для засурьинской свиты. Одновременно с этим появляются тонкие прослои серо-фиолетовых и лиловых сланцев, обычно кремнистых. Мощность переходной пачки от 100 м до нескольких сотен метров.

Ю. С. Перфильев в большинстве разрезов (за единственным исключением — разрез р. Молчанихи) к засурьинской свите относил лишь эту переходную пачку, а весь основной разрез включал в верхнюю пестроцветную свиту, повторяя ошибку В. И. Тихонова. Это, в известной мере, объясняется некоторым внешним сходством засурьинской и пестроцветной свит: пестроцветной окраской, терригенным составом. Однако эти толщи находятся на разных стратиграфических уровнях, да к тому же и различия в литологии значительно больше и принципиальнее их сходства. Показательно, что прослои вулканогенных пород были обнаружены нами как раз в тех местах, где породы засурьинской свиты ошибочно включались Ю. С. Перфильевым в верхнюю пестроцветную свиту.

Выше пестроцветных существенно сланцевых отложений засурьинской свиты залегают чарышская свита, сложенная серо-зелеными мелкозернистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками, часто переслаивающимися с серо-зелеными филлитизированными сланцами. Мощности прослоев — от нескольких сантиметров до метра, редко больше. Переслаивание пород имеет нередко ритмичный характер. Специальных наблюдений за характером слоистости не проводилось. Количественные соотношения песчаников и сланцев непостоянны. Нижняя граница свиты очень условна и проводится по исчезновению красноцветных сланцев и появлению в заметном количестве (а местами по преобладанию) серо-зеленых песчаников. Мощность свиты изменчива. Близ с. Краснощеково она составляет всего несколько сот метров, а западнее и восточнее увеличивается до 1500—1800 м. Слагающие свиту серо-зеленые сланцы и песчаники существенно не отличаются от аналогичных пород засурьинской свиты. Можно отметить лишь некоторое уменьшение содержания кварца в псаммитовой фракции песчаников.

Верхняя из рассматриваемых досреднеордовикских свит — суеткинская свита. Название предложено Г. В. Пасечным и вошло в литературу вместо пестроцветной свиты. Свита сложена в основном серо-лиловыми, серо-зелеными, зеленовато-лиловыми полимиктовыми песчаниками мелко-среднезернистыми до грубозернистых. Многочисленны прослои лиловых, красных, серо-фиолетовых и серо-зеленых филлитизированных глинистых сланцев, которые в отдельных пачках преобла-

дают. Редки линзовидные прослои полимиктовых гравелитов и конгломератов, почти неизвестные в подстилающих свитах. Отложения свиты широко распространены на крыльях Талицкого антиклинория и в Чарышско-Инском синклинории, где они непосредственно подстилают черносланцевые отложения бугрышихинской свиты, содержащие среднеордовикскую фауну. Общая мощность свиты не менее 3000 м. Вследствие однообразного состава сводный разрез свиты не поддается расчленению.

Преобладающие в составе свиты полимиктовые песчаники отличаются от песчаников подстилающих свит большим разнообразием обломочного материала и плохой его окатанностью. В псаммитовой фракции кварц и плагиоклаз находятся примерно в равных соотношениях, причем окатанность кварца сравнительно хорошая, а обломки плагиоклаза угловато-окатанные, реже угловатые. В большом количестве наблюдаются остроугольные, удлиненные с занозистыми краями обломки сланцев — серо-зеленых филлитов, серо-лиловых гематитовых кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев. Обломки лиловых сланцев иногда значительно преобладают в песчаниках, влияя на окраску породы. Среди обломочных зерен в песчаниках встречаются также эпидот, изредка кварцево-карбонатные породы, рудный минерал и отдельные обломки порфиритов с интерсертальной и микролитовой структурами, напоминающие порфириты засурьинской свиты. Цементирующая масса — серицито-хлоритовая, кварцево-серицитовая, кварцево-серицито-хлоритовая, нередко с мелкими зернами гематита.

В обломочном материале гравелитов и конгломератов преобладают обломки пород — светлых кварцитов с магнетитом, пестроцветных кремнистых сланцев, филлитов, кварцево-полевошпатовых песчаников, редко диабазовых порфиритов и эпидозитов. В единичных случаях встречаются окатанные обломки кремнистых известняков, гранит-порфиров, пегматитовых гранитов и фельзитов. Цементирующая масса пород представлена полимиктовыми песчаниками.

Состав тяжелой фракции песчаников суеткинской свиты близок к характерному для чарышской и засурьинской свит. Можно отметить лишь увеличение роли магнетита и гематита, циркона, турмалина и слюды, а также появление граната.

Несмотря на присутствие среди обломков в песчаниках и конгломератах пород, типичных для подстилающих свит, отложения суеткинской свиты отчетливо связаны постепенными переходами с зеленоцветными песчано-сланцевыми отложениями чарышской свиты, на которых они залегают согласно. Да и сама граница между свитами условна и проводится по появлению красноцветных полимиктовых песчаников и сланцев. В литературе известно мнение о несогласном залегании суеткинской свиты на подстилающих отложениях (Сперанский, Перфильев, Тихонов). Однако никем не указаны конкретные места, где такие взаимоотношения наблюдались. У Ю. С. Перфильева азимутальное несогласие описано лишь в районе сел Комиха и Н. Шаг. Однако здесь, по нашим материалам, подтвержденным наблюдениями А. Ф. Белоусова (устное сообщение), проходит крупное тектоническое нарушение, сопровождаемое сильной рассланцовкой пород. Правильно установить взаимоотношения свит в таком районе невозможно. Кроме того, за суеткинскую свиту на этом участке ошибочно принята толща серо-зеленых филлитов с прослоями лиловых кремнистых сланцев, которая относится к засурьинской свите. В некоторых других районах Ю. С. Перфильевым также указывалось залегание суеткинской свиты на маралихинской (например, разрез по р. Сосновке), что ввиду выпадения из разреза зе-

леноцветной чарышской свиты также рассматривалось им как случай размыва и несогласия. Однако и здесь оказалось, что за суеткинскую свиту была принята толща, принадлежащая засурьинской свите, с характерными для этой свиты пестроцветными кремнистыми сланцами, а в отдельных случаях и порфиритами (например, р. Сосновка — см. рис. 11, колонка 64). В этих районах разрез также оказался полным; выше засурьинской свиты здесь залегают зеленоцветные породы чарышской свиты, а еще выше — пестроцветные полимиктовые песчаники суеткинской свиты.

Нельзя, тем не менее, не считаться с обилием пород подстилающих толщ в обломочном материале суеткинской свиты. Очевидно, что в период накопления осадков соответствующих времени образования этой свиты, местами возникали отдельные участки, в которых осуществлялись процессы размыва, которые могли, судя по данным литологии, развиваться, в частности, севернее с. Краснощеково в центральных частях современного Талицкого антиклинория.

Таким образом, в Северо-Западном Алтае устанавливается непрерывный терригенный разрез общей мощностью около 11000 м, в котором по особенностям состава выделяются четыре мощные свиты. Границы между ними вследствие постепенных переходов в известной мере условны. Следует подчеркнуть, что изменения мощности чарышской свиты (от 500 до 1500 м) определяются условным проведением границ. Так, например, минимальная мощность чарышской свиты устанавливается в районе сел Карпово, Краснощеково, т. е. именно там, где подстилающая засурьинская и перекрывающая суеткинская свиты характеризуются наибольшей красноцветностью.

### Южно-Алтайская зона

Докембрийские и нижнепалеозойские толщи занимают подавляющую часть территории Южно-Алтайской зоны. Более молодые силурийские и девонские образования распространены весьма незначительно в узких грабен-синклинальных структурах.

Стратиграфическая схема древних толщ рассматриваемой территории долгое время оставалась одной из наиболее слабо разработанных. Материалы ранних исследователей (30—40-х годов) давали лишь общие представления о стратиграфии, что отчасти объясняется однообразием состава этих существенно терригенных древних толщ и отсутствием в них органических остатков.

Для современной стратиграфической схемы основные материалы были получены в конце 50-х — начале 60-х годов, когда геологосъемочные работы ЗСГУ и ВАГТа охватили всю территорию Южного Алтая.

#### *Терехтинский горст-антиклинорий*

Материалы стратиграфии этого района получены В. Г. Молчановским, Ю. С. Перфильевым и А. В. Борцовой, Е. С. Левицким, В. С. Занка-Новацким, М. К. Винкман и А. Б. Гинцингером, а также автором. Кроме личных наблюдений, все эти исследователи обобщили также более ранние материалы М. С. Баклакова, Ю. А. Арапова и Н. Я. Монахова, В. П. Нехорошева, А. С. Егорова и К. Д. Нешумаевой.

Большую часть территории Терехтинского горст-антиклинория составляют разнообразные метаморфические породы — самые древние образования Южного Алтая, выделенные в 1914 г. В. А. Обручевым и известные в литературе под названием терехтинской свиты.

В составе терехтинской свиты преобладают метаморфические сланцы, состоящие из таких минералов, как серицит, альбит, кварц, кальцит и хлорит, находящиеся в различных количественных соотношениях. Чаще встречаются кварцево-серицито-хлоритовые, кварцево-альбито-хлоритовые, реже хлорито-кальцитовые сланцы. По внешнему облику метаморфические сланцы представляют собой породы зеленовато-серого цвета, обычно полосчатые, сильнооффрированные. Первично-осадочная природа метаморфических сланцев терехтинской свиты ни у кого не вызывает сомнения.

Наряду со сланцами в составе свиты принимают участие серо-зеленые метаморфизированные песчаники — массивные сильнохлоритизированные и карбонатизированные породы с отчетливой бласто-псаммитовой структурой. В обломочном материале песчаников преобладает кварц с подчиненным количеством альбита.

По соотношению песчаников и сланцев Е. С. Левицкий, а также Ю. С. Перфильев и А. В. Борцова выделяют в разрезе терехтинской свиты две крупные части, имеющие значение подсвит (рис. 13, колонка 46). В нижней подсите значительно преобладают метаморфические сланцы, которые лишь в верхних горизонтах содержат прослои песчаников и единичные линзы мраморов. Мощность подсвиты около 3000 м. Верхняя подсвита характеризуется преобладанием метаморфизованных песчаников, содержащих метаморфические сланцы в качестве частых, но маломощных прослоев. Мощность подсвиты 2500 м.

Более высокое стратиграфическое положение занимает толща метаморфизованных вулканогенных пород, выделенная впервые из состава терехтинской «формации» в районе с. Уймон М. С. Баклаковым и Т. И. Евменовым под названием уймонской «формации». Это вначале не нашло поддержки у других исследователей, которые объединяли ее с терехтинской свитой (В. С. Заика-Новацкий, В. Г. Молчановский, К. Д. Нешумаева), но Е. С. Левицкому и Ю. С. Перфильеву удалось доказать самостоятельность выделенной ранее уймонской свиты.

По данным указанных исследователей, уймонская свита сложена темно-зелеными и зелеными метаморфическими сланцами, состоящими из эпидота, актинолита, хлорита, альбита, кварца и лейкоксена в различных количественных соотношениях. Под микроскопом нередко видны реликты порфирированных выделений нацело альбитизированного и карбонатизированного плагиоклаза и цветных минералов, замещенных хлоритом и актинолитом. Отмечаются участки с реликтами первичных структур основной массы — микролитовой, микроофитовой, гялопилитовой и др. Кроме ортосланцев, в составе свиты наблюдаются метаморфизованные песчаники и метаморфические сланцы, аналогичные характерным для терехтинской свиты. Довольно редко встречаются графитовые сланцы, кварциты (в том числе железистые), а также линзы мраморов и мраморизованных известняков. Вскрытая мощность свиты по всех известных разрезах не превышает 1000 м.

В современном эрозивном срезе породы уймонской свиты распространены в основном в краевых частях Терехтинского горст-антиклинория, нередко в зонах глубинных разломов (М. К. Винкман, В. В. Волков). Лишь на юго-западной окраине антиклинория уймонская свита имеет нормальные согласные взаимоотношения с метаморфическими породами терехтинской свиты. Ю. С. Перфильев описывает постепенные переходы между этими свитами. В центральных же частях антиклинория уймонская свита, по данным Е. С. Левицкого, залегает с азимутальным несогласием на терехтинской свите.



Выше уймонской свиты залегает вулканогенно-осадочная сугашская свита, выделенная впервые Ю. С. Перфильевым и А. В. Борцовой в бассейнах рек Б. и М. Сугаша, Окола, Мульты в области смыкания структур Терехтинского антиклинория и Южно-Алтайского синклинория (см. рис. 13, колонки 46, 47). Ранее эта толща входила в состав горноалтайской серии. В разрезе свиты выделяются две подсвиты. Нижняя подсвита сложена серо-зелеными и серыми филлитизированными сланцами с подчиненным количеством такого же цвета мелкозернистых полевошпато-кварцевых песчаников, а местами лиловых кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев. Мощность подсвиты 1500 м. Верхнюю подсвиту слагают диабазовые, пироксеновые и плагиоклазовые порфириды, вариолиты и вулканические брекчии, которым резко подчинены терригенные породы, аналогичные таковым для нижней подсвиты. Мощность подсвиты в разрезе по р. Б. Сугаш 1300 м, а юго-восточнее она постепенно уменьшается, достигая на водоразделе рек Мульта, Акчан всего 200 м.

В междуречье Б. и М. Сугаша, по данным Ю. С. Перфильева, А. В. Борцовой, сугашская свита несогласно залегает на вулканогенных породах уймонской свиты. В основании свиты здесь установлен 5—10-метровый горизонт полимиктовых конгломератов и гравелитов, в гальке которых, кроме преобладающих кварца, кварцитов и полевых шпатов, имеются метаморфизованные полосчатые вулканогенные породы, эпидот-актинолитовые сланцы и гранитоиды. В песчаниках, по описаниям А. А. Арустамова, преобладает кварц; плагиоклаза и эпидота в них мало, незначительно также количество обломков циркона, турмалина, рудного минерала, силицилитов и известняков. Цемент песчаников серицито-хлорито-кварцевый. Серо-зеленые филлитизированные сланцы и аргиллиты представляют собой серицито-кварцево-хлоритовые породы. В лиловых сланцах преобладает кварц и присутствует сравнительно обильный пылевидный гематит.

Северо-западнее этого района — в центральных частях Терехтинского горст-антиклинория, в бассейне правых притоков рек Коксы-Хайдуна, Карагая, Банной (см. рис. 13, колонка 43) к нижней подсвите сугашской свиты условно относится толща переслаивающихся зеленых песчаников, алевролитов и филлитизированных глинистых сланцев, общей мощностью около 1300 м. Толща с резким угловым несогласием залегает на метаморфических породах терехтинской свиты. Не исключена возможность, что эта толща относится не к сугашской свите, а к горноалтайской серии, как это и предполагалось вначале Е. С. Левицким.

Южнее вулканогенно-осадочная сугашская свита погружается под песчано-сланцевые отложения горноалтайской серии Южно-Алтайского синклинория.

### *Южно-Алтайский синклинорий*

**В западной части Южно-Алтайского синклинория** мощные песчано-сланцевые флишoidные отложения горноалтайской серии согласно залегают на вулканогенно-осадочных породах сугашской свиты Терехтинского горст-антиклинория.

По данным В. Г. Молчановского, а также Ю. С. Перфильева и А. В. Борцовой, в разрезе горноалтайской серии выделяются две мощные свиты.

Нижняя — **к а т у н с к а я свита** — характеризуется серо-зеленой окраской слагающих ее полевошпато-кварцевых мелкозернистых песчаников и филлитизированных глинистых сланцев. Породы переслаиваются между собой прослоями небольшой мощности — от нескольких санти-

метров до метра, редко больше. Переслаивание обычно имеет субритмичный и ритмичный характер. Специальных наблюдений за характером ритмичной слоистости не проводилось.

В бассейне рек Б. Сугаша, Мульды, Акчана (см. рис. 13, колонки 46, 47), где катунская свита залегает согласно на вулканогенных породах верхней подсвиты сугашской свиты, в базальных ее горизонтах имеются невыдержанные по простираению линзовидные прослои гравелитов и конгломератов. В гальке конгломератов установлено присутствие кварца, кварцитов, кварцево-полевошпатовых песчаников, редко граптоидов и основных вулканогенных пород, в том числе вариолитов, характерных для сугашской свиты. Ю. С. Перфильев подметил, что западнее и северо-западнее, в сторону Терехтинского горст-антиклинория количество грубообломочных пород увеличивается. Возможно, что ближе к центральным частям антиклинория имелись отдельные участки размыва, синхронные образованиям базальных пород катунской свиты. В нижних горизонтах свиты близ площадей развития сугашской свиты очень редки маломощные лиловые тонкослоистые кремнистые сланцы. В одном случае в кремнистых сланцах встречен тонкий прослой андезитового туфа. В верхах разреза катунской свиты появляются отдельные маломощные прослои серо-фиолетовых филлитизированных глинистых сланцев. Это давало основание исследователям проводить расчленение катунской свиты на две подсвиты. Общая мощность свиты в западной части Южно-Алтайского синклинория достигает 4000 м.

Слагающие свиту серо-зеленые песчаники и сланцы по внешнему виду довольно однообразны и в общем сходны с терригенными породами сугашской свиты. При петрографическом изучении устанавливаются различия состава обломочного материала песчаников для различных площадей развития свиты. Так, в районах, прилегающих к Терехтинскому горст-антиклинорию, по данным Ю. С. Перфильева, в псаммитовой фракции песчаников кроме преобладающего кварца, которому несколько уступает плагиоклаз (альбит), в большом количестве встречаются обломки турмалина, эпидота, апатита, эпидозитов, микрокварцитов, порфиринов, кварц-серицитовых и кварцево-хлоритовых сланцев. В некоторых песчаниках обломки пород составляют до 30% всей псаммитовой фракции. Цемент песчаников кварцево-хлоритовый или хлоритовый.

На остальной (большей) части территории развития катунской свиты, удаленной от Терехтинского горст-антиклинория, обломочный материал представлен почти исключительно кварцем, с подчиненным количеством альбита, редко калиевого полевого шпата, эпидота, турмалина и апатита. Очень редки обломки филлитизированных и кремнисто-глинистых сланцев, порфиринов, порфиоров и микрокварцитов. Обломочный материал, составляющий как правило 60—70%, сцементирован кварцево-серицито-хлоритовой массой, имеющей лепидогранобластовую структуру.

Верхняя свита горноалтайской серии — текелинская. Ее слагают полевошпато-кварцевые песчаники и сланцы, часто переслаивающиеся между собой. В отличие от подстилающей текелинская свита характеризуется большим разнообразием окрасок слагающих ее пород — лиловых, сургучно-красных, серо-фиолетовых, серо-зеленых и серых. Увеличивается роль грубообломочных пород — гравелитов и конгломератов. Более разнообразным становится состав обломочного материала песчаников.

На левобережье р. Катунь, в бассейне р. Текелю близ Терехтинского горст-антиклинория в разрезе свиты много грубообломочных пород

и больше, чем в других районах, красноцветов. Мощность ее здесь всего 500 м. Ю. С. Перфильев установил несогласное залегание текелинской свиты на породах катунской свиты. Базальная пачка представлена здесь гравелитами и конгломератами. В гальке конгломератов преобладают серые песчаники, порфириды, реже кварциты, кварц, туфы, альбитофиры, зеленовато-серые филлиты, гранофиры и габбро. Преобладающие в составе свиты серо-лиловые полимиктовые песчаники обнаруживают слабую сортировку и окатанность обломочного материала. Его количество возрастает до 75—80%. Состав обломочного материала песчаников в этом районе близок к песчаникам катунской свиты. Здесь также наряду с преобладающим кварцем и плагиоклазом существенное значение имеют вулканогенные породы, кремнистые сланцы, филлиты, кварциты.

Южнее, с удалением от Терехтинского горст-антиклинория, мощность свиты увеличивается до 2000 м (бассейн р. Белой — притока Бухтармы, колонка 49). Текелинская свита здесь согласно, с постепенными переходами залегает на отложениях катунской свиты (В. Г. Молчановский, Ю. С. Перфильев). Грубообломочные породы почти исчезают из разреза. Значительно обедняется состав обломочного материала песчаников в сторону увеличения кварца и уменьшения обломков пород. Возрастает количество сланцев, алевролитов, которые в некоторых пачках ритмично переслаиваются с песчаниками.

Стратиграфически выше описанных текелинской и катунской свит выделяется бирюксинская свита, представленная серыми и зелеными алевролитоглинистыми сланцами, реже песчаниками с единичными линзами известняков, мергелей и конгломератов. Ранее эта толща совместно с подстилающими флишоидными отложениями горноалтайской серии описывалась В. Г. Молчановским в составе единой кабинской свиты. Это вызвано большим сходством литологического состава пород и единством складчатых дислокаций.

Известняки, мергели, а также известковистые песчаники в виде маломощных прослоев среди серых сланцев имеются лишь в низах разреза свиты в бассейнах рек Быстрой и Тихой Бирюксы. Севернее, ближе к Терехтинскому горст-антиклинорию, пачка с известковистыми породами замещается песчано-глинистыми отложениями с прослоями конгломератов и гравелитов. В составе хорошо окатанной гальки конгломератов установлены полимиктовые песчаники, кварц, зеленые и лиловые филлиты, диабазовые и андезитовые порфириды, а также алевролиты. В верхней части разреза свиты преобладают серо-зеленые и зеленые алевролиты и глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников. Эта часть бирюксинской свиты по составу очень близка к катунской. Общая мощность свиты достигает 2000 м. Ю. С. Перфильев предполагает несогласное залегание бирюксинской свиты на отложениях горноалтайской серии. Однако материалы В. Г. Молчановского свидетельствуют о том, что если такой перерыв и имел место, то длительность его невелика и распространение неповсеместно.

Юго-восточнее описанных выше районов западной части Южно-Алтайского синклиория сходный разрез терригенных флишоидных отложений составлен нами в бассейнах рек Кучерла, Кураган, Аккем. Здесь имеется уникальный непрерывный разрез отложений горноалтайской серии общей мощностью около 15 000 м (см. рис. 13, колонка 51). По результатам наших детальнейших литолого-стратиграфических исследований этого разреза в составе горноалтайской серии выделяются четыре мощные толщи, имеющие значение свит для **северо-западной части Южно-Алтайского синклиория**.

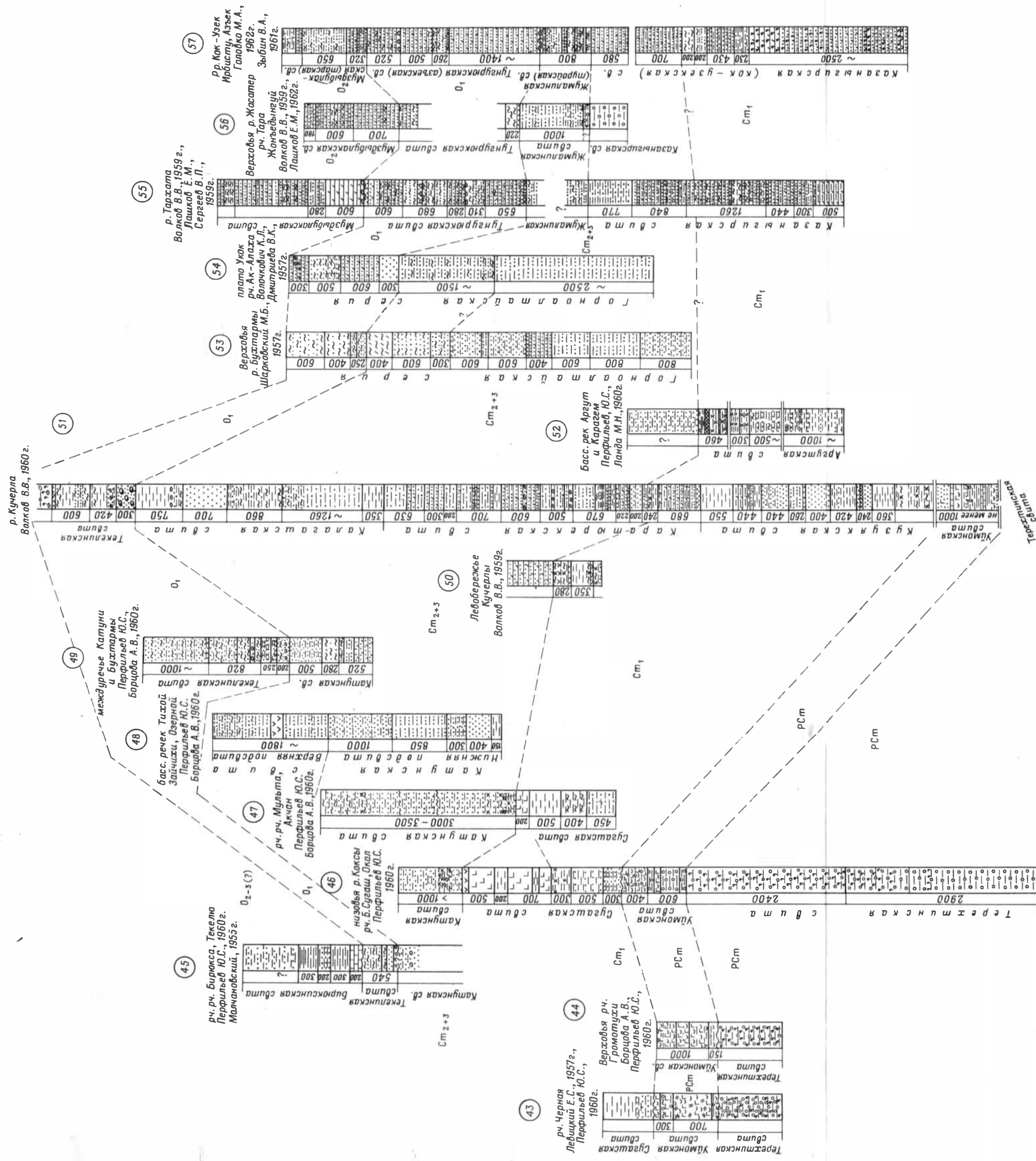


Рис. 13. Схема сопоставления геологических разрезов докембрийских и нижнепалеозойских образований Южного Алтая (Терехтинский горст-антиклинорий и Южно-Алтайский синклинорий).

Кузьякская свита — нижняя из свит кучерлинского разреза. Нижние ее горизонты контактируют по разлому с эффузивно-осадочными отложениями уймонской свиты Терехтинского горст-антиклинория. В свите преобладают серо-зеленые филлитизированные глинистые сланцы, которым подчинены мелкозернистые полевошпато-кварцевые песчаники. К низам свиты тяготеют редкие и маломощные (от нескольких метров до десятков метров) горизонты серо-лиловых, фиолетово-серых глинистых и глинисто-кремнистых сланцев. Мощность свиты 4500 м.

Выше залегают отложения каратюрекской свиты, которая отличается от подстилающих преимущественно сланцевых отложений преобладанием серо-зеленых мелкозернистых полевошпато-кварцевых песчаников, ритмично и субритмично переслаивающихся с филлитизированными глинистыми сланцами такого же цвета. Преобладающие мощности прослоев — 20—40 см — для песчаников и несколько сантиметров — для сланцев. Встречаются местами и неритмичные существенно песчанниковые пачки мощностью до нескольких метров. Редки маломощные линзовидные прослои кварцевых конгломератов. Для некоторых ритмично слоистых пакетов удалось установить изменение характера слоистости по простиранию. Так, с юго-востока на северо-запад с приближением к Терехтинскому горст-антиклинорию мощность терригенных ритмов постепенно возрастает, но количество ритмов сокращается. Местами ритмично слоистые пачки переходят в неритмичные существенно песчанниковые. Аналогичное явление наблюдалось Б. М. Келлером (1959) во флишевой толще Зилаирского синклинория на Южном Урале и названо им расщеплением ритмов.

Граница каратюрекской свиты с подстилающими отложениями условна и проводится по горизонту лиловых кремнисто-глинистых сланцев. Мощность свиты около 5000 м.

Выше залегают калагашская свита, связанная с подстилающими толщами постепенными переходами. Свита сложена зеленовато-серыми филлитизированными сланцами и алевролитами, редко полевошпато-кварцевыми песчаниками, в тонком переслаивании между собой. В подчиненном количестве имеются серо-зеленые полевошпато-кварцевые мелкозернистые песчаники, редкие линзы кварцевых конгломератов и гравелитов, а также горизонты фиолетово-серых филлитизированных глинистых сланцев. Мощность свиты 3800—4000 м. На большей части территории распространения пород свиты характерен сильный послонный кливаж, затрудняющий наблюдения за слоистостью. Однако во многих пакетах наблюдается отчетливое асимметричное строение слоя, характерное для типичного флишевого ритма. Мощности таких ритмов — от нескольких сантиметров до 20 см. Нижняя песчанниковая часть ритма имеет мощность не более нескольких сантиметров и, как правило, будинирована.

Кучерлинский разрез венчается толщей, которую мы условно параллелизуем с текелинской свитой Ю. В. Перфильева более западных районов Южно-Алтайского синклинория. Здесь свита также представлена полевошпато-кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, глинистыми сланцами, редко гравелитами и конгломератами серо-зеленой, лиловой, сургучно-красной и серо-фиолетовой окраски. Вскрытая мощность около 2100 м.

Более высокие горизонты текелинской свиты попадают в зону контактового метаморфизма верхнепалеозойских интрузий, занимающую осевую часть хребта Катунские Белки. В рассматриваемом разрезе залегание пестроцветных отложений текелинской свиты на подстилающих отложениях согласное, с постепенными переходами, выражающимися



обломках, так и в цементе пород. Вторичный карбонат в незначительном количестве развивается в некоторых песчаниках по цементу.

Тяжелая фракция песчаников горноалтайской серии бассейна р. Кучерлы характеризуется магнетито-ильменито-эпидотовым минералогическим комплексом и составляет 2—4% породы (рис. 14). Эпидот значительно преобладает. Особенно велико содержание эпидота в верхах кузуюкской и низах каратюрекской свит. Лишь в нижних горизонтах кузуюкской свиты его содержание незначительное, такое, как магнетита и ильменита. По сравнению с Северо-Западным Алтаем в тяжелой фракции песчаников бассейна р. Кучерлы заметно увеличивается содержание апатита, слюд, ильменита и эпидота, в меньшей степени — циркона и турмалина; снижается содержание магнетита (по-видимому, и гематита), лейкоксена и анатаза.

Прослеживание на северо-запад маркирующих горизонтов лиловых кремнисто-глинистых сланцев, установленных в кузуюкской свите позволило произвести корреляцию кучерлинского разреза с рассмотренным ранее разрезом бассейна рек Б. Сугаша, Окола, Мульты, Текею. При этом выяснилась синхронность кузуюкской и сугашской свит. Верхняя вулканогенная подсвита сугашской свиты, как отмечалось, в юго-восточном направлении постепенно сокращает свою мощность до 200 м в бассейне р. Акчана. Юго-восточнее, по нашим данным, эта вулканогенная толща, подстилающая горизонт лиловых кремнистых сланцев, обнаружена на водоразделе рек Кураган — Кучерла. Здесь наблюдается дальнейшее сокращение мощности с 80 м до полного выклинивания к руслу р. Кучерлы. Лиловый горизонт кремнисто-глинистых сланцев (переходящий постепенно в лиловые глинистые сланцы), сопровождаемый вулканогенными породами на водоразделе Кураган — Кучерла, прослежен далее на юго-восток к р. Аккем, по направлению к которой он постепенно сокращается в мощности. В кучерлинском разрезе этот горизонт лиловых сланцев является условным горизонтом, разделяющим кузуюкскую и каратюрекскую свиты. Последняя вместе с калагашской отвечает, таким образом, катунской свите западных районов Южно-Алтайского синклинария. При общем сходстве литологического состава указанных свит отмечается значительное увеличение мощности синхронных толщ в Кучерлинском разрезе.

М. Б. Шарковский, а впоследствии Ю. С. Перфильев и К. Л. Волокович сопоставляют с сугашской свитой метаморфические породы осевой части хребта Катунские Белки. Свои выводы они основывают главным образом на высокой степени метаморфизма пород, а также на присутствии кварцитовидных пестроцветных пород, напоминающих сугашские яшмоиды. Выше уже указывалось, что нами наблюдались постепенные переходы метаморфизированных пород хребта Катунские Белки к породам более молодой текелинской свиты. Кроме того, среди сплошного поля метаморфических пород имеются участки, где породы относительно слабометаморфизованы и где видно, что «яшмоиды» М. Б. Шарковского являются окварцованными лиловыми сланцами.

Распространение столь древних толщ в рассматриваемом районе не обосновано и структурно. Они залегают в замке крупной синклинальной структуры, северным крылом которой являются описанный выше 15-километровый кучерлинский разрез, а южным крылом (по данным М. Б. Шарковского) — разрез, наблюдаемый в бассейнах рек Белой и Черной Берели и Бухтармы (см. рис. 13, колонка 53). Здесь мощный разрез терригенных флишоидных отложений горноалтайской серии также венчается пестроцветной толщей, пространственно тягстеющей к пло-

щади распространения метаморфических пород хребта Катунские Белки. К замковой части этой синклиналиной структуры приурочены также и маломощные нижнесилирийские и среднедевонские толщи, занимающие незначительные участки площади.

Восточнее кучерлинского разреза на севере **Южно-Алтайского синклинория** близ границы его с Ануйско-Чуйским синклинорием в бассейнах рек Аргута и Карагема Ю. С. Перфильевым в качестве аналога сугашской свиты выделена аргутская толща. Несмотря на известную условность, такое сопоставление, на наш взгляд, вполне оправдано. Аргутская толща лежит в основании стратиграфического разреза этого района и по составу близка к сугашской и кузюкской свитам. Это серо-зеленая существенно-сланцевая толща, в верхах которой имеются маломощные прослои туфов, порфиритов, разнообразных кремнистых пород и редко известняков. Вскрытая мощность толщи не менее 1000 м. На ней согласно залегают сланцево-песчаниковые ритмично слоистые отложения, по внешнему виду аналогичные каратюрекской и катунской свитам.

Для обширной территории **центральной и южной частей Южно-Алтайского синклинория** в разрезе флишеидных песчано-сланцевых отложений горноалтайской серии выделяются, по существу, лишь две части (свиты): верхняя — пестроцветная и нижняя — зеленоцветная (Шарковский, Волочкович, Дмитриева). В целом по составу и петрографическим особенностям пород обе свиты близки к катунской и текелинской свитам западных районов Южно-Алтайского синклинория. Специальных литологических изучений разрезов свиты не проводилось. У К. Л. Волочковича и В. К. Дмитриевой имеются материалы по наблюдениям за характером переслаивания пород. Ими (так же, как и М. Б. Шарковским) устанавливается преобладающая для горноалтайской серии ритмичная слоистость. Однако эти наблюдения за изменением характера такой слоистости очень фрагментарны и не позволяют составить полного представления о всем разрезе серии.

Общая мощность горноалтайской серии этих районов оценивается весьма ориентировочно 7000—8000 м. Верхняя (пестроцветная) и нижняя (зеленоцветная) свиты горноалтайской серии связаны между собой постепенными переходами. Эту переходную часть, где в серо-зеленых песчано-сланцевых отложениях имеются редкие прослои серо-фиолетовых сланцев, нередко выделяют как подсвиту нижней свиты горноалтайской серии.

**В юго-восточной части Южно-Алтайского синклинория** разрезы горноалтайской серии сравнительно хорошо изучены в результате крупномасштабных работ В. П. Сергеева и Е. М. Лашкова, М. А. Головки и специальных литолого-стратиграфических исследований В. В. Волкова, В. А. Зыбина.

Горноалтайская серия этого района, общей мощностью около 10 000 м расчленена на четыре свиты, каждая из которых состоит из нескольких пачек, откартированных на площади более 2,5 тыс. км<sup>2</sup>. Столь дробное расчленение этой литологически однообразной толщи стало возможным благодаря специальным наблюдениям за характером ритмичного переслаивания песчаников и сланцев в сочетании с обычными литологическими наблюдениями. Эта методика, подробно изложенная нами в специальной статье (Волков, 1960), основана в соответствии с рекомендациями Н. Б. Вассоевича (1948), на измерениях мощностей терригенных ритмов и количественного соотношения основных компонентов ритма. Была принята следующая классификация ритмов по их мощностям:



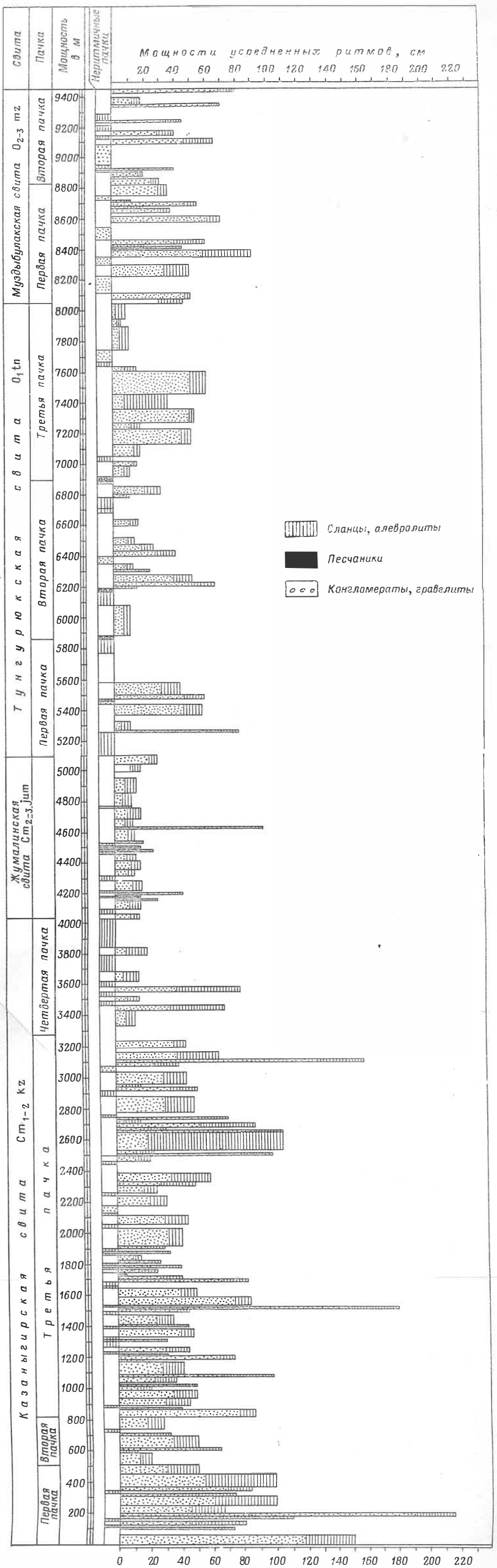


Рис. 15. Сводная ритмограмма нижнепалеозойских отложений бассейна рек Тархаты и Жасатера.

1 — сланцы, алевролиты; 2 — песчаники; 3 — конгломераты, гравелиты.

1. Микроритм, микроритмичный — мощность ритма (МР) до 1 см;
2. Тонкий ритм, тонкоритмичный — МР от 1 до 5 см;
3. Мелкий ритм, мелкоритмичный — МР от 5 до 10 см;
4. Средний ритм, среднеритмичный — МР от 10 до 20 см;
5. Крупный ритм, крупноритмичный — МР от 20 до 50 см;
6. Толстый ритм, толсторитмичный — МР от 50 до 200 см;
7. Массивный ритм, массивноритмичный — МР свыше 200 см.

Мощность ритма и количественное соотношение пород в ритме — бросающиеся в глаза особенности той или иной пачки, легко наблюдаемые исследователем и не требующие предварительных статистических подсчетов. В этом несомненные преимущества данной методики перед другой методикой изучения и корреляции разрезов, основанной на классификации ритмов по сочетанию элементов и подэлементов ритма (Васюкович, 1948).

Методика, примененная нами для нижнепалеозойских терригенных флишеидных отложений горноалтайской серии Юго-Восточного Алтая, несмотря на свою простоту, оказалась достаточно надежной. Разные исследователи, пользуясь этой методикой для изучения разрезов и картирования флишеидных отложений, получили весьма сходные стратиграфические схемы. Характер ритмичной слоистости в целом для разреза горноалтайской серии иллюстрируется сводной ритмограммой (рис. 15). На ней показаны средние значения мощностей и количественного соотношения пород в ритмах.

Основание горноалтайской серии не вскрыто. Лишь на севере рассматриваемого района в бассейне р. Себистья М. А. Головки установил на небольшом участке маломощную сланцево-песчаниковую пачку, содержащую покровы плагиоклазовых порфиритов и туфов. Эта пачка залегает, по его мнению, в основании стратиграфического разреза горноалтайской серии.

Нижняя из свит горноалтайской серии — казаньгирская — представлена серо-зелеными полевошпато-кварцевыми мелкозернистыми песчаниками и филлитизированными глинистыми сланцами, ритмично переслаивающимися между собой. Преобладающие мощности ритмов 40—80 см. Песчаники обычно резко преобладают над сланцами, но редко (в нижней и верхней частях разреза) наблюдаются обратные взаимоотношения. По особенностям ритмичного переслаивания и количественному соотношению песчаников и сланцев в разрезе свиты выделяются четыре неравные по мощности пачки (см. рис. 15). Эти пачки, выделенные нами в разрезе по р. Тархате выше устья р. Казаныгира, картированы на большой территории в бассейнах рек Жасатер, Курок, Казаныгир, Тархата и Кок-Узек В. П. Сергеевым и М. А. Головки. В составе свиты много маломощных прослоев тонкослоистых филлитизированных сланцев. В низах третьей пачки эти прослои имеют не только серо-зеленую, но и серо-фиолетовую окраску. Значительно увеличиваются мощности сланцевых прослоев в верхах свиты, где одновременно уменьшаются мощности ритмов в ритмичнослоистых пакетах.

Мощность свиты в Тархатинском разрезе составляет около 4000 м. Расчленение казаньгирской свиты на пачки и их картирование позволило установить, что развитые в бассейне р. Кок-Узек и нижнем течении р. Тархаты метаморфические и метаморфизованные породы следует параллелизовать с казаньгирской свитой. По данным Е. М. Лашкова и М. А. Головки, метаморфические породы этой территории постепенно переходят в относительно слабометаморфизованные породы казаньгирской свиты. Эти метаморфические породы ранее считали самыми древ-

ними в районе, относя их либо к протерозою (Кравцова, Родыгин), либо к верхнему кембрию (?) (Майзелис и др.).

Серо-зеленые песчаники содержат хорошо окатанный обломочный материал, состоящий в основном из кварца, отчасти плагиоклаза (альбит, реже альбитизированный плагиоклаз), кварцита и очень редких окатанных обломков порфиринов. Обломки составляют не более 50—60% породы. Цемент базального типа, серицито-хлоритовый. Серо-зеленые филлитизированные сланцы состоят из серицита и хлорита с примесью алевролитовых зерен кварца, неравномерное расположение которых обуславливает наличие микрослоистости. Серо-фиолетовые сланцы отличаются присутствием тонкораспыленного гематита. Тяжелая фракция песчаников Тархатинского разреза чрезвычайно бедна и количественно и качественно (рис. 16).

Жумалинская свита отличается от подстилающей главным образом малыми мощностями терригенных ритмов (до 10 см), в которых песчаники также преобладают над сланцами, но это преобладание не столь значительное (см. рис. 15). Также многочисленны маломощные прослои тонкослоистых и микроритмичных сланцев. Увеличивается количество серо-фиолетовых пород. Красноватую окраску имеют лишь сланцевые прослои. Имеются пестроцветные ритмичнослоистые пакеты: нижняя (песчаниковая) часть ритма — серозеленая, а верхняя (сланцевая) часть — серо-фиолетовая.

Песчаники и сланцы жумалинской свиты не отличимы от пород казаньгирской свиты. В песчаниках несколько увеличивается количество обломков магнетита и эпидота. Встречаются единичные прослои полимиктовых песчаников, аналогичных песчаникам вышележащей свиты. Тяжелая фракция песчаников жумалинской свиты (разрез по левобережью р. Жасатера близ перевала Жумалы) увеличивается количественно и значительно более разнообразна по сравнению с казаньгирской свитой. Здесь преобладают эпидот и магнетит, в небольшом количестве присутствуют анатаз, циркон, турмалин и слюды (см. рис. 16).

Мощность жумалинской свиты в верховьях р. Жасатера 1200—1100 м.

Тунгурская свита отличается от других свит горноалтайской серии красной окраской слагающих ее полимиктовых песчаников, алевролитов и сланцев с редкими и маломощными горизонтами полимиктовых гравелитов и конгломератов. Кроме преобладающих лиловых, серо-фиолетовых и сургучно-красных пород, в составе свиты в подчиненном количестве содержатся прослои серо-зеленых песчаников, редко сланцев. Переслаивание песчаников и сланцев, как правило, имеет ритмичный или субритмичный характер. По особенностям ритмичного переслаивания и количественному соотношению пород свита делится на три пачки (подсвиты) (см. рис. 15). Мощности свиты около 2500 м. Тунгурская свита залегает согласно на жумалинской свите. Такие взаимоотношения наблюдались во многих местах, в верховьях р. Жасатера, в частности в районе озера Кара-Куль и на водоразделе рек Жасатера и Тары. В основании свиты всюду устанавливается существенно сланцевая серо-фиолетовая и лиловая пачка.

Песчаники тунгурской свиты отличаются от песчаников нижележащих свит большим разнообразием обломочного материала и сравнительно слабой его окатанностью. Псаммитовая фракция составляет 50—80% породы и представлена (в порядке количественного убывания) плагиоклазом, кварцем, обломками сланцев, кварцитов, эпидота, порфиринов. Филлитизированные глинистые сланцы обычно лилового, сургучно-красного и серо-фиолетового цвета, ничем особенным не отличаются от

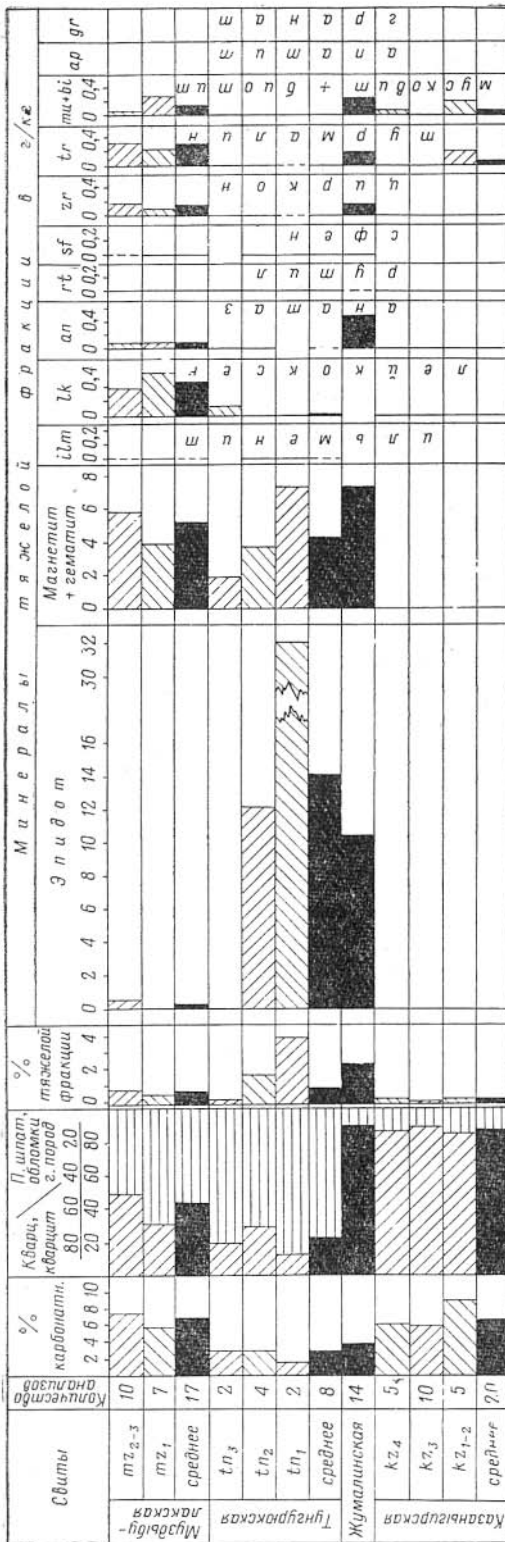


Рис. 16. Диаграммы литологического состава кембрийско-ордовикских пород бассейна рек Тархаты и Жасагера.

таких же сланцев подстилающих свит.

В породах свит на нижних поверхностях песчаной части ритмов нередко отмечаются гиероглифы, а также микроползневые текстуры, что не наблюдается в казангирской свите.

Тяжелая фракция песчаников тунгурской свиты (разрез в верховьях р. Тархата) беднее, чем в жумалинской свите, и характеризуется значительным преобладанием эпидота, меньшим гематита и магнетита.

Муздыбулакская свита — верхняя из свит горноалтайской серии описываемого района. Она представлена значительно преобладающими серо-зелеными кварцево-полевошпатовыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с серо-зелеными, реже серо-лиловыми филлитизированными глинистыми сланцами. Характер переслаивания во многих пакетах ритмичный или субритмичный, но имеются пачки, где ритмично-слоистые пакеты отсутствуют. Мощность свиты не менее 2500 м. В Сайлюгемском и Южно-Чуйском хребтах она залегает согласно на Тунгурской свите.

Граница проводится по горизонту конгломератов. Особенности переслаивания пород и количественные соотношения песчаников и сланцев позволяют произвести расчленение свиты на три пачки (см. рис. 15).

В породах муздыбулакской свиты нередко наблюдаются микроползневые структуры, гиероглифы, а также микроразмывы глубиной до 10—30 см.

Серо-зеленые песчаники по составу обломочного материала менее разнообразны, чем песчаники тунгурской свиты. Преобладает кварц, которому несколько уступает плагиоклаз, обычно серицитизированный, также много обломков филлитизированных сланцев, порфиритов, кварцитов, магнетита. Тяжелая фракция песчаников муздыбулакской свиты (разрез по водоразделу рек Тары и Жасатера, см. рис. 16) отличается от типичной для тунгурской свиты малым содержанием эпидота и преобладанием гематита и магнетита. Заметно увеличивается содержание лейкоксена, циркона, турмалина, анатаза и слюда.

Относительно состава тяжелой фракции песчаников следует иметь в виду, что приводимые данные характеризуют не только разные по возрасту свиты, но и разные участки территории. Пробы для всех четырех свит отбирались из четырех разрезов, правда, сравнительно недалеко удаленных друг от друга.

Отложения горноалтайской серии с резким структурным несогласием перекрываются маломощными известняково-терригенными отложениями с фауной нижнего силура, от которых они отделены поверхностью глубокого размыва.

### Восточно-Алтайская зона

Почти вся территория Восточного Алтая сложена отложениями докембрийского и нижнепалеозойского (главным образом, кембрийского) возраста. Их стратиграфия долгое время оставалась крайне неясной. Лишь сравнительно недавно — в конце 50-х — начале 60-х годов — основные материалы по стратиграфии древних толщ были получены в результате геологосъемочных работ ВАГТа, охвативших за короткий срок всю территорию Восточного Алтая. Из этих работ для нас наибольшее значение имеют исследования А. Б. Дергунова, М. Н. Барцевой, В. И. Колесникова, Б. А. Яковлева, Л. Г. Васютиной, А. А. Вишневецкого, М. Н. Ланды и Т. С. Гостевой. Кроме работ ВАГТа, для Прителецкого района имеются также данные В. М. Сенникова.

Все эти материалы позволяют наметить стратиграфическую схему древних толщ Восточно-Алтайской структурно-формационной зоны, которая, однако, по своей детальности и обоснованности несколько уступает даже такому сравнительно слабоизученному району, как Южный Алтай.

Восточно-Алтайская зона объединяет три крупные структуры: Телецкий горст, Чулышманский антиклинорий и Башкаусский синклинорий.

#### *Чулышманский антиклинорий и Телецкий горст*

Основная часть территории этих тектонических структур сложена метаморфическими образованиями докембрия, погружающимися на крыльях под более молодые — нижнекембрийские (?) и ордовикские толщи.

Метаморфические образования, слагающие основание стратиграфического разреза, представлены различными метаморфическими сланцами по осадочным породам. В их составе основную роль играют такие минералы, как альбит, кварц, серицит, кальцит и хлорит. В виде маломощных прослоев встречаются кварциты, которые по данным В. И. Колесникова, местами являются хорошими маркирующими горизонтами, а также очень редко мраморизованные известняки. Распространение кристаллических сланцев и гнейсов кварцево-плагиоклазо-биотитовых,

местами с силлиманитом, гранатом, редко амфиболом, кордиеритом и андалузитом, как указывают М. Н. Барцева и В. И. Колесников, связано с контактовым воздействием ордовикских гранитоидных интрузий. В Чулышманском антиклинории мощность толщи, названной нами чулышманской свитой, определяется весьма приближенно — около 7000 м.

В Телецком горсте, по данным Л. Г. Васютиной, Б. А. Яковлева и В. М. Сенникова, кроме парасланцев, в составе метаморфической толщи в резко подчиненном количестве наблюдаются ортосланцы (эпидото-актинолитово-хлоритовые) и метаморфизованные основные вулканогенные породы с реликтами первичных структур. Положение метаморфизованных вулканогенных пород в разрезе толщи спорно. Л. Г. Васютина рассматривает их в составе нижней части разреза толщи, для которой характерна пестрота состава и наличие редких линз известняков. Мощность нижней части разреза в низовьях р. Башкауса оценивается не менее 1500 м. Выше в этом разрезе (2000 м) залегают преобладающие хлорито-кварцевые, карбонатно-хлоритовые сланцы, которым резко подчинены эпидото-карбонатные сланцы и метаморфизованные известковистые кварцевые песчаники. Общая мощность метаморфических образований чулышманской свиты в Телецком горсте составляет, таким образом, около 3500 м (рис. 17, колонка 34). А. В. Борцова, проводившая на севере Телецкого горста тематические исследования, считает, что вулканогенные образования располагаются в верхах метаморфической толщи. Возможно, что в этом случае они соответствуют вышележащей толще.

Стратиграфически выше метаморфических образований чулышманской свиты залегают вулканогенно-осадочные образования карагольской свиты, вероятно, нижнекембрийского возраста. Пространственно они приурочены к периферическим частям Чулышманского антиклинория и Телецкого горста. Состав и строение разреза карагольской свиты непостоянны для различных районов.

В низовьях р. Чулышман в области смыкания Телецкого горста и Чулышманского антиклинория карагольская свита изучена Л. Г. Васютиной и Б. Я. Яковлевым. Здесь одно из двух известных в настоящее время мест, где карагольская свита имеет нормальные взаимоотношения с метаморфическими образованиями докембрия. В основании свиты в районе г. Кумуртук залегает 500-метровая пачка мелко- и крупногалечных полимиктовых конгломератов. Галька конгломератов хорошо окатана и представлена (в порядке количественного убывания) пестроцветными кварцитами, кремнистыми породами, кварцем, песчаниками и разнообразными метаморфическими сланцами. Кроме конгломератов, в базальной пачке имеются линзовидные прослои гравелитов, песчаников и метаморфизованных эффузивов (?). Выше базальной пачки в этом разрезе карагольской свиты залегают полевошпато-кварцевые песчаники с прослоями алевролитов, порфиритов и редкими линзами известняков (600 м), перекрывающиеся 500-метровой пачкой разнообразных вулканогенных пород андезитового ряда. Разрез венчается мощной толщей алевролитов и филлитизированных глинистых сланцев темно-серого и зеленого цвета, содержащих в нижних горизонтах прослои порфиритов и песчаников (см. рис. 17, колонка 34).

На севере Чулышманского антиклинория в бассейне среднего течения р. Чульчи, по материалам М. Н. Барцевой и В. И. Колесникова, в разрезе карагольской свиты, имеющей мощность 3500 м, выделяются две части. Нижняя (2000 м) — сложена серо-зелеными алевролитами и мелкозернистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками, среди

которых в виде прослоев имеются метаморфические сланцы — кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-альбитовые, редко актинолитовые, а также единичные прослои и линзы светло-серых известняков мощностью до первых десятков метров. Среди песчаников в верхах этой толщи встречаются туфогенные породы. Верхняя часть чульчинского разреза карагольской свиты (1500 м) сложена темно-зелеными кварц-плагиоклаз-эпидот-актинолитовыми сланцами, выше переходящими в роговообманковые сланцы. Повышение степени метаморфизма в этом районе связано с влиянием глубинного Шапшальского разлома. Эта толща северо-западно поступенно переходит в менее метаморфизованные вулканогенные образования среднего и основного состава.

Карагольская свита на этом участке, по данным М. Н. Барцевой, залегает без видимого углового несогласия на метаморфических сланцах чулышманской свиты. Однако Ю. С. Перфильев ставит это под сомнение, указывая, что однозначному решению этого вопроса мешает близость зоны Шапшальского глубинного разлома.

Южнее по р. Чулышман близ устья р. Чульчи к карагольской свите относится пестрая по составу толща, в которой преобладают вулканогенные породы среднего состава — альбитофиры, песчаники, а в верхних горизонтах — светло-серые известняки и метаморфические сланцы (кварцево-серицито-хлоритовые, кварцево-плагиоклаз-актинолитовые и др.). Общая мощность этой толщи 1500 м (см. рис. 17, колонка 35). Соотношения с двумя другими описанными выше разрезами карагольской свиты неясны: рассматриваемый участок отделен от них интрузией гранитондов и связанной с ней зоной контактового метаморфизма. Однако многие исследователи (Ю. С. Перфильев, В. И. Колесников, М. Н. Барцева и др.) предполагают, что эта карбонатно-вулканогенная толща по аналогии с другими районами (Западный Саян, Катунский антиклинорий) является самой верхней в сводном разрезе карагольской свиты.

В юго-восточной части Чулышманского антиклинория с карагольской свитой описанных выше районов Т. С. Гостева сопоставляет толщу метаморфических сланцев кварцево-серицито-биотито-хлоритовых, переходящих выше в амфиболиты, с прослоями кварцитов и светло-серых мраморизованных известняков. Толща вскрывается в тектоническом клине зоны глубинного Шапшальского разлома, ограничивающего с северо-востока Чулышманский антиклинорий. Вскрытая ее мощность около 2000 м.

Юго-восточнее на продолжении этой зоны, в верховьях рек Шуя и Чинге-Хема, А. А. Вишневецкий с карагольской свитой параллелизует толщу метаморфизованных средних и основных эффузивов с известняковыми прослоями. Мощность толщи 3500 м (см. рис. 17, колонка 40). Толща согласно перекрывается песчано-сланцевыми флишоидными отложениями.

Карагольской свитой, вероятно, нижнекембрийского возраста и заканчивается, по существу, разрез древних толщ Телецкого горста и Чулышманского антиклинория. Лишь на северо-западном окончании Чулышманского антиклинория в так называемой Еринатской мульде среди отложений, условно относимых ранее к нижнему девону, А. Б. Дергунов обнаружил нижнеордовикскую и каменноугольную фауну. Нижнеордовикские отложения представлены пестроцветными полимиктовыми песчаниками, сланцами и конгломератами мощностью не более 1000 м. Они залегают с резким структурным несогласием на вулканогенно-осадочных отложениях карагольской свиты, отделяясь от них глубоким размывом.

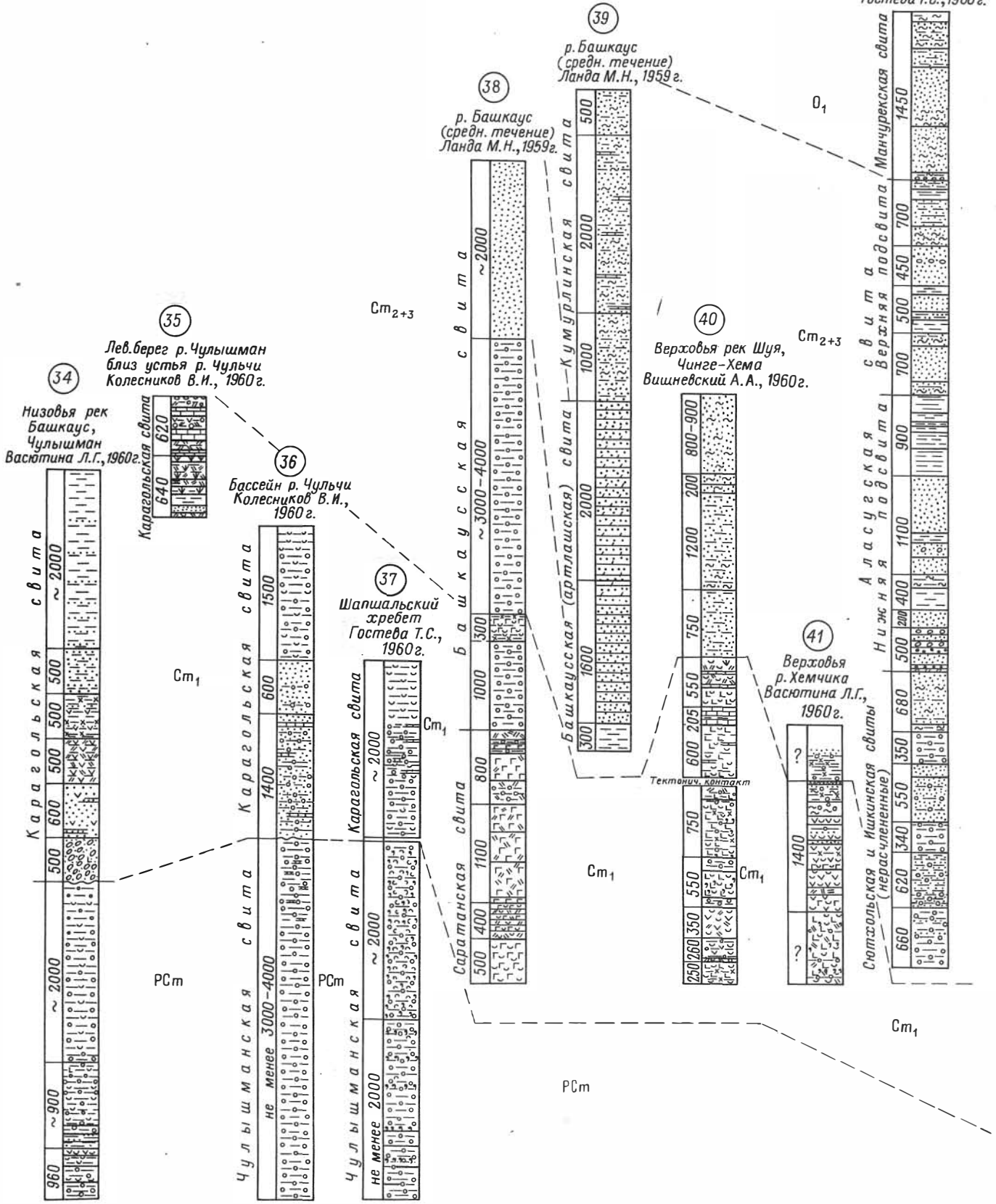


Рис. 17. Схема сопоставления геологических разрезов докембрийских и нижнепалеозойских образований Восточного Алтая (Телецкий горст, Чулышманский антиклинорий, Башкауский синклинорий).



Наиболее древние образования Башкауского синклиория вскрываются в его краевых частях и тесно связаны с толщами смежных антиклинальных структур.

В юго-западной части синклиория на границе с Курайским горстом породы интенсивно метаморфизованы вплоть до образования биотитороговообманковых кристаллических сланцев и гнейсов, местами с силиманитом или гранитом. Метаморфизованы породы очень неравномерно. Наряду с высокометаморфизованными участками есть места, где их первичный состав диагностируется даже без микроскопа. Существование таких слабометаморфизованных участков дало возможность А. Н. Кононову, а также В. А. Платкову и Г. В. Болдыреву установить первичный осадочно-вулканогенный облик толщи, сходной с нижнекембрийской курайской свитой. Высокая степень метаморфизма связана здесь с наличием глубинного разлома, по которому сочленяются структуры Курайского горста и Башкауского синклиория. Севернее метаморфизованные породы сменяются песчано-сланцевыми отложениями, степень метаморфизма которых постепенно снижается.

В северо-западной части Башкауского синклиория в среднем течении р. Башкауса (бассейн р. Саратан) из-под девонских отложений Улаганской мульды вскрывается толща метаморфизованных вулканогенных пород основного состава, выделяемая М. Н. Ланда в саратанскую свиту, как аналог нижнекембрийской карагольской свиты. Толща сложена главным образом сильно-хлоритизированными порфиритами с редкими прослоями афанитовых кремнистых пород и хлоритовых сланцев. Вскрытая мощность свиты 2900 м (см. рис. 17, колонка 39).

Саратанские эффузивы без признаков размыва перекрываются серо-зелеными метаморфическими сланцами кварцево-серицит-хлоритовыми, кварцево-хлоритовыми и др. Подобные метаморфические сланцы и метаморфизованные полевошпато-кварцевые песчаники занимают обширную территорию в западной части Башкауского синклиория. Они относились ранее к протерозою, а некоторые геологи (А. И. Родыгин, И. А. Вылцан) считают их докембрийскими и сейчас. Однако большинство геологов рассматривает их как нижнекембрийские образования, основываясь на материалах М. Н. Ланда, которая в результате специальных петрографо-стратиграфических работ установила постепенные переходы этих метаморфических толщ в слабометаморфизованные песчано-сланцевые флишoidные отложения центральной и восточной частей Башкауского синклиория.

М. Н. Ланда объединяет эти метаморфические образования в башкаускую свиту, залегающую согласно на саратанских эффузивах и также согласно перекрываемую флишoidными песчано-сланцевыми отложениями. Этим, как можно видеть, придается определенный стратиграфический уровень степени метаморфизма пород, что, кстати, и подчеркивает в своих выводах М. Н. Ланда. Такие выводы нам кажутся в значительной мере искусственными, не вытекающими из фактического материала. В самом деле, трудно понять, почему только на одном определенном уровне столь сильно метаморфизованы породы, а стратиграфически ниже и выше этого уровня степень метаморфизма пород снижается? По-видимому, нужно согласиться лишь с тем, что рассматриваемые метаморфические породы образовались за счет существенно терригенных отложений, залегающих в основном выше саратанских эффузивов. Однако М. Н. Ланда местами среди метаморфических пород отмечались зеленокаменно-измененные вулканогенные породы, а также кремнистые

сланцы и микрокварциты. Кроме того, выше указывалось, что метаморфические сланцы северных склонов Курайского хребта образовались в значительной мере за счет вулканогенно-осадочных пород и область их распространения территориально сливается с площадью сложенной метаморфическими образованиями (среднее течение р. Башкаус). Все это дает основание утверждать, что, по крайней мере, часть метаморфических пород образовалась за счет вулканогенно-осадочных пород, синхронных курайской и саратанской свитам. Интересно, что в метаморфической толще там, где имеются метаморфизованные эффузивы, они резко подчинены парасланцам. По всей вероятности, вулканогенные толщи периферических частей Башкаусского синклинория замещаются существенно терригенными отложениями, подобно тому, как это отмечалось в западной части Катунского антиклинория и на юге Терехтинского горст-антиклинория. Но здесь эти фациальные изменения затушеваны метаморфизмом пород.

Всю основную часть Башкаусского синклинория занимают серо-зеленые песчано-сланцевые отложения, которые мы объединяем в горноалтайскую серию. В среднем течении р. Башкауса горноалтайская серия, по материалам И. Ф. Пожариского, А. Б. Дергунова и А. А. Вишневого, а также М. Н. Ланда, состоит из двух свит.

Нижняя свита — башкаусская — представлена однообразными серо-зелеными кварцево-полевошпатовыми и полевошпато-кварцевыми мелкозернистыми песчаниками, которым подчинены филлитизированные глинистые сланцы. Породы переслаиваются между собой. Характер этого переслаивания в большинстве случаев ритмичный или субритмичный. Наиболее четко выражен ритмичный характер слоистости в верхней половине разреза свиты. Мощности прослоев от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Мощность свиты в разрезе по правобережью р. Башкауса близ устья р. Артлаша составляет 4000 м.

Серо-зеленые песчаники, преобладающие в составе свиты, содержат в псаммитовой фракции кварц (преобладает) и плагиоклаз, редко турмалин и рудный минерал. Цемент — серицито-хлоритовый, местами карбонатизированный. Сланцы представляют собой серицито-хлоритовые породы лепидобластовой структуры.

К башкаусской свите следует относить также значительную часть описанных выше метаморфических пород, развитых в западной части синклинория. Метаморфическая толща, по нашему мнению, в основном синхронна песчано-сланцевым отложениям башкаусской свиты, но, возможно, несколько надстраивает книзу артлашский разрез свиты. В частности, ниже артлашского разреза башкаусской свиты следует помещать толщу полосчатых кварцево-серицито-хлоритовых сланцев мощностью около 3000 м, залегающую в средней части разреза метаморфической толщи, составленного М. Н. Ланда в среднем течении р. Башкауса выше устья р. Саратан (см. рис. 17, колонка 38). Эти сланцы образовались, по данным М. Н. Ланда, в основном за счет глинистых сланцев. Такая мощная существенно сланцевая толща отсутствует в неметаморфизованных разрезах башкаусской свиты. А расположенные в верхах метаморфической толщи метаморфизованные песчаники сопоставимы, по всей вероятности, с артлашским разрезом, где также преобладают песчаники.

На отложениях башкаусской свиты согласно залегает кумурулинская свита, в составе которой также преобладают серо-зеленые песчаники, переслаивающиеся с прослоями зеленовато-серых, редко серофиолетовых алевролитов и филлитизированных глинистых сланцев. Переслаивание пород также имеет ритмичный или субритмичный характер.

Отличия от подстилающих отложений башкаусской свиты заключаются в наличии известковистых разностей песчаников, местами переходящих в песчаные известняки. Известковистые породы, по данным Ю. С. Перфильева и др., характерны преимущественно для средней части разреза свиты, имеющей около 2000 м мощности. Несколько более разнообразен состав обломочного материала песчаников, где, как указывает А. Б. Дергунов, кроме преобладающих кварца и плагиноклаза, в подчиненном количестве встречаются кремнистые породы — турмалин, калиевый полевой шпат, феллитизированные сланцы, порфириды.

Мощность кумурлинской свиты в разрезе по р. Башкаусу между устьями рек Иолду и Артлаш, по М. Н. Ланда, составляет 3500 м. В восточной части Башкаусского синклинория в составе терригенных флишoidных отложений горноалтайской серии А. А. Вишневым также выделяются две свиты, сходные в общих чертах с башкаусской и кумурлинской свитами описанных выше районов. Для обеих свит А. А. Вишневский устанавливает значительные фациальные изменения. Так, нижняя свита в южной части района в бассейнах рек Бугузун, Могун-Бурень представлена грубообломочной сланцево-песчано-конгломератовой толщей, общей мощностью не более 500 м. Конгломераты, гравелиты и грубозернистые песчаники образуют базальную пачку 200 м мощности, залегающую без видимого несогласия на вулканогенно-осадочных породах курайской свиты. В составе обломочного материала конгломератов имеются вулканогенно-осадочные породы подстилающей свиты. Верхняя 300-метровая часть разреза сложена неяснослоистыми песчаниками и сланцами. Севернее, ближе к центральным частям Башкаусского синклинория грубообломочные породы выпадают из разреза свиты, а ее мощность возрастает до 3000 м в бассейне р. Башкауса. Переслаивание пород приобретает флишoidный характер. Примерно такой же характер фациальных изменений устанавливается и для верхней пестроцветной свиты. Ее мощность колеблется от 2000 до 1600 м.

Отложения горноалтайской серии в Башкаусском синклинории перекрываются с резким структурным несогласием карбонатно-терригенными отложениями фаунистически охарактеризованного нижнего силура, от которых они отделены глубоким разрывом.

Заканчивая стратиграфический обзор, следует подчеркнуть, что на большей части территории Горного Алтая отсутствуют прямые данные для определения возраста докембрийских и нижнепалеозойских толщ: они не содержат органических остатков и за редким исключением не имеют непосредственных взаимоотношений с палеонтологически охарактеризованными толщами. Надежно устанавливаются лишь верхние возрастные пределы сводных стратиграфических разрезов рассмотренных отложений: они перекрываются в синклинорных структурах среднедевонскими или нижнесилурийскими отложениями, содержащими соответствующую фауну. Для определения возраста немых толщ Горного Алтая решающее значение приобретают сопоставления с палеонтологически охарактеризованными синхронными разрезами Бийско-Катунской структурно-формационной зоны. Естественно, что эти сопоставления должны основываться главным образом на данных литологии и палеогеографии. Описание литологии древних терригенных толщ приведено выше совместно с описаниями их стратиграфии. Однако эти сведения разбросаны по всем разделам главы и в таком виде не дают цельного представления об особенностях литологии терригенных отложений и изменчивости их состава в вертикальном и горизонтальном направлениях. Поэтому целесообразно специально остановиться на рассмотрении данных по литологии терригенных толщ, прежде чем перейти к обосно-

ванию их возраста. Кроме того, основные выводы по литологии древних толщ в дальнейшем необходимы для палеогеографических реконструкций, формационного анализа, для выяснения эволюции осадкообразования и других общерегиональных вопросов.

## 2. НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ ПО ЛИТОЛОГИИ ДРЕВНИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО АЛТАЯ

В этом разделе, во-первых, обобщены изложенные выше данные об изменчивости литологического состава терригенных отложений, во-вторых, на основе анализа современных гипотез образования ритмичной слоистости флишевых отложений определены палеогеографические условия образования терригенных нижнепалеозойских отложений Горного Алтая, для которых ритмичная слоистость является весьма характерной, в-третьих, приведены соображения об условиях образования красноцветных пород, которые наряду с зеленоцветными породами входят в состав нижнепалеозойских терригенных отложений Горного Алтая.

### Изменчивость литологического состава терригенных отложений

Приведенный выше обзор стратиграфии докембрийских и нижнепалеозойских толщ Горного Алтая позволяет видеть, насколько значительное место среди них занимают существенно терригенные песчано-сланцевые отложения. Почти во всех структурно-формационных зонах, за исключением Бийско-Катунской и Уйменско-Лебедской, стратиграфические разрезы докембрия и нижнего палеозоя представлены главным образом терригенными толщами, обладающими огромной мощностью, достигающей 10—15 км. Наиболее древние из этих терригенных отложений вскрыты в крупных антиклинориях — Терехтинском, Чулышманском и Телецком, где они превращены в метаморфические породы. Высокий метаморфизм скрывает особенности их первичного литологического состава, структуры и возможные фациальные изменения. Подавляющая часть более молодых и относительно слабометаморфизованных отложений объединяется в горноалтайскую серию. Из них лишь маралихинская свита, древнейшая в Талицком антиклинории, не входит в состав горноалтайской серии и весьма существенно отличается от нее по литологическому составу.

Для отложений горноалтайской серии характерно литологическое однообразие разрезов на всей обширной площади их распространения. Набор литологических разновидностей пород, образующих мощные разрезы горноалтайской серии, чрезвычайно ограничен. Наиболее характерны серо-зеленые полевошпато-кварцевые и кварцево-полевошпатовые мелкозернистые песчаники, алевролиты и филлитизированные глинистые сланцы. В значительно меньших количествах присутствуют полимиктовые песчаники, обычно пестроцветные — серо-лиловые, зеленовато-лиловые и серо-фиолетовые, а также красноцветные глинистые и кремнисто-глинистые сланцы. Ничтожна роль грубообломочных пород — гравелитов, конгломератов и грубозернистых песчаников. За редкими исключениями для горноалтайской серии характерно отсутствие карбонатного материала как в виде самостоятельных прослоев известняков, мергелей, так и в виде цемента в терригенных породах. Сами породы — песчаники, алевролиты, сланцы, взятые из различных районов Алтая и из разных частей разреза, в большинстве случаев совершенно не отлича-

мы ни по внешним признакам, ни под микроскопом. Это литологическое однообразие, как очень характерная черта горноалтайской серии, отмечается буквально всеми исследователями.

Однако при общем литологическом однообразии отложениям горноалтайской серии свойственны и вполне определенные изменения, устанавливаемые при исследовании обширных территорий, а также при сопоставлении отдельных частей единого разреза. Эти литологические изменения выражаются главным образом непостоянством количественных соотношений ограниченного набора пород — песчаников, сланцев, алевролитов и т. д., что устанавливается лишь при сравнениях и сопоставлениях.

Литологические изменения отложений горноалтайской серии проявляются в двух направлениях — **вертикальном** и **горизонтальном**.

Выявление изменений литологического состава серии **по вертикали** давало основание исследователям для ее расчленения на ряд свит и пачек. При расчленении учитывались в первую очередь местные особенности строения разрезов, что в сочетании с неравномерной изученностью определяет различия стратиграфических схем горноалтайской серии в разных тектонических структурах. Несмотря на такие различия, при сопоставлении стратиграфических схем выясняются общие для всего Горного Алтая закономерности в изменении литологического состава горноалтайской серии в вертикальном направлении.

Прежде всего наиболее отчетливо выявляется двучленное строение разрезов горноалтайской серии: повсеместно нижняя часть разрезов сложена зеленоцветными породами, а верхняя часть — пестроцветными. Это общее закономерное изменение цвета пород по вертикали единодушно отмечается всеми исследователями, начиная с Б. Ф. Сперанского, который впервые в 1929 г. подметил его в Северо-Западном Алтае. При более внимательном изучении разрезов, каждая из упомянутых двух частей горноалтайской серии обнаруживает следующие закономерности своего строения и состава, справедливые в той или иной мере для всей территории Горного Алтая.

В разрезах нижней зеленоцветной части горноалтайской серии выявляется преобладание в низах существенно сланцевых отложений. Это засурьинская и кузуюкская свиты, низы башкауской, местами кудатинской и казаньгирской свит. К сланцевой части разреза нередко приурочены маломощные горизонты серо-фиолетовых глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, а в отдельных случаях редких прослоев тонкослоистых яшмоидов и порфиритов.

Сланцы вверх по разрезу уступают место серо-зеленым песчаникам, которые всегда переслаиваются со сланцами. Характер переслаивания пород в целом для Алтая изучен еще сравнительно слабо. Имеющиеся сведения ограничиваются в основном общим указанием флишoidного характера такого переслаивания пород для всех районов распространения горноалтайской серии. Специальные наблюдения за характером переслаивания пород проведены лишь в отдельных районах Южного Алтая. При этом устанавливается, что ритмичная слоистость наиболее отчетлива для верхов зеленоцветной части разреза серии. Как правило, к верхам разреза уменьшаются мощности терригенных ритмов. Одновременно появляются маломощные прослои серо-фиолетовых глинистых сланцев, количество которых кверху увеличивается. Это служит основанием для выделения в некоторых районах самостоятельных свит (жумалинская, калагашская) или подсвит. В остальной сланцево-песчаниковой части зеленоцветной толщи наряду с пачками, обладающими ритмичной слоистостью, содержатся также пачки, в которых слоистость или отсут-

ствует, или выражена менее четко. Мощности терригенных ритмов в низах разреза обычно более значительны, чем в верхних его частях.

Петрографические особенности пород, особенно сланцев, исключительно постоянны для всей этой мощной зеленоцветной части разреза горноалтайской серии. Обломочный материал сравнительно хорошо окатан, отсортирован и состоит в основном из кварца с подчиненным количеством плагиоклаза. Кроме таких олигомиктовых полевошпато-кварцевых песчаников, редко встречаются полимиктовые песчаники. Они обычно приурочены к тем частям разрезов, где встречаются прослои порфириров или кремнистых сланцев.

Верхняя пестроцветная часть горноалтайской серии, помимо окраски пород, отличается от нижней зеленоцветной рядом литологических особенностей. Здесь появляются грубообломочные породы — гравелиты, конгломераты, хотя в целом толща бывает местами даже более тонкообломочная, чем нижняя зеленоцветная. Ведущую роль приобретают полимиктовые песчаники. Состав обломочного материала, а также тяжелой фракции песчаников значительно более разнообразен. Обычна слабая окатанность обломков. Ритмичное переслаивание пород, как правило, выражено менее четко, а местами (суеткинская и кадринская свиты) вообще отсутствует. Наиболее красноцветны нижние горизонты рассматриваемой пестроцветной толщи. К верхам количество и мощность прослоев зеленоцветных пород увеличиваются, а местами они даже значительно преобладают (муздыбулакская свита).

Все указанные выше литологические изменения горноалтайской серии в вертикальном направлении совершаются исключительно постепенно. Границы между свитами и пачками условны, нерезки.

Из метаморфизованных терригенных отложений Горного Алтая в состав горноалтайской серии не входит лишь маралихинская свита Северо-Западного Алтая. Она наращивает книзу разрез горноалтайской серии и по многим литологическим характеристикам близка к нижней ее свите — засурьинской. Близким является общий тонкообломочный состав, с наличием кремнистого материала, резким преобладанием кварца в обломках над полевым шпатом. Отличия заключаются также в постоянном присутствии углеродистого материала, придающего породам темно-серую и черную окраску. Обычна большая роль кварца в ущерб хлориту, а также присутствие местами первичного известковистого материала в цементе кварцевых песчаников. Ничтожно содержание тяжелой фракции песчаников (см. рис. 12).

Менее эффективны, но столь же бесспорны литологические изменения терригенных отложений (в основном горноалтайской серии) в **горизонтальном** направлении. В стратиграфическом разделе нами выделен фактический материал, несомненно подтверждающий фациальные изменения рассматриваемых древних терригенных отложений. Эти изменения выявляются в краевых частях тектонических структур, сложенных в основном терригенными толщами, например в районе северо-западной окраины Ануйско-Чуйского синклинория, смежной с Катунским антиклинорием и Кадринско-Баратальским горстом, а также на юго-западном крыле Талицкого антиклинория, где литологические изменения особенно ясно выражены для уровня засурьинской и чарышской свит. Такие изменения имеются и в маралихинской свите, хотя они там и слабо выражены (повышение карбонатности). Отчетливы литологические изменения и на северо-западе Южно-Алтайского синклинория, близ Терехтинского горст-антиклинория, а также в южной и северо-западной частях Башкауского синклинория, смежных с Курайским и Телецким горстами.

Несмотря на некоторое своеобразие литологических изменений, все

им свойственны многие общие черты, что и определяет их закономерный характер. Эти закономерные изменения выражаются следующим образом. Прежде всего повсеместно в краевых частях синклинальных структур, где распространены терригенные толщи, по сравнению с их центральными частями значительно ухудшается окатанность и сортировка и увеличивается размер обломков в терригенных породах. Местами появляется известковистый материал как в цементе обломочных пород, так и в виде редких и маломощных прослоев известняков (районы, смежные с Катунским антиклинорием). Далее состав обломков в песчаниках меняется от олигомиктового полевошпато-кварцевого, характерного для основных центральных площадей распространения терригенных отложений, до резко полимиктового в краевых частях этих же структур. Наконец, в краевых частях синклинальных структур для терригенных отложений совершенно не характерна ритмичная слоистость. Кроме того, в некоторых случаях удается доказать сокращение мощностей синхронных осадочных пачек (материалы В. В. Волкова по Чергинскому и Чарышскому районам, А. А. Вишневого — по району верховьев рек Башкауса и Бугузуна, Ю. С. Перфильева и В. В. Волкова — по северо-западной части Южно-Алтайского прогиба).

Все указанные литологические изменения устанавливаются для различных стратиграфических уровней горноалтайской серии. Кроме того, в нижних частях разреза горноалтайской серии в направлении от центральных к периферическим частям геосинклинальных структур появляются прослои кремнистых сланцев, нередко имеющих лиловую окраску, миндалефиров, порфиритов, вулканических брекчий и лавоконгломератов. Количество прослоев и мощность этих пород постепенно возрастают. Наиболее эффектно такие изменения проявлены в Чергинском районе, а также в бассейнах рек Кучерлы, Курагана в Южном Алтае и в Чарышском районе близ с. Краснощекково в Северо-Западном Алтае.

Характер перечисленных выше литологических изменений убедительно доказывает, что областями питания, поставляющими терригенный материал для отложений горноалтайской серии, являются площади геосинклинальных структур, сложенных карбонатно-вулканогенными и осадочно-вулканогенными толщами, — Катунского и Чулышманского антиклинориев, Телецкого, Курайского и Кадринско-Баратальского горстов, Терехтинского горст-антиклинория и в незначительной степени Талицкого антиклинория. Это подтверждается и составом обломочного материала песчаников и конгломератов, где отмечаются разнообразные вулканогенные породы, силицилиты, кремнистые сланцы, а местами такие неустойчивые по отношению к транспортировке обломки, как известняки, пироксены, роговая обманка и т. д. (Волков, 1965). Следует подчеркнуть, что указанные области сноса остаются постоянными в течение всего времени осадкообразования горноалтайской серии, так как литологические изменения ее отложений установлены для разных стратиграфических уровней.

Таким образом, изучение терригенных отложений показывает, что, несмотря на их литологическое однообразие, выявляются вполне очевидные изменения их состава как в вертикальном, так и горизонтальном направлениях. Изменчивость литологического состава терригенных толщ по вертикали позволяет приводить их стратиграфическое расчленение и дает материалы для выяснения общей эволюции условий осадкообразования в тех или иных тектонических структурах Горного Алтая. Изменчивость состава терригенных толщ в горизонтальном направлении позволяет выявить области сноса и направление переноса обломочного материала.

## Происхождение ритмичной слоистости флишеидных терригенных отложений

(Краткий обзор современных гипотез)

Ритмичная слоистость относится к весьма распространенным типам слоистости осадочных пород. Она наблюдается в осадочных толщах различного литологического состава и фациального облика. В геологической литературе ритмичная слоистость описана в толщах самого различного возраста — от древних метаморфизованных толщ Восточного Саяна, Казахстана, Сибирской, Русской и Северо-Американской платформ до клабодиагенетизированных отложений современных морей и океанов. Многообразные проявления ритмичной слоистости являются, по общему признанию, следствием различий в причинах ее возникновения.

В связи с проблемой изучения древних толщ Горного Алтая особый интерес представляет вопрос образования ритмичной слоистости, главным образом существенно терригенных песчано-сланцевых отложений, подобных описанным выше флишеидным отложениям горноалтайской серии. Правда, вопросы происхождения терригенного ритма так или иначе связаны с вопросами слоистости вообще.

Прежде всего следует оговориться, что термин «ритм» здесь употребляется в понимании Н. Б. Вассоевича. Этим термином обозначается закономерное сочетание литологических разновидностей пород, которое в вертикальном сечении небольшой мощности (сантиметры, метры) имеет асимметричное строение, именно закономерное постоянно асимметричное строение ритма и отличие его в первую очередь от других типов слоистости.

Ритмы флишевых отложений имеют в основании наиболее грубозернистый осадок, который выше постепенно сменяется тонкозернистым. В кровле ритм всегда сложен наиболее тонкообломочными осадками. Границы раздела ритмов четкие, резкие. Если обозначить нижнюю, среднюю и верхнюю части ритмов соответственно буквами *A*, *B* и *C*, то ритмичную слоистость флишевых отложений можно выразить формулой *ABC*, *ABC*, *ABC* и т. д. Если использовать эту же формулу для аритмичных отложений, то она во многих случаях будет выглядеть как *ABCBA**BC*. Эту слоистость иногда называют «маятниковой», но наиболее распространено наименование «цикличная».

Большинство исследователей, рассматривавших вопросы происхождения ритмичной слоистости флишевых толщ, ведущими причинами ритмообразования считают тектонические движения. Физико-географические и космические факторы, по общему мнению, не имеют существенного значения и проявляются лишь в частных случаях.

В противовес этому Д. В. Наливкин считает, что подавляющее большинство флишевых ритмов, как и вообще всех ритмов малой мощности (микроритмов — по Д. В. Наливину), с тектоническими причинами совершенно не связаны (1956, ч. 1, стр. 92—93, 1961 и др.), а главенствующее значение в ритмообразовании имеют климатические и сезонные изменения, периодические ураганы, бури и другие физико-географические факторы. Однако влияние этих факторов ритмообразования Д. В. Наливкин разбирает и обосновывает на толщах преимущественно континентального образования, а для морских толщ их влияние, по его мнению, ступевывается, и ритмичная слоистость для них не является характерной. К существенно континентальным образованиям Д. В. Наливкин отнес и типичные флишевые отложения, о чем, по его мнению, говорит отсутствие морской фауны, а также сходство их с угленосными толщами.



Он считает, что флиш — это отложения приморских аллювиальных равнин, обладающих почти всеми признаками угленосных толщ, в которые они и переходят по простиранию (1961). Возможно, что к этим выводам Д. В. Наливкин пришел при изучении каких-либо конкретных флишеидных отложений, но распространение этих выводов на все вообще флишевые толщи, по-видимому, не обосновано. Принадлежность большинства флишевых и флишеидных отложений к морским толщам в общем очевидна и описана в литературе.

Считая тектонические движения главными факторами в образовании ритмичной слоистости флишевых отложений, исследователи, однако, расходятся в представлениях о самом механизме ритмообразования. Мнения исследователей по этому вопросу можно объединить в две группы. Одни исследователи считают, что связь между тектоническими движениями и ритмообразованием прямая, непосредственная, что каждому конкретному тектоническому движению вертикального направления соответствует образование одного конкретного флишевого ритма. Другие предполагают, что связь ритмообразования с тектоническими движениями более сложная.

Представления о непосредственной причинной связи ритмообразования с вертикальными тектоническими движениями земной коры нашли выражение в работах Н. Б. Вассоевича, Л. Б. Рухина, В. В. Белоусова, В. Е. Хаина, Г. Д. Ажгирея, М. С. Швецова, Ю. А. Жемчужникова, В. А. Гросгейма, отчасти А. А. Арустамова, Н. В. Логвиненко и др.

Н. Б. Вассоевич в результате своих фундаментальных исследований мел-палеогенного известняково-терригенного флиша Кавказа выдвинул «осцилляционную» гипотезу образования ритмичной слоистости флишевых отложений. По этой гипотезе образование флишевых ритмов связано с мелкими колебательными движениями земной коры и (как следствие этого) периодическими колебаниями («осцилляциями») дна бассейна, изменениями его глубины и характера осадконакопления. Наиболее грубозернистые осадки, залегающие в основании ритма, соответствуют наименьшей глубине бассейна седиментации; тонкообломочные, обычно глинистые или известняково-глинистые осадки, слагающие верхнюю часть ритма, отвечают наибольшей глубине бассейна. На этот главный процесс ритмообразования накладываются морские течения, которые обуславливают появление так называемой «слойчатости», т. е. дополнительной микрослоистости, осложняющей ритмичную слоистость. «Слойчатым» нередко бывает и нижний, наиболее грубозернистый элемент ритма, но особенно часто верхний — глинистый. С позиций «осцилляционной» гипотезы флиш образуется в сравнительно мелководных бассейнах, где вертикальные колебательные движения небольшой амплитуды могут привести к изменению фациального облика осадков. Флишевый ритм, таким образом, является полифаціальным образованием. «Осцилляционная» гипотеза после опубликования монографических работ Н. Б. Вассоевича (1948, 1951) получила широкое распространение среди советских геологов.

С мелкими пульсационными колебательными движениями связывал процесс ритмообразования также и Л. Б. Рухин. Он полагал, что «вследствие этого имеет место чередование размыва и накопления осадков. Происходящие при этом трансгрессии и регрессии моря сказываются на характере образующихся отложений» (Рухин, 1961, стр. 360). В соответствии с этим «идеальный ритм», по Л. Б. Рухину, «состоит из двух частей: нижней, или трансгрессивной, и верхней, или регрессивной» (1959, стр. 80). Однако Л. Б. Рухин считает, что в частных случаях ритмичная слоистость может возникнуть и при относительно постоянном положении

береговой линии, но «при периодическом изменении характера осадочного материала, выносимого из области сноса. Причиной этого чаще всего являются изменения рельефа, вызванные местными колебательными движениями». (1961, стр. 360). Полагая, что ритмы отделены друг от друга перерывами в осадконакоплении, Л. Б. Рухин отмечает, что с удалением от области сноса эти перерывы выражены все менее и менее отчетливо. Следует отметить, однако, что под термином «ритм» он понимал весьма разнообразные типы слоистости, объединенные одним лишь признаком — сравнительно небольшим (менее 1 млн. лет) временем формирования. В отличие от «ритмов» «циклы» — длительно формирующиеся комплексы осадков.

Близки к высказанным и представления В. В. Белоусова, согласно которым «образование слоя и поверхности, отделяющей его от следующего слоя, свидетельствует о ритмичной смене прогибания земной коры остановкой или некоторым ее поднятием на фоне общего прогибания» (1954, стр. 234). «Кровля ритма обычно размыта и следующий ритм начинается снова слоем наиболее грубого осадка» (там же).

Г. Д. Ажигирей, полагая, что причины ритмообразования, как и слоеобразования, вообще разнообразны, выделяет как ведущий для морских толщ фактор вертикальные тектонические движения. Он считает, что «в ряде случаев (но отнюдь не всегда) последовательная смена в стратиграфической колонке снизу вверх грубообломочных осадочных пород более мелкообломочными вызывается вертикальными тектоническими движениями, направленными вниз, сопровождающимися трансгрессией моря на сушу» (1956, стр. 9). Эта трансгрессивная серия осадочных отложений сменяется регрессивной серией при движениях противоположного знака. Сходных представлений о ритмообразовании, а также слоистости вообще придерживаются М. С. Швецов, В. А. Гросгейм, В. Е. Халин и некоторые другие исследователи.

Несколько по-иному представляет и непосредственную причину связи ритмообразования и вертикальных тектонических движений А. А. Арустамов. Изучая силурийский флиш хребта Нура-Тау, он установил, что область сноса для флишевых отложений являются подводные хребты — «кордильеры» — в пределах самого седиментационного бассейна. Периодические поднятия этой «кордильеры», ее размыв и являются, по его мнению, главной причиной образования флишевых ритмов.

Более сложную, но также несомненную связь ритмообразования с колебательными движениями земной коры предполагают А. М. Кузьмин и А. И. Осипова. Первый, рассматривая различные гипотезы слоеобразования (ритмообразования), в своей капитальной сводке (1950) выдвигает как наиболее вероятную причину — действие морских течений. Транспортирующая способность последних под действием тектонических факторов периодически меняется, и это приводит, по его мнению, к образованию ритмичной слоистости. Наиболее грубозернистые осадки образованы течениями с наибольшей скоростью. В определенные моменты наибольшей скорости донные течения размывают ранее отложившиеся осадки, образуя, таким образом, резкие поверхности раздела между ритмами. Сходных представлений придерживается и А. И. Осипова (1945, 1950), которая также отдает предпочтение донным течениям, приносящим наиболее грубозернистый песчаный материал. При отсутствии течений или при малой их силе отлагается глинистый материал. Правда, А. И. Осипова подчеркивает (1950) недостаточность фактического материала для полного объяснения причин ритмообразования.

Рассмотренные выше гипотезы, в которых в той или иной мере утверждается непосредственная прямая причинная связь ритмообразования

и колебательных тектонических движений земной коры, имеет ряд весьма уязвимых мест. Главным недостатком является, на наш взгляд, неудовлетворительное объяснение образования **первичной асимметричности флишевого ритма**. Колебательные движения имеют два направления — воздымание и погружение, а в разрезе асимметричного флишевого ритма зафиксировано только одно погружение. То же можно сказать и по отношению к периодическим поднятиям и опусканиям «кордильер», а также по отношению к периодическому усилению и ослаблению донных течений. Перечисленные гипотезы в какой-то мере приложимы лишь для объяснения механизма образования «циклической» или «маятниковой» слоистости, но они не объясняют отсутствие во флише той части осадков, которая должна составлять зеркальное отражение флишевого ритма. Почему отсутствует «регрессивная», по А. Б. Рухину и Г. Д. Ажгирею, часть флишевого ритма? Некоторые исследователи (В. В. Белоусов, А. М. Кузьмин) предполагают перерывы в осадконакоплении и размывы, разделяющие ритмы. Это встречает единодушное возражение исследователей, занимавшихся изучением флишевых отложений (Н. Б. Вассоевич, В. С. Гросгейм, Б. М. Келлер, И. В. Хворова, А. И. Осипова, Н. В. Логвиненко и многие другие. Трудно объяснить, например, почему процесс размывания, если такой существовал, каждый раз заканчивался на наиболее тонкообломочных слабодиагенетизированных и потому наиболее податливых к размыванию осадках? Почему размытыми оказались пески и сохранились глины? Все это заставляет считать маловероятными предположения о размывах, разделяющих ритм.

Развитие гипотез ритмообразования во многом обязано изучению современных осадков и сравнению их с более древними отложениями. Так, еще А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, объясняя наличие песков в глубоководных частях Черного моря, считали, что это, по-видимому, результат непростого перемещения береговой линии, а следствие «катастрофических изменений в условиях приноса материала» (1938, стр. 110). Появление глубоководных песков связано, по их мнению, со сбросами, землетрясениями, оползнями и другими проявлениями тектонических движений, которые могли иметь место в пределах континентальной ступени. Эти моменты усиления тектонических движений могут вызывать в глубоких слоях воды сильные возмущения, временные течения, в результате которых ранее отложившийся недиагенетизированный осадок взмучивается. При осаждении этого взмученного осадка и образуется асимметричный флишевый ритм. Механизм образования ритма, по А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову, как мы видим, хорошо объясняет главную его особенность — первичную асимметричность. А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, придавая ведущее значение тектоническим факторам в процессе слоеобразования вообще, и ритмичной слоистости в частности, эту причинную связь считают более сложной. Однако по этой гипотезе, предполагающей периодические взмучивания уже отложившегося осадка обязательными считаются размывы, разделяющие смежные ритмы. А это противоречит, как мы видим, фактическим наблюдениям.

Сходных представлений о флишевом ритмообразовании придерживались В. П. Батуриным (1941) и Б. М. Келлер (1949). Последний особенно четко сформулировал основные положения так называемой гипотезы эпизодичности, согласно которой ритмичная слоистость возникает в результате эпизодически происходящих и кратковременных событий — штормов, моретрясений, взмучивающих осадков на мелководье и выносящих их в более глубокие участки моря.

Высказанные А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым, а также В. П. Батуриным и Б. М. Келлером соображения о механизме форми-

рования флишевого ритма очень близки к гипотезе так называемых турбидных потоков — самой распространенной в настоящее время среди зарубежных и советских геологов гипотезе образования ритмичной слоистости терригенных флишеидных отложений. Основные положения этой гипотезы сформулированы Ф. Х. Кюненом в ряде работ (1953, 1959).

Основываясь главным образом на изучении осадков современных морей и океанов, Ф. Х. Кюнен считает, что обломочный материал, поступающий с континента, накапливается главным образом, в мелководной зоне. Если и существовала эпизодичность, пульсационность в поступлении материала, что является непосредственным отражением тектонических движений или климатических изменений, то в течение длительного времени накопления обломочного материала эти черты полностью стираются в мелководной обстановке под действием волн. Накапливаясь на границе континентального склона, слабосортированные отложения, насыщенные водой, представляют собой довольно мобильную массу, удельный вес которой значительно превышает удельный вес морской воды. По мере накопления материала эта масса, достигая определенных критических величин, начинает стекать вниз по склону и, освобождаясь от наиболее грубого материала, развивает большую скорость. Возникают так называемые турбидные (грязевые, или мутьевые) потоки (*turbidity currents*). Решающим толчком для начала таких потоков могут быть сильные штормы, землетрясения. С потерей скорости турбидного потока начинается осаждение обломочного материала, причем наиболее крупные частицы осаждаются быстрее и образуется асимметричный флишевый ритм. Верхняя тонкообломочная часть ритма с турбидными потоками, возможно, связана только отчасти, а главным образом является просто пелагическим осадком. Несомненно, что формирование этой тонкообломочной части ритма несравненно более продолжительно, чем нижней грубообломочной его части.

Гипотезы турбидных потоков как основной причины образования флишевого ритма придерживаются сейчас очень многие исследователи. Среди них можно отметить Б. М. Келлера (1949), И. В. Хворову (1958), I. Hinze (1960), R. Leahy (1959), Ph. Kuenen (1953), E. Buffington (1961), D. Gorsline, K. Emery (1959), E. Naaf (1956), A. H. Bouma (1959), K. Hsu (1958) и многих других. Кроме того, и Н. Б. Вассоевич в своих последних работах также признает большую роль турбидных потоков в образовании ритмичности (1959, 1960, 1962). Он считает, что объяснить происхождение флиша сможет гипотеза, которая соединит в себе элементы «мутьевой» и «осцилляционной» гипотез (1962). Таких же взглядов придерживаются и Н. В. Логвиненко, Г. В. Капова, В. Г. Космачев, Д. П. Шапошников (1962).

Существование турбидных потоков подтверждается следующими данными. Для многих флишевых отложений характерны признаки течений: гиероглифы—слепки со струй течения, мелкая потоковая слоистость и др. (Хворова, 1958; Hsu, 1958; Leahy, 1959; Gorsline и Emery, 1959). Турбидные потоки были получены также и экспериментальным путем (Кюнен, 1953; Hinze, 1960; Buffington, 1961). Кроме того, в результате известного землетрясения 1929 г. близ Ньюфаундленда возник, как установлено, мощный грязевой поток, который прошел 650 км при ширине 277 км со скоростью до 28 км/сек, согласно расчетам Ф. Х. Кюнена. Экспериментальные данные Hinze (1960) подтверждают эти расчеты.

Таким образом из всех рассмотренных гипотез ритмообразования только гипотеза турбидных потоков наиболее стройно объясняет все тектурные и литологические особенности двухкомпонентного терригенного

флиша. Лишь для образования известняково-терригенного флиша гипотеза турбидных потоков требует дополнения и усложнения.

Терригенный двухкомпонентный флиш, в образовании которого главную роль играют турбидные потоки, является в основном глубоководным образованием. Современные океанологические исследования обнаруживают флишеподобные терригенные отложения в самых различных глубоководных участках. Так, Ф. Х. Кюнен, обобщавший большой материал по современным осадкам, считает, что образование флиша происходит на глубине более 200 м, а в отдельных случаях и более 2000 м. Флишеподобные отложения обнаружены, например, на глубине 4000—5000 м у Бермудских островов (Кюнен, 1959). Глубоководные флишеподобные отложения описывались также А. Д. Архангельским (1927, 1930), А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым (1938), П. Л. Безруковым, Е. М. Романкевичем (1960), П. Л. Безруковым, А. П. Лисициным, В. П. Петелиным, Н. С. Скорняковой (1961), Т. В. Кленовой (1962), Буркармом (Bourcart, 1960), А. Н. Бумой (Bouma, 1959), Д. С. Горслэйном и К. О. Эмери (Gorsline, Emery, 1959) и др. О глубоководности терригенного флиша говорит и отсутствие текстурных признаков, свойственных мелководным образованиям (Кюнен, 1961). Восстанавливая палеогеографические условия образования верхнепалеозойского флиша в Южном Урале, И. В. Хворова (1958) также указывает на глубоководность этих отложений. Принимая, что в современных морях подводное оползание осадков происходит при наклоне дна в 2—4°, И. В. Хворова рассчитывает, что уже в 15—20 км от берега (области сноса) глубина бассейна достигает 800—1000 м.

Такие расчеты можно произвести для любых флишевых отложений, если известны области сноса. Приложение, например, аналогичных расчетов для флишоидных отложений Горного Алтая определяет глубины их формирования, почти повсеместно превышающие 800—1000 м. С глубоководностью терригенных флишевых отложений Горного Алтая хорошо увязывается и такая их особенность, как бедность органическими остатками и отсутствие первичного карбонатного материала.

Доказательство глубоководности нижнепалеозойских флишоидных отложений Горного Алтая, вытекающее из условий образования ритмичной слоистости терригенных осадков, является для нас наиболее важным выводом этого раздела.

### **Условия образования красноцветных пород в нижнепалеозойских флишоидных отложениях Горного Алтая**

В составе терригенных флишоидных отложений горноалтайской серии почти повсеместно присутствуют сланцы, редко песчаники, имеющие красноватую окраску различных оттенков: серо-фиолетовую, серо-лиловую, сургучно-красную, зеленовато-лиловую. Красноцветные породы резко подчинены преобладающим в горноалтайской серии зеленоцветным породам, среди которых они образуют прослои обычно малой мощности — от нескольких сантиметров до метров, редко — до первых десятков метров. Только местами в некоторых частях разрезов флишоидных отложений преобладают красноцветные окраски.

В геологических разрезах терригенных флишоидных отложений горноалтайской серии красноцветные породы появляются на двух уровнях — верхней и нижней частях сводных разрезов серии. Наличие красноцветных пород служит для многих исследователей главным признаком, который позволяет выделить верхние пестроцветные части

разрезов горноалтайской серии в самостоятельные свиты. Это, например, суеткинская свита Северо-Западного Алтая и такелинская свита Южно-Алтайского синклинория. Пестроцветными являются также верхние части мощных разрезов нижнепалеозойских флишoidных терригенных отложений Тувы, Западного Саяна, что являлось основанием для выделения самостоятельных свит в этих районах. Красноцветы в нижних частях разрезов флишoidных отложений слабо распространены, но тем не менее установлены в настоящее время почти во всех районах Горного Алтая. Кроме этих двух обособленных уровней, красноцветные породы очень редко встречаются и в других частях разрезов терригенных отложений в виде маломощных быстро выклинивающихся прослоев.

Верхние пестроцветные свиты горноалтайской серии (для всего Горного Алтая), несмотря на отсутствие в этих отложениях каких-либо органических остатков, многие исследователи считают безусловно одновозрастными — предположительно нижнеордовикскими (унифицированная схема 1956 г., серийная легенда к геологическим картам и др.). Суеткинская свита Северо-Западного Алтая предполагается, например, одновозрастной текелинской свите южных районов Алтая только на основании сходства состава (главным образом, наличие красноцветных пород в обеих свитах) и сходного положения в геологическом разрезе. Обе свиты также условно сопоставляются с пестроцветными отложениями чойской свиты Уйменско-Лебедского синклинория, где известна нижнеордовикская фауна.

Вполне понятно, что подобные корреляции основаны на предположении об **одновременном** появлении красноцветных осадков на значительной территории, включающей, по крайней мере, весь Горный Алтай. Между тем вероятность такого предположения далеко не очевидна и, по существу, никем еще не доказана. Действительно, какие же изменения в условиях осадкообразования привели к появлению красноцветных осадков? Насколько вероятна одновременность таких изменений на значительной территории? Выяснение условий образования красноцветов в данном случае имеет, как мы видим, определенное отношение к вопросам корреляции немых терригенных флишoidных отложений Горного Алтая.

Своеобразие рассматриваемых красноцветных пород заключается в том, что это несомненно морские и в значительной мере глубоководные образования. Во всяком случае, терригенные флишoidные отложения, в которых имеются красноцветные породы, все исследователи единодушно относят к морским образованиям. Вероятная глубоководность флишoidных отложений горноалтайской серии уже рассматривалась выше в связи с происхождением ритмичной слоистости.

Геологическая литература по красноцветным отложениям посвящена главным образом континентальным образованиям. Морские же красноцветы слабо освещены в литературе. Здесь можно указать лишь на работы Л. Б. Рухина (1961), В. П. Маслова (1954), В. Л. Либровича (1960) и некоторых других. Правда, указанные исследователи рассматривали пока лишь породы, образовавшиеся в прибрежноморских, лагунных условиях, поскольку из морских красноцветов это наиболее распространенные типы. Л. Б. Рухин, обобщая данные по красноцветным формациям, отмечает, что они всегда залегают в непосредственной близости от области сноса и лишь в более редких случаях в виде маломощных горизонтов они могут образоваться и в глубоководных условиях за счет отложения железа, принесенного в морские водоемы в связи с вулканической деятельностью или в результате выветривания богатых железом пород (Рухин, 1961). Для выяснения процессов образования глубоковод-

ных красноцветов большое значение имеют работы Н. М. Страхова о формах и закономерностях распределения железа в современных морских бассейнах (Страхов, 1939, 1948, 1958, 1960, том II, и др.).

Рассматриваемые морские красноцветы по литологическим и химическим признакам ничем существенным не отличаются от описанных в литературе красноцветных пород континентального происхождения. Их окраска также зависит от присутствия тончайших пленок окисей и гидроксидов железа, более или менее равномерно распределенных и обволакивающих зерна кварца и других минералов. Из таблицы химических анализов (табл. 3) видно, что, несмотря на увеличение окиси железа в красноцветах по сравнению с зеленоцветными породами, общее суммарное содержание окиси и закиси железа у них примерно одинаковое. Это хорошо видно при сравнении, например, проб 12 и 13-й, отобранных из серо-зеленых сланцев, с пробами 18 и 19-й, отобранными из красноцветных сланцев. Интенсивность и яркость окраски красноцветов зависит от

Таблица 3

Результаты химических анализов пород горноалтайской серии

Наименование породы	№ пробы	Место взятия	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO+ Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
Серо-зеленые песчаники	1	р. Тархата	4,46	0,94	5,4	
	2		3,36	2,27	5,63	
	3		3,73	1,54	5,27	
	4		4,06	2,82	6,88	
	5		6,51	1,82	8,33	
	Среднее по 1—5			4,42	1,88	6,30
	6	р. Кучерла	2,41	2,20	6,61	
	7		2,60	2,0	4,60	
	8		3,44	2,28	5,72	
	9		3,07	0,66	3,73	
10	2,85		1,81	4,66		
Среднее по 6—10			2,85	1,79	4,64	
Среднее по 1—10			3,65	1,84	5,49	
Серо-зеленые сланцы	11	р. Тархата	6,37	1,77	8,14	
	12	р. Кучерла	3,95	3,64	7,59	
	13		4,23	3,90	8,13	
	14		6,32	1,20	7,52	
	15		4,24	2,87	7,11	
Среднее по 11—15			5,02	2,65	7,67	
Серо-фиолетовые сланцы	16	р. Тархата	2,85	4,97	7,82	
	17		2,85	4,76	7,61	
	Среднее по 16—17			2,85	4,86	7,71
Лиловый сланец Фиолетовый сланец Фиолетовый сланец Красный сланец	18	р. Кучерла	0,73	3,15	3,88	
	19		2,92	3,57	6,49	
	20		1,46	4,48	5,94	
	21		0,83	5,99	6,82	
	Среднее по 18—21			1,48	4,30	5,78
Среднее по 16—21			1,94	4,48	6,42	

того, насколько содержание окиси железа больше содержания закисного железа. Это иллюстрируется, например, сравнением проб 18 и 19-й с пробами 19 и 20-й.

Общее суммарное содержание закисного и окисного железа не оказывает никакого влияния на окраску пород и зависит главным образом от состава материнских пород области сноса и от гранулометрического состава образовавшейся породы. Так, например, для песчаников района р. Тархаты заметно повышены значения общей суммы закиси и окиси железа по сравнению с такими же породами из района р. Кучерлы. В первом случае областью сноса, по всей вероятности, является территория современных Курайского и Кадринско-Баратальского горстов, где широко распространены основные вулканогенные породы. Для пород района р. Кучерлы областью сноса является территория современного Терехтинского горста, где распространение древних вулканогенных пород весьма ограничено.

Заметно повышается общее содержание железа с уменьшением размерности обломочного материала пород. При прочих равных условиях содержание железа всегда выше в сланцах, чем в песчаниках. Отчетливо выражена и приуроченность красноватой окраски к тонкообломочным породам — сланцам. Красноцветные песчаники встречаются значительно реже и их окраска всегда светлее и бледнее, чем у сланцев. В. Н. Разумова (1960) на примере мезокайнозойских отложений Казахстана объясняет это явление большой адсорбционной емкостью глинистых минералов при взаимодействии с тяжелыми металлами.

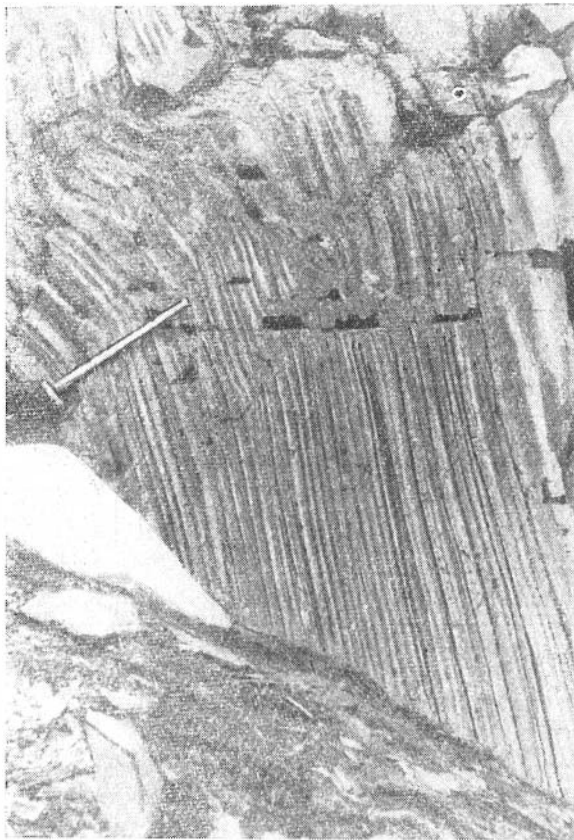


Рис. 18. Тонкоритмичное пересланвание серо-зеленых алевролитов, песчаников (светлые прослои) и серо-фиолетовых, лиловых сланцев (темные прослои). Текелинская свита, бассейн р. Кучерлы.

Приведенные выше результаты химических анализов показывают, что главные отличия красноцветов от зеленоцветов заключаются в изменении соотношения закиси и окиси железа. С появлением красноцветов в разрезе зеленоцветных пород физико-географические условия изменялись, следовательно, в направлении смены восстановительных условий окислительными, необходимыми для образования окислов железа. Очевидно, что такое изменение условий осадкообразования касается не самой площади седиментации, так как очень трудно представить себе такие процессы, которые бы привели к смене окислительно-восстановительного по-



тенциала на дне глубоководного бассейна. Необходимо было бы допустить многократную резкую смену окислительных и восстановительных условий, так как красноцветные и зеленоцветные породы переслаиваются в разрезе (рис. 18). Это, конечно, невероятно. А главное — как в зеленых, так и в красноватых породах одновременно присутствуют закись и окись железа, что говорит об их аллохтонном происхождении. На терригенное происхождение пленок окислов железа в красноцветных породах указывают многие исследователи (Рухин, 1961; Маслов, 1954; Либрович, 1960; Страхов, 1960, том II и др.). Следовательно, причины появления в морских глубоководных осадках красноцветных пород, так же как и образования, следует искать в изменении физико-географических условий в областях сноса.

Рассмотрим возможные причины образования красноцветного терригенного материала. Выше указывалось, что в геологических разрезах горноалтайской серии красноцветные породы появляются в основном на двух уровнях — в нижней и верхней частях разреза. Для «нижних» красноцветов устанавливается ассоциация с кремнистыми породами. Красноцветные породы здесь представлены только сланцами, нередко кремнистыми, переходящими по простиранию в кремнисто-глинистые и глинистые. В редких случаях присутствуют ярко-красные яшмовидные породы и отдельные маломощные покровы миндалекаменных порфиритов. Преобладающими в разрезе являются серо-зеленые филлитизированные глинистые сланцы, среди которых красноцветные породы образуют маломощные прослои.

Это, например, засурьинская, кузюжская, сугашская свиты, где, кроме красноцветных глинисто-кремнистых сланцев, имеются отдельные покровы вулканогенных пород. Железистые кварциты, образовавшиеся в результате метаморфизма яшм, обнаружены в нижней части разреза горноалтайской серии Ануйско-Чуйского синклинория (Баженов и др., 1959). Красноцветные глинистые сланцы известны в казаньгирской свите — нижней из свит горноалтайской серии в юго-восточной части Южно-Алтайского синклинория. С приближением к Кадринско-Баратальскому горсту в казаньгирской свите вместе с красноцветами, по данным М. А. Головки, появляются маломощные покровы порфиритов. Вероятней всего, что эти красноцветы, ассоциирующие с кремнистым материалом и вулканогенными породами, возникли в результате отложения окислов железа, образовавшегося при вулканической деятельности (Рухин, 1961). Центры вулканизма, как это видно из стратиграфического обзора, расположены за пределами бассейнов седиментации терригенных толщ и тяготеют к Катунскому, Терехтинскому антиклинориям, а также Кадринско-Баратальскому и Курайскому горстам. Именно эти районы, как указывалось при рассмотрении вопросов литологии, являются областями сноса для терригенных флишoidных отложений, содержащих красноцветы.

Следовательно, красноцветный материал в основном имеет аллохтонное происхождение и его появление в бассейнах седиментации совместно с кремнистым материалом свидетельствует о происходивших вулканических излияниях. Несомненно, что окислы железа частично образовались при вулканической деятельности непосредственно в бассейнах седиментации. Но в этих районах вулканизм проявляется чрезвычайно слабо и лишь на отдельных небольших участках.

Иное происхождение имеют красноцветные породы верхних частей горноалтайской серии, представленные в основном филлитизированными глинистыми сланцами, реже полимиктовыми песчаниками. В отличие от «нижних» красноцветов они не сопровождаются кремнистыми и

вулканогенными породами, поэтому объяснить образование красноцветного материала вулканической деятельностью в этом случае нельзя.

В верхних частях разрезов горноалтайской серии происходят следующие изменения литологического состава как красноцветных, так и зеленоцветных (обычно преобладающих) пород в отличие от остальной части разреза: в песчаниках увеличивается размерность и разнообразие обломочных зерен, ухудшается их окатанность, увеличивается процентное содержание неустойчивых к выветриванию обломков — полевого шпата, горных пород — по сравнению с устойчивыми обломками — кварца, кварцитов.

Эти литологические изменения, казалось бы, свидетельствуют об обмелении бассейна, в результате которого могли создаться условия, необходимые для образования красноцветных пород. Некоторые исследователи (М. А. Шарковский, Ю. С. Перфильев, Р. С. Майзелис и М. А. Черноморский, А. А. Вишневский, К. Л. Волочкович и некоторые другие) так и считают названные пестроцветные части горноалтайской серии мелководными морскими образованиями, указывая в подтверждение этого на наличие красноцветных пород и знаков ряби.

Однако автором при детальном литологическом изучении разрезов горноалтайской серии в различных районах Горного Алтая отмечались лишь микроползневые текстуры (рис. 19, 20), а знаки ряби и другие текстуры мелководных отложений нигде не наблюдались. Во всех частях разреза горноалтайской серии для пород характерна тонкая параллельная слоистость, которая, по мнению Л. Б. Рухина (1961), скорее говорит о сравнительно глубоководных условиях. Отсутствие мелководных текстур в породах горноалтайской серии подтверждает и В. А. Зыбин, проводивший литологическое изучение разрезов в юго-восточной части Горного Алтая.

Отмеченные выше изменения состава, размерности и окатанности об-

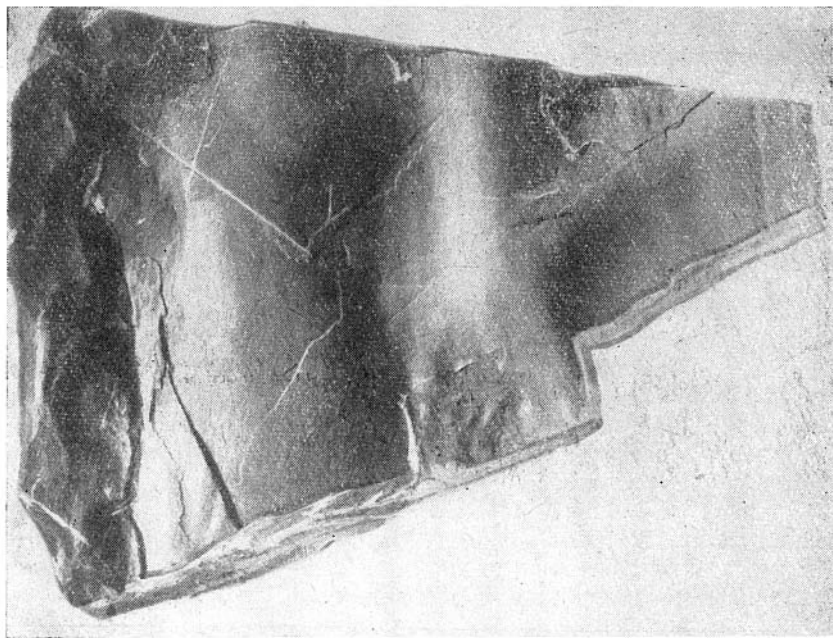


Рис. 19. Гиероглифы подошвы песчано-сланцевого ритма жумалинской свиты. Бассейн р. Жасатера.

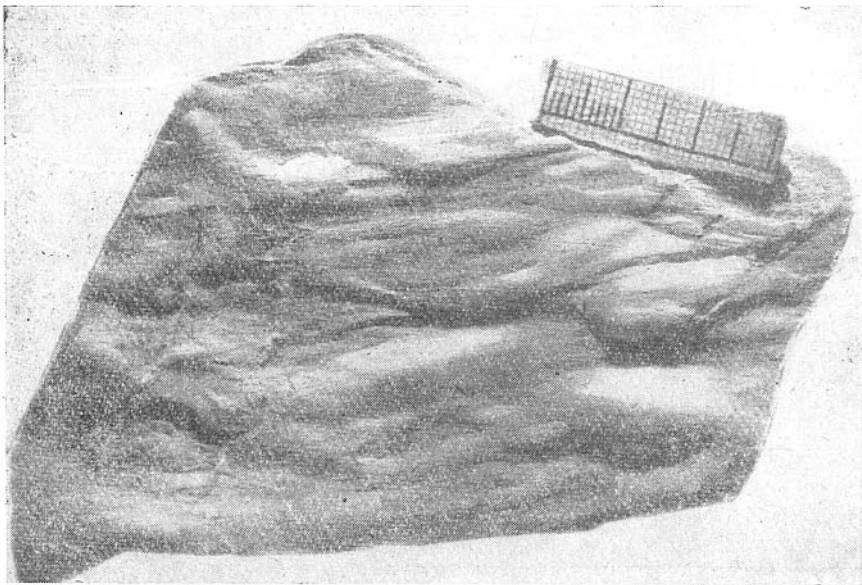


Рис. 20. Гиероглифы подошвы песчаникового слоя муздыбулакской свиты. Верховья р. Тархаты.

ломочного материала песчаников можно объяснить усилением роли физического выветривания материнских пород в областях сноса, что сказалось в основном с увеличением градиента превышения между областями сноса и седиментации, вызванного, например, усилением поднятий в области сноса или опусканием территории впадин. Следовательно, нет никаких прямых доказательств того, что верхние пестроцветные части разрезов горноалтайской серии образовались в мелководных условиях.

Наличие же красноцветов само по себе, конечно, не говорит еще о мелководных условиях, поскольку они известны и в глубоких бассейнах. Так, например, на карте Мирового океана (Безруков и др. 1961) отчетливо выявляется приуроченность красноцветов к центральным частям Тихого и Индийского океанов. В Северном Ледовитом океане описывает глубоководные красноцветные осадки М. В. Кленова (1961).

Таким образом, представляется вполне очевидным отсутствие прямой причинной связи между изменением глубины морского бассейна и образованием красноцветов. Окислы железа, придающие породе красноватый цвет, и в мелководных, лагунных, условиях и тем более в глубоководных имеют аллохтонный характер; причины их образования следует искать в изменениях физико-химической обстановки в областях сноса.

Какие же изменения в областях сноса могут привести к образованию красноцветного материала, поступающего в бассейн аккумуляции вместе с другими терригенными осадками?

Одним из важных факторов, безусловно влияющим на образование красноцветов, является климат. Однако климатические условия влияют на образование красноцветного материала не непосредственно, а через развитие органического мира, в частности растительности. Известно, что в условиях благоприятных для развития растительности, процессы выветривания горных пород не приводят к образованию красноцветов (даже в аэральных условиях). Весьма малые содержания органического углерода способны преобразовать красноцветный осадок в зеленоцветный в процессе диагенеза (Страхов, 1960, ч. II). Наоборот, в условиях,

неблагоприятных для развития растительности, происходит красноцветное выветривание. Так, например, современные красноцветы образуются как в условиях жарких безводных пустынь, так и в полярных холодных, но влажных условиях (Либрович, 1960).

В нижнем палеозое, как справедливо указывает В. Л. Либрович (1960), ввиду слабого развития растительного покрова на континентах образование красноцветных отложений могло происходить при широком диапазоне климатических условий. Следовательно, возможное изменение климатических условий, как мы видим, не могло быть причиной, объясняющей возникновение красноцветного материала в областях сноса рассматриваемых терригенных отложений горноалтайской серии.

Если учесть, что красноцветное выветривание может происходить лишь в аэральных условиях, то наиболее вероятной причиной смены зеленоцветного материала красноцветным следует считать в данном случае появление устойчивых участков суши, являющихся областями сноса для отложений горноалтайской серии. Иными словами, следует предполагать поднятие областей сноса и выход их из-под уровня моря, с чем хорошо согласуются отмеченные выше изменения обломочного материала песчаников горноалтайской серии. Пленки окислов железа, образовавшиеся при выветривании горных пород (в том числе богатых железом нижнекембрийских вулканогенных пород), выносились вместе со всем обломочным материалом в морской бассейн, где в процессе осадочной дифференциации они осаждались с близкими им по размерам частицами глинистых минералов. Таким образом, устанавливается, что окислы железа, необходимые для образования морских красноцветных пород горноалтайской серии, образовались двояким путем: в красноцветах нижних частей разреза, ассоциирующих с кремнистыми и вулканогенными породами, окислы железа образовались в результате вулканической деятельности; в красноцветах, широко распространенных в верхних частях разрезов серии, окислы железа образовались в результате выветривания горных пород в континентальных условиях.

Установив это, можно теперь положительно ответить на поставленный в начале раздела вопрос о корреляционном значении красноцветов.

То обстоятельство, что территория Бийско-Катунской структурно-формационной зоны являлась одной из областей сноса для флишoidных отложений горноалтайской серии, позволяет использовать красноцветы для корреляции разрезов немых толщ с фаунистически охарактеризованными разрезами. Действительно, красноцветы в нижних частях разрезов горноалтайской серии свидетельствуют своим появлением о вулканических процессах, происходящих на территории Бийско-Катунской зоны. Возраст же вулканогенных толщ устанавливается по фауне. Анализ стратиграфической колонки и распространение толщ Бийско-Катунской зоны дает возможность установить также наиболее вероятное время появления устойчивых участков суши, что позволяет определить возраст верхней пестроцветной части разреза горноалтайской серии для районов, областью сноса которых является территория рассматриваемой зоны.

Можно использовать красноцветы для корреляции между собой разрезов терригенных флишoidных отложений, имеющих одну и ту же область питания.

Однако для отложений, имеющих разные области питания, использование красноцветов для корреляции чрезвычайно усложняется. Поэтому нельзя, например, считать обоснованным отождествление по возрасту верхней пестроцветной части горноалтайской серии на всей площади Горного Алтая, как это сделано в серийной легенде к геологи-

ческим картам. Необоснованны также встречающиеся в литературе непосредственные сопоставления этих пестроцветных толщ с толщами Салаира, Монголии, Тувы и т. д.

Таким образом, использование нижнепалеозойских красноцветов горноалтайской серии для корреляции разрезов и обоснование возраста немых толщ с учетом данных об их литологическом составе и палеогеографии вполне правомерно.

### 3. ВОЗРАСТ «НЕМЫХ» ДРЕВНИХ ТОЛЩ ГОРНОГО АЛТАЯ

Как известно, только в Бийско-Катунской и Уйменско-Лебедской структурно-формационных зонах возраст древних толщ определяется по палеонтологическим данным. Для всей остальной территории региона ввиду отсутствия каких бы то ни было органических остатков возраст древних толщ устанавливался условно, главным образом на основании сопоставлений с Катунским антиклинорием, а в отдельных случаях со смежными регионами — Салаиром, Горной Шорией, Западным Саяном и Тувой. Выше указывалось, что при этих сопоставлениях допускались нередко грубые ошибки, поскольку сходным по общему составу толщам из разных структурно-формационных зон нередко безоговорочно приписывался одинаковый возраст. Чаще всего в поисках сопоставлений взоры исследователей обращались к Катунскому антиклинорию, поскольку разрезы его лучше других охарактеризованы органическими остатками. Естественно, такие сопоставления необходимы. Но при этом нужно учитывать всю сумму данных по геологии региона — литологический состав и особенности фациальных изменений толщ, их формационный состав, данные о распространении этих толщ, а также палеогеографические и палеотектонические данные. Таких материалов для обоснования возраста «немых» древних толщ еще не слишком много, что не позволяет в ряде случаев находить однозначные решения. Имеющиеся неясности и возможности иного решения того или иного вопроса подчеркнуты как в тексте настоящей работы, так и на прилагаемом графике. В стратиграфической схеме, например, стрелками указаны возможные пределы, в которых может быть перемещена та или иная возрастная граница. Неясные взаимоотношения помечены знаком вопроса.

Возраст терригенных отложений горноалтайской серии в Ануйско-Чуйском синклинории определялся ранее многими исследователями как верхний кембрий — нижний ордовик (тремадок). Верхняя возрастная граница этих отложений устанавливается достаточно четко налеганием на них черносланцевых отложений бугрышихинской (сумультинской) свиты со среднеордовикской фауной трилобитов и брахиопод. Такое налегание наблюдается во многих местах Ануйско-Чуйского синклинория. Нижняя же возрастная граница горноалтайской серии до последнего времени ограничивалась верхним кембрием, так как предполагалось ее налегание на среднекембрийские толщи каимской и еландинской свит.

Как выяснилось, именно в тех местах, где предполагались такие взаимоотношения, имеет место фациальное замещение карбонатно-терригенно-вулканогенных нижне- и среднекембрийских толщ Катунского антиклинория терригенными отложениями Ануйско-Чуйского синклинория, объединяемыми в горноалтайскую серию (Волков, 1965). Других же материалов, которые позволили бы определять нижнюю границу горноалтайской серии верхним кембрием, не имеется.

Следовательно, горноалтайская серия Ануйско-Чуйского синклино-

рия является возрастным аналогом не только кульбичской ( $Ст_3$ ) и гойской ( $О_1$ ) свит, но и более древних — еландинской ( $Ст_2^2$ ), каимской ( $Ст_2^1$ ), каячинской ( $Ст_1^2$ ) и манжерокской ( $Ст_1^1$ ), поскольку именно для уровня этих свит установлено замещение карбонатно-вулканогенных пород терригенными. Возраст горноалтайской серии в целом, таким образом, датируется как  $Ст_1—О_1$ .

Для определения возраста отдельных свит горноалтайской серии — кудатинской и кадринской привлекаются изложенные выше выводы о происхождении красноцветов. Анализируя геологический разрез древних толщ Катунского антиклинория, территория которого являлась областью сноса, можно установить время появления устойчивых участков суши, в пределах которого могло происходить красноцветное выветривание. Такое время устанавливается с середины среднего кембрия. Именно с этого времени коренным образом меняется состав древних толщ антиклинория: осадочно-вулканогенные толщи большой мощности, сложно дислоцированные, перекрываются с резким угловым несогласием и глубоким размывом маломощными субконтинентальными и прибрежно-морскими карбонатно-терригенными отложениями, имеющими неповсеместное распространение. Таким образом, начиная со времени, отвечающего формированию еландинской свиты, в пределах современного Катунского антиклинория, по всей вероятности, существовали значительные участки суши, где происходило красноцветное выветривание богатых железом основных вулканогенных пород. Следовательно, возраст нижней свиты (кудатинской) определяется, как  $Ст_1 - 2$ , а верхней (пестроцветной) кадринской свиты как  $Ст_2^2 - О_1$ .

Возраст горноалтайской серии в Северо-Западном Алтае определяется по аналогии с Ануйско-Чуйским синклинием как  $Ст_1—О_1$ . При этом мы в отличие от предшествующих исследователей (Ю. С. Перфильева, М. К. Винкман и др.) включаем в горноалтайскую серию и засурийскую свиту, поскольку она тесно связана с двумя другими свитами серии — чарышской и суеткинской. Все три свиты близки литологическому составу и границы между ними условны. Более того, как указывалось выше, засурийская свита в большинстве разрезов при геологосъемочных работах ошибочно принималась за суеткинскую («пестроцветную») свиту (Ю. С. Перфильев, В. И. Тихонов, О. П. Горянова и др.) и таким образом на существующих геологических картах фактически уже давно включена в состав горноалтайской серии.

При определении возраста каждой из свит горноалтайской серии Северо-Западного Алтая, а также залегающей ниже маралихинской свиты мы исходили из следующих соображений.

Многочисленные пестроцветные кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, яшмоиды в составе засурийской свиты позволяют говорить, что образование ее синхронно активной вулканической деятельности, происходившей в смежных районах. Такими районами вулканизма были территории Бийско-Катунской структурно-формационной зоны и Терехтинского горст-антиклинория. Вулканическая деятельность в этих районах происходила в течение всего нижнего кембрия, а в Катунском антиклинории — и в начале среднего кембрия. В таких пределах, очевидно, и следует определять возраст засурийской свиты, которую, таким образом, следует считать возрастным аналогом манжерокской, каячинской и каимской свит Катунского антиклинория и кудатинской свиты Ануйско-Чуйского синклиория.

Более древняя маралихинская свита в связи с определением возраста перекрывающей ее засурийской свиты отвечает, таким образом, по воз-

расту позднедокембрийской, баратальской свите Катунского антиклинория. С этим согласуются и некоторые другие обстоятельства.

Выше отмечалось, что кремнисто-карбонатный материал баратальской свиты в краевых частях Катунского антиклинория постепенно замещается кремнисто-терригенными, преимущественно черносланцевыми отложениями. Если такая тенденция окажется устойчивой, то уже на некотором расстоянии от Катунского антиклинория фациальными аналогами баратальской свиты окажутся толщи существенно терригенные, кремнисто-глинистые типа маралихинской свиты.

Интересно также постоянное присутствие в породах обеих свит углеродистого материала, не встречаемого в других свитах Северо-Западного Алтая и Катунского антиклинория. Углеродистый материал присутствует в породах примерно этого же стратиграфического уровня и в других районах — на Салаире (кивдинская свита позднего докембрия), в Горной Шории и на Кузнецком Алатау (енисейская свита), а также в докембрийских метаморфических свитах Терехтинского горст-антиклинория. Возможно, что присутствие углеродистого материала в породах различного фациального облика является свидетельством определенных климатических условий, общих для обширной территории западной части Алтае-Саянской области.

О позднедокембрийском возрасте маралихинской свиты говорит и сравнительный анализ состава тяжелой и легкой фракций ее пород со свитами горноалтайской серии. Из диаграммы литологического состава пород для Северо-Западного Алтая (см. рис. 12) видно, что маралихинская свита резко отличается от свит горноалтайской серии ничтожным содержанием тяжелой фракции, и в частности минералов магматогенного происхождения — эпидота, цоизита, магнетита и др. Ничтожно процентное содержание и плагиоклазов сравнительно с устойчивыми к выветриванию и транспортировке обломками кварца и кварцитов. Резкий скачок в литологическом составе рассматриваемого разреза на границе маралихинской свиты и горноалтайской серии свидетельствует о быстрой и существенном изменении физико-географической обстановки в Горном Алтае. Вероятнее всего, такие перемены произошли в связи с возникновением и бурным развитием вулканизма в смежных с Северо-Западным Алтаем районах. Это развитие вулканизма сопровождалось активным ростом вулканических построек и увеличением их роли как областей сноса.

Возраст верхней из свит горноалтайской серии — суеткинской, сложенной пестроцветными полимиктовыми песчаниками и сланцами, определяется как  $Ст_2^2 - O_1$ , по аналогии с кадринской свитой Ануйско-Чуйского синклинория. Правда, здесь условность значительно больше, так как Катунский антиклинорий был не единственной областью сноса для отложения суеткинской свиты Северо-Западного Алтая.

Для образования свиты, занимающей положение между засурьинской ( $Ст_{1-2}$ ) и суеткинской ( $Ст_2^2 - O_1$ ) свитами, остается время первой половины среднего кембрия.

О возрасте метаморфических образований Терехтинского горст-антиклинория существует два совершенно различных суждения. Большинство исследователей рассматривает метаморфические породы как древние, докембрийские образования. И лишь отдельные исследователи — В. П. Нехорошев (1939, 1954), К. Л. Волочкович (1959), В. С. Попов (1960) и некоторые другие считают их метаморфизованными аналогами различных палеозойских толщ (ордовикских, кембро-ордовикских и девонских). По нашему мнению, сейчас накопилось такое большое количество фактов, неопровержимо свидетельствующих о древ-

нем возрасте метаморфических пород Терехтинского горст-антиклинория, что этот вопрос давно уже пора исключить из числа дискуссионных. Необходимо подчеркнуть, что эти выводы касаются лишь Терехтинского горст-антиклинория, а не вообще всех метаморфических пород Горного Алтая. Пожалуй, ни у кого не вызывает сейчас сомнения тот факт, что возраст метаморфических пород Горного Алтая различен в разных районах. Поэтому одинаково неправильно как отрицать наличие древних метаморфических толщ на Алтае, так и приписывать им всем древний возраст, что, например, поддерживают Л. И. Кравцова и А. И. Родыгин, а также в некоторых работах М. К. Винкман (1958, 1959).

Исследователи, ставящие под сомнение древний возраст метаморфических пород Терехтинского горст-антиклинория, по существу, не подкрепляют свои выводы местным фактическим материалом и ссылаются на другие районы, где метаморфические толщи оказывались палеозойскими. У В. П. Нехорошева в качестве такого примера фигурировали метаморфические толщи Иртышской зоны смятия.

Следующие данные, на наш взгляд, убедительно доказывают древний возраст метаморфических пород Терехтинского горст-антиклинория.

1. Метаморфические сланцы, сходные с породами терехтинской и уймонской свит, обнаружены в гальках девонских конгломератов и базальных конгломератов сугашской свиты, условно нижнекембрийского возраста.

2. Метаморфические породы залегают в основании громадного нижнепалеозойского разреза, общей мощностью около 15 км.

3. Терехтинский горст-антиклинорий органичивается зонами глубинных разломов, к которым приурочены гипербазиты нижнекембрийского возраста.

4. Метаморфические породы прорываются гранитоидами Тургундинского массива. Определение абсолютного возраста нескольких образцов гранитов калий-аргоновым методом дает сходные результаты в пределах 560—616 млн. лет, что близко к границе кембрия и докембрия.

Таким образом, возраст рассматриваемых метаморфических пород, вероятней всего, докембрийский. Значительно меньше данных для уточнения их возраста в пределах докембрия.

В литературе широко распространено мнение, что терехтинские метаморфические сланцы являются самыми древними образованиями в Горном Алтае. В большинстве известных стратиграфических схем терехтинская свита ставится ниже баратальской свиты. С этих позиций в Терехтинском горст-антиклинории между метаморфическими и перекрывающими их нижнепалеозойскими отложениями получается большой разрыв по возрасту, что давало основания рассматривать Терехтинский горст-антиклинорий как выступ древнего фундамента палеозойской геосинклинали Горного Алтая (Кузнецов, 1952, 1954; Белостоцкий, 1956 и др.). В доказательство такого низкого стратиграфического положения терехтинской свиты приводилось резкое несоответствие в простирании ее складчатых структур общей ориентировке палеозойских структур Горного Алтая. В связи с этим делались предположения о капитальной перестройке тектонических структур Горного Алтая в предкембрийское время (Молчановский, Заика-Новацкий, Винкман и другие).

Между тем, в дальнейшем выяснилось, что в Южном Алтае нижнепалеозойские толщи имеют такие же северо-восточные простирания структур, как и метаморфические породы терехтинской и уймонской свит. Впрочем и в Восточном Алтае многие исследователи пришли к выводу о совпадении общей ориентировки метаморфических пород джебашской свиты Чулышманского антиклинория и нижнекембрийских вулканогенно-



осадочных толщ. Поэтому в данном случае следует говорить не о перестройке, а об унаследованности докембрийского структурного плана в палеозойское время. Вместо большого разрыва по возрасту следует говорить о тесной временной связи докембрийских метаморфических и нижнепалеозойских толщ. С этим хорошо согласуется и низкая степень метаморфизма пород терехтинской и уйминской свит, соответствующая стадии хлоритовых сланцев. Это отмечается всеми исследователями и противоречит прежним представлениям об очень древнем (до-синийском) возрасте рассматриваемых метаморфических образований. На близость метаморфизма пород терехтинской свиты нижнепалеозойским терригенным отложениям горноалтайской свиты указывали исследователи, отрицающие докембрийский возраст терехтинской свиты (Нехорошев, 1954).

А. А. Арустамов объясняет низкую степень метаморфизма пород терехтинской свиты регрессивным его характером. Им наблюдалось в нескольких шлифах замещение биотита мусковитом и хлоритом. Однако региональные исследования, охватившие всю площадь развития метаморфических пород, нигде не устанавливают реликтов более высокометаморфизированных образований. Почти повсеместно, наряду с метаморфическими серицит-хлоритовыми сланцами, присутствуют хлоритизированные песчаники.

Считая докембрийские метаморфические толщи Терехтинского горст-антиклинория близкими по возрасту к нижнепалеозойским отложениям, самые древние из которых, объединенные в сугашскую свиту, имеют нижнекембрийский возраст, мы считаем, что терехтинская и уйминская свиты относятся к позднему докембрию. Таким образом, рассматриваемые свиты Терехтинского горст-антиклинория являются возрастными аналогами позднедокембрийской баратальской свиты, а также баратальской и арыджанской свит Кадринско-Баратальского горста.

М. К. Винкман (1958, 1959) считает такую параллелизацию невозможной, так как, по ее представлениям, баратальская свита в своих типичных кремнисто-карбонатных фациях существовала на площади Терехтинского горст-антиклинория, а ее отсутствие на современном эрозионном срезе объясняется в последующим размывом. М. К. Винкман указывает на гальки кремнистых пород и известняков в средне-верхнеордовикских породах Ануйско-Чуйского синклинория, которые, по ее мнению, являются продуктами размыва кремнисто-карбонатных отложений баратальской свиты. Однако, как справедливо отметил Ю. С. Перфильев, нижнепалеозойские отложения Южного Алтая, для которых Терехтинский горст-антиклинорий, несомненно, являлся областью сноса, не содержат продуктов разрушения кремнисто-карбонатных отложений. В девонских и нижнекембрийских конгломератах имеются гальки метаморфических пород и совершенно отсутствуют обломки кремнисто-карбонатных отложений.

Наши материалы полностью подтверждают этот вывод Ю. С. Перфильева. Литологическое изучение пород горноалтайской серии района р. Кучерлы позволяет говорить о том, что в области сноса, за счет размыва которой они питались, отсутствовали карбонатные отложения. Породы горноалтайской серии района р. Кучерлы, по данным 200 термических и 20 химических анализов, исключительно бедны окисью кальция; его содержание не превышает одного процента. Что касается галек кварцитов, отмеченных М. К. Винкман в ордовикских толщах Ануйско-Чуйского синклинория, то, по наших наблюдениям, они являются космополитами, распространенными в равной степени в самых различных по возрасту толщах различных районов Алтая. Их принадлежность именно к баратальской свите совсем не очевидна. Известняки же (обычно глини-

стые) встречаются лишь в гальках силурийских конгломератов и то довольно редко и напоминают более ордовикские. Таким образом, имеющиеся в настоящее время материалы позволяют говорить о позднекембрийском возрасте терехтинской и уймонской свит, которые, по всей вероятности, являются возрастными аналогами баратальской свиты Катунского антиклинория.

Возраст эффузивно-осадочных отложений сугашской свиты, залегающих несогласно на докембрийских породах, условно датируется Ю. С. Перфильевым, а также М. К. Винкман как нижний — средний кембрий, по сопоставлению с каимской свитой Катунского антиклинория. Основанием для такого сопоставления, по мнению указанных исследователей, является общее сходство состава верхней подсвиты сугашской свиты с каимской свитой. Это положение, естественно, более чем спорно. Тот же Ю. С. Перфильев указывает на своеобразии состава сугашской свиты. Да и означает ли сходство состава (если бы такое и оказалось) близость возраста толщ, столь далеко удаленных?

Нам представляются более логичными и менее условными следующие рассуждения. Вулканогенно-осадочные образования Южного Алтая, имеющие стратиграфическое положение, сходное с сугашской свитой (в основании мощного разреза флишoidных терригенных отложений), пространственно тяготеют к границе Южно-Алтайского синклинория с Ануйско-Чуйским синклинорием и Терехтинским горст-антиклинорием. Вдоль этой границы вулканогенные образования известны в нескольких местах на всем протяжении от района рек Б. Сугаша, Окола — на западе, до района р. Себьстей — на востоке. Вероятнее всего, что эта граница представляла собой зону глубинного разлома, который на определенном отрезке времени контролировал вулканическую деятельность. Это допущение вполне возможно, поскольку древние вулканогенные толщи Горного Алтая в большинстве случаев в той или иной степени обнаруживают связь с глубинными разломами. По этим соображениям логично предполагать примерно одинаковый возраст вулканогенных отложений, генетически связанных с глубинным разломом, ограничивающим с севера Южно-Алтайский синклинорий. Этот глубинный разлом сопрягается на востоке с разломами, ограничивающими Курайский и Кадринско-Баргальский горсты, в пределах которых все известные древние вулканогенные образования имеют возраст не моложе нижнего кембрия. По-видимому, такой же нижнекембрийский возраст должны иметь и вулканогенные образования, приуроченные к северной границе Южно-Алтайского синклинория, в частности, и сугашская свита. Эти выводы о наличии нижнекембрийских вулканогенных образований в рассматриваемой структурно-формационной зоне подтверждаются находками древних (алданских) спор среди вулканогенно-осадочных образований Холзунского хребта на стыке Южно-Алтайского синклинория с Рудным Алтаем (Кузнецов, 1961). Эти вулканогенно-осадочные отложения вскрываются в тектонических клиньях среди девонских фаунистически охарактеризованных отложений и ранее, до находок нижнекембрийских спор, также относились к девону.

Считая возраст сугашской свиты и ее аналогов нижнекембрийским, мы должны тем самым признать, что нижняя возрастная граница терригенных отложений горноалтайской серии Южно-Алтайского синклинория, залегающих согласно на сугашской свите, не ограничивается верхним кембрием, как это представляли до недавнего времени, а опускается значительно ниже — в нижний кембрий. Представления о верхнекембрийском — нижнеордовикском возрасте горноалтайской серии Южного Алтая сложились у многих геологов по аналогии с Ануйско-Чуйским син-

клинирием, где такой возраст считался доказанным. Однако возрастной диапазон горноалтайской серии и в Ануйско-Чуйском синклинории значительно шире, чем это предполагалось ранее.

В Южном Алтае отложения горноалтайской серии образуют единые разрезы с вулканогенно-осадочными образованиями сугашской свиты и ее аналогами. В частности, одним из таких аналогов, как указывалось выше, является кузюкская свита — нижняя из свит Кучерлинского разреза горноалтайской свиты. Поэтому нет никаких сомнений в принадлежности низов горноалтайской серии к нижнему кембрию.

В западной части Южно-Алтайского синклинория флишеидные отложения горноалтайской серии перекрываются бирюксинской свитой, в отложениях которой найдены табуляты среднего — верхнего ордовика. Следовательно, возраст верхних горизонтов горноалтайской серии у этой части синклинория, по всей вероятности, ограничивается нижним ордовиком. Таким образом, возраст горно-алтайской серии в западной части Южно-Алтайского синклинория, так же как и в Ануйско-Чуйском синклинории, определяется в широких пределах от нижнего кембрия до нижнего ордовика.

Очень мало данных для уточнения возраста каждой из свит, входящих в горноалтайскую серию.

Появление красноцветных пород в верхних частях горноалтайской серии связывается нами, как указывалось, с появлением обширных и устойчивых участков суши в областях сноса. Для горноалтайской серии Южного Алтая областями сноса служат территории современных Терехтинского горст-антиклинория, Кадринско-Баратальского и Курайского горстов. Однако стратиграфические колонки названных структур довольно схематичны и не позволяют точно определить время возникновения континентальных условий на их территории. По существующим представлениям время значительных поднятий и консолидации Терехтинского горст-антиклинория определяется началом раннего ордовика (Кузнецов, 1952, 1954, 1963 и др.). С этого же времени и возможно появление суши в пределах указанной территории, развитие процессов красноцветного выветривания и вынос окислов железа в бассейне седиментации. Поэтому возраст пестроцветных отложений, залегающих в верхней части горноалтайской серии Южного Алтая (текелинская и тунгрюкская свиты) следует считать нижнеордовикским. В юго-восточной части Южно-Алтайского синклинория разрез горноалтайской серии венчается муздыбулакской свитой, возраст которой (учитывая, что она залегает на нижнеордовикских пестроцветах тунгрюкской свиты), вероятней всего среднеордовикский. По стратиграфическому положению аналогом муздыбулакской свиты на западе Южно-Алтайского синклинория является бирюксинская свита.

Казаньгирская свита горноалтайской серии в юго-восточной части синклинория в значительной мере принадлежит к нижнему кембрию: горизонты серо-фиолетовых и лиловых сланцев, отмечаемые в средней части разреза, по всей вероятности, связаны с нижнекембрийской вулканической деятельностью. Верхняя же граница казаньгирской свиты неопределенна и условно проводится в среднем кембрии. Также неопределенна граница калагашской и каратюрекской свит в северо-западной части Южно-Алтайского синклинория.

В Башкауском синклинории верхний возрастной предел флишеидных отложений горноалтайской серии определяется нижнеордовикским возрастом гранитов, прорывающих эти отложения (В. А. Кузнецов, 1961 г.). Следовательно, флишеидные толщи горноалтайской серии в этом районе древнее нижнего ордовика. Пестроцветные отложения, ана-

логичные тунгурской и текелинской свитам Южного Алтая, здесь отсутствуют. Нижняя часть разреза башкаусской свиты — нижней из свит горноалтайской серии этого района, как указывалось, синхронна нижекембрийским вулканогенным толщам курайской и саратанской свит. Таким образом, возрастной диапазон отложений горноалтайской серии Башкаусского синклинория определяется в пределах от нижнего до верхнего отделов кембрия.

Возраст вулканогенно-осадочных образований саратанской свиты краевых частей Башкаусского синклинория и карагольской свиты Телецкого горста и Чулышманского антиклинория принимается нами условно как нижний кембрий. Это сделано на основании сопоставления указанных свит с вулканогенно-осадочными толщами смежных районов Курайского горста и восточного крыла Уйменско-Лебедского синклинория, в которых известна нижекембрийская фауна.

Метаморфические породы чулышманской свиты, слагающие центральные части Телецкого горста и Чулышманского антиклинория, отнесены нами к позднему докембрию, поскольку они перекрываются с разрывом карагольской свитой и прорываются ультраосновными интрузиями, возраст которых, по-видимому, не моложе нижнего кембрия (Пинус и др. 1958). М. Н. Барцева считает, что в бассейне р. Чульчи карагольская свита залегает согласно на чулышманской свите. Это позволяет считать, что возраст чулышманской свиты не древнее позднего докембрия.

---

## ГЛАВА II

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ И РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Материалы, изложенные в предыдущих разделах, позволяют существенно уточнить и детализировать сложившиеся к настоящему времени представления о палеогеографии Горного Алтая в раннепалеозойское и позднедокембрийское время. Вопросы палеогеографии для отдельных небольших районов Горного Алтая затрагиваются во многих работах по геологической съемке, однако сводных работ для всего региона в целом очень мало.

Наибольший интерес для нас представляют данные В. А. Кузнецова (1952), Н. П. Васильковского и Ю. С. Перфильева.

В. А. Кузнецов, считая исторический метод основой геотектонического анализа, останавливался на вопросах палеогеографии в ряде работ, посвященных в основном геотектоническому развитию Алтае-Саянской складчатой области. Его работа «Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской области» (1952) является и краткой сводкой по палеогеографии, сохранившей свое значение до настоящего времени. Несмотря на устарелость стратиграфического материала, на котором основывались палеогеографические реконструкции, в этой работе правильно намечено распределение областей сноса и седиментации, выявлено постоянство такой дифференциации территории Горного Алтая в дальнейшем эволюционном развитии.

Более поздние обобщения Н. П. Васильковского устанавливают эволюционный и необратимый характер происходящих изменений палеогеографических условий, отсутствие крупных и одновременных для всей территории Алтая трансгрессий и регрессий моря и практическую непрерывность вулканических процессов. Наконец, исследования Ю. С. Перфильева представляют интерес, главным образом, выводами о большом разнообразии физико-географических условий осадкообразования на территории Горного Алтая.

Наши палеогеографические реконструкции детализируют представления В. А. Кузнецова и Н. П. Васильковского, а также вносят в них дополнения и изменения в той степени, в какой принятая нами стратиграфическая схема отличается от стратиграфических схем предшественников. Эти изменения касаются, главным образом, пространственного расположения вулканических очагов и продуктов вулканизма, времени появления и темпов разрастания участков суши, значительно большего разнообразия физико-географических условий и т. д.

## Поздний докембрий

В позднем докембрии на территории Горного Алтая господствовали морские условия, близкие к океаническим (рис. 21).

Общий тонкокластический состав, хорошая сортировка обломочного материала и чрезвычайно низкий процент неустойчивых к выветриванию обломков докембрийских пород, несомненно, свидетельствуют об удаленности областей сноса, о спокойном равнинном подводном рельефе этого времени. Правда, многие докембрийские толщи метаморфизованы и восстановление их первичной природы затруднено. Но и в терехтинской и чулышманской свитах достаточно ясно преобладание сланцев над песчаниками, отсутствие грубозернистых осадков и значительное преобладание кварца в составе обломочного материала песчаников.

Черные углеродистые филлиты маралихинской свиты представляют собой типичные пелагические образования. Глубоководные течения, возникавшие временами, накладывали отпечаток на состав и текстуру осадка: появление сантиметровой мощности прослоев алевритового кварце-

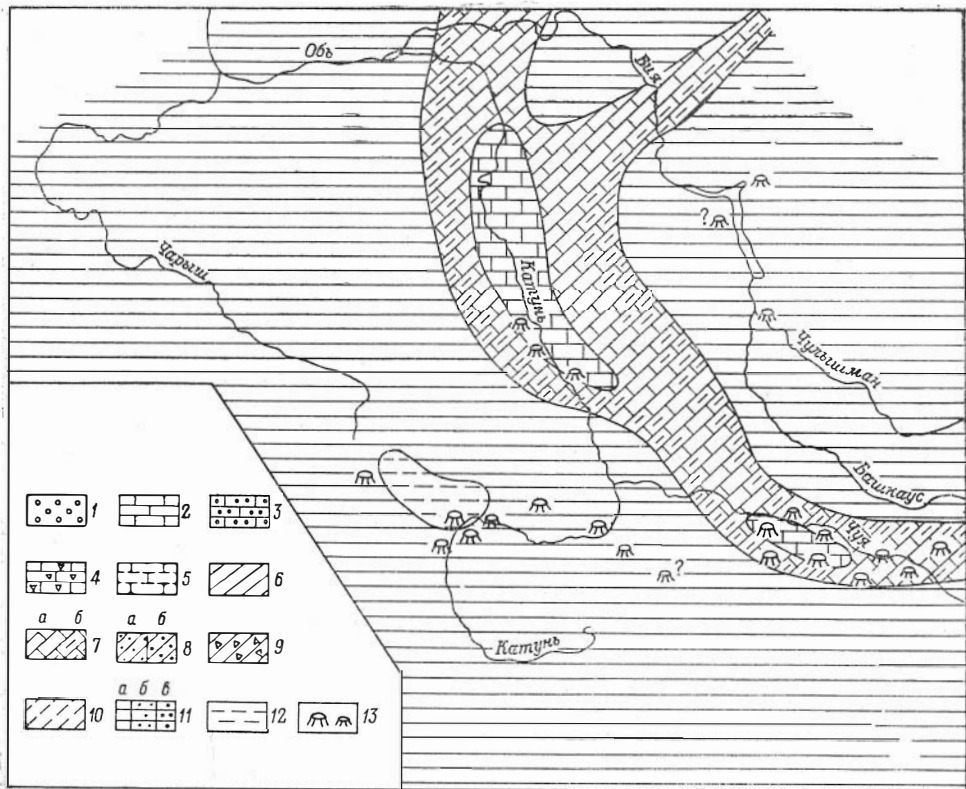


Рис. 21. Палеогеографическая схема Горного Алтая. Поздний докембрий.

Условные обозначения к рис. 21—27: 1 — Острова. Морские мелководные условия: 2 — слаборасчлененный рельеф, карбонатные, кремнисто-карбонатные осадки; 3 — межгорные котловины, песчаные, нередко грубообломочные осадки; 4 — расчлененный крутосклонный рельеф, преимущественно грубообломочные осадки; 5 — области преимущественного размыва. Морские условия умеренных глубин; 6 — слаборасчлененный рельеф, глинистые осадки; 7 — слаборасчлененный рельеф; 8 — глинисто-карбонатные осадки, 6 — глинисто-карбонатные осадки; 8 — межгорные котловины, склоны горных массивов: а — песчано-глинистые флишодные осадки, б — песчаные, преимущественно пестроцветные осадки; 9 — расчлененный, крутосклонный рельеф; грубообломочные осадки; 10 — области сокращенной седиментации и размыва. Морские глубоководные условия. 11 — равнины: а — глинистые и хемогенные осадки, б — песчано-глинистые флишодные осадки, в — пестроцветные, преимущественно песчаные осадки; 12 — возвышенности; области сокращенной седиментации; 13 — районы вулканической деятельности (размер и густота значков условно передают масштабы и активность вулканических проявлений).

вого материала среди глинистых осадков, образование тонкой параллельной («горизонтальной») слоистости. Такие моменты чередовались с периодами отсутствия всяких течений, когда создавались условия для сероводородного заражения и образования сингенетичных кристаллов пирита в осадках.

В подводном рельефе этого времени выделяется пологое плавное поднятие, образующее в плане вид узкой дуги, обращенной выпуклостью на юго-запад, вытянутой с севера на юго-восток в центральной части территории Горного Алтая. В пределах этой дуги резко преобладают хемогенные образования — известняки, доломиты, силициты, а относительно мелководные условия, здесь существовавшие, способствовали развитию различных водорослей и археоспонгий. Столь локальная приуроченность кремнисто-карбонатных осадков к узкому подводному валу объясняется, по-видимому, не только относительно мелководными условиями, здесь господствовавшими, хотя влияние их несомненно. Известное значение могли иметь, по-видимому, различные термальные источники, имеющие глубинное происхождение и предшествовавшие активной вулканической деятельности.

В пределах этой же подводной дуги устанавливаются и первые слабые проявления вулканической деятельности. Вулканические очаги приурочивались к внешней краевой части подводной дуги. Активность вулканизма, в общем весьма слабая, несколько усиливается к концу позднедокембрийского времени. На юго-восточном окончании подводной дуги в предкембрийское время вулканические процессы протекали уже весьма активно. Именно в это время здесь накопились вулканогенные породы арыджанской свиты.

Отдельные очаги вулканизма существовали и в Восточном, а также в Юго-Западном Алтае в пределах современного Терехтинского горст-антиклинория, главным образом, на его юго-восточном окончании. В последнем случае продукты вулканической деятельности, переслаивающиеся с разнообразными обломочными и кремнистыми породами, установлены, как известно, для конца позднедокембрийского времени (уймонская свита). Известно, что в северо-западном направлении от района нижнего течения р. Коксы в разрезах уймонской свиты вулканогенные образования замещаются терригенными. Это вызвано, по-видимому, влиянием местных подводных участков размыва, существовавших в пределах центральных частей современного Терехтинского горст-антиклинория, что обусловило накопление терригенного материала уймонской свиты и ее несогласное залегание на терехтинской.

Для позднедокембрийских пород характерно присутствие в тех или иных количествах углеродистого материала. Это углеродистое вещество присутствует в отложениях разных фаций — в баратальских силицилитах и известняках, маралихинских филлитах и в сланцах терехтинской и особенно уймонской свит. В более молодых отложениях углеродистое вещество встречается крайне редко. Причина приуроченности углеродистого вещества к позднедокембрийской эпохе пока неясна. Несомненно, что эта приуроченность не зависит от местных физико-географических условий. Возможно, что исчезновение углеродистого материала из нижнепалеозойских пород является следствием климатических изменений.

### **Первая половина раннего кембрия**

Начало кембрийского периода характеризуется чрезвычайно активной вулканической деятельностью, что является главной отличительной чертой раннекембрийской эпохи Горного Алтая. Бурное развитие ранне-

кембрийского вулканизма сказалось на многих палеогеографических особенностях территории (рис. 22).

Сохранилась, но значительно усложнила свою конфигурацию подводная дуга в центральной части Алтая, называемая нами в дальнейшем Центрально-Алтайской. С внутренней стороны Центрально-Алтайской дуги возникла сопряженная с ней подводная кордильера — Телецкая. Несколько восточнее наметилась небольшая подводная овальная возвышенность — Восточно-Алтайская. На юге Алтая оформилась узкая субширотная подводная кордильера — Южно-Алтайская, которая в позднекембрийское время только намечалась отдельными центрами вулканизма. На северо-западе она находит продолжение в дугообразно вытянутой Терехтинской возвышенности, а

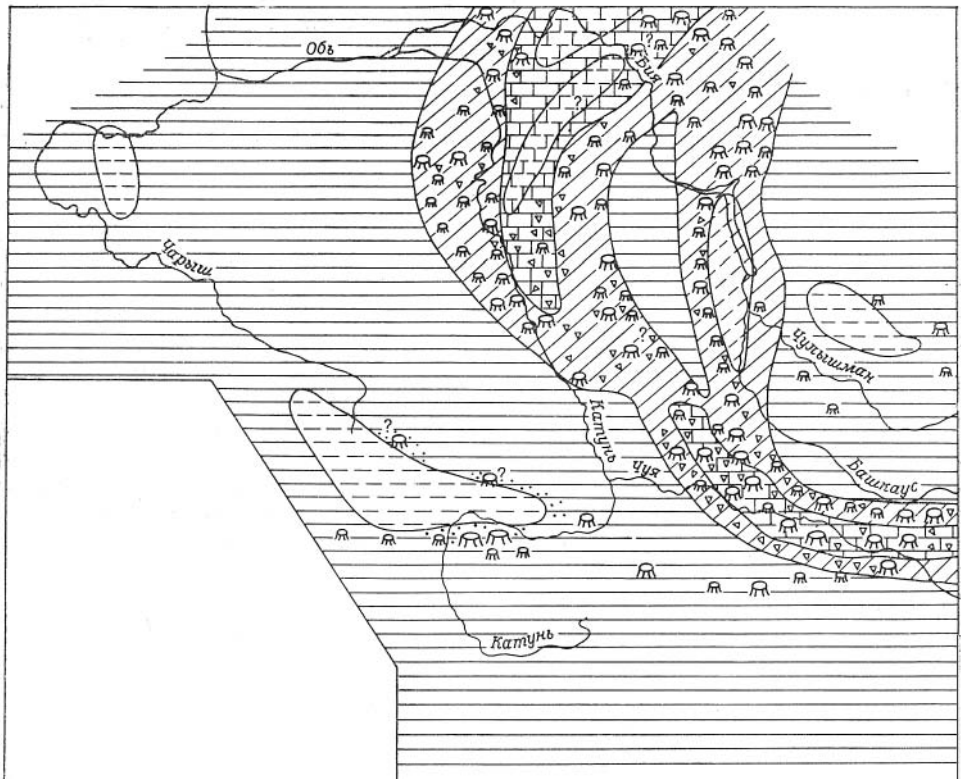


Рис. 22. Палеогеографическая схема Горного Алтая. Первая половина раннего кембрия.

еще далее на северо-западе на продолжении этой возвышенности возникла новая слабовыраженная Талицкая подводная возвышенность. Талицкая и Терехтинская возвышенности вместе с Южно-Алтайской кордильерой образуют в плане прерывистую подводную дугу — Западно-Алтайскую, обращенную выпуклостью к юго-западу и примыкающую на востоке к Центрально-Алтайской подводной дуге. Таков общий план раннекембрийского рельефа, имеющий несомненное сходство с планом позднекембрийского рельефа.

В начале раннего кембрия господство морских условий сохраняется на всей территории Горного Алтая. Даже наиболее высокие формы рельефа — центральные части перечисленных выше поднятий — не выхо-



дят из-под уровня моря, поскольку среди древних отложений этого времени неизвестны породы континентального происхождения.

Рассмотренные выше стратиграфические материалы и наблюдения за фаціальными изменениями нижнекембрийских толщ позволяют выявить важную закономерность площадного размещения вулканизма — отчетливую приуроченность центров вулканических излияний к положительным формам подводного рельефа — подводным кордильерам, дугам и возвышенностям.

Наиболее бурно вулканическая деятельность проявилась в районах Центрально-Алтайской дуги. Именно в это время здесь накопились вулканогенные толщи большой мощности, ассоциирующие с известняками, разнообразными кремнистыми образованиями, местами — с обломочными породами. Вулканическая деятельность усложнила плавные ранее формы рельефа подводной дуги. В пределах южной части Центрально-Алтайской дуги известны накопления грубообломочных вулканических брекчий, граувакжовых песчаников и других пород, образовавшихся за счет местного материала в условиях расчлененного рельефа. Южная часть Центрально-Алтайской дуги, таким образом, представляла собой систему сближенных параллельных хребтов вулканического происхождения, довольно резко возвышавшихся среди глубоководной преимущественно равнинной территории. Наиболее высокие части этих хребтов, судя по находкам органогенных известняков, достигали мелководной зоны.

Северная часть Центрально-Алтайской дуги значительно шире южной и отличается, по-видимому, более плавными сглаженными формами рельефа. Для этой территории обнаруживается отчетливая приуроченность центров вулканических излияний к краевым частям подводной дуги, к ее склонам. Отсутствие вулканической деятельности в центральных районах этой части Центрально-Алтайской дуги предполагается не столько потому, что продукты вулканизма здесь неизвестны (хотя это также нельзя не учитывать), сколько по закономерностям фаціальных изменений нижнекембрийских толщ. Выше указывалось закономерное уменьшение мощности вулканогенных образований с запада на восток для территории, соответствующей западной окраине дуги. Для нижнекембрийских толщ восточной окраины дуги также указывалось замещение в западном направлении обломочными породами вулканогенных образований. Таким образом, закономерное выпадение из разрезов вулканогенных пород и общие сокращения мощностей разрезов делают вполне обоснованными наши предположения об отсутствии вулканической деятельности во внутренних наиболее высоких частях Центрально-Алтайской дуги.

Характер же осадкообразования в пределах этой территории не вполне ясен. Возможно, что накопление кремнисто-известковистых осадков продолжалось здесь непрерывно с позднекембрийского времени. Такой характер осадкообразования в сходных условиях установлен на северном продолжении Центрально-Алтайской дуги на территории Кузнецкого Алатау и в Горной Шории (Журавлева и др. 1960; Алабин, 1963). Отдельные участки внутренних районов дуги размывались и поставляли обломочный материал в смежные территории. Правда, грубообломочные толщи вообще довольно редки для синхронных толщ смежных территорий, что говорит, по всей вероятности, о незначительности таких участков размыва и о спокойных плавных формах рельефа.

Склоны Центрально-Алтайской дуги, являвшиеся ареной вулканической деятельности, были, по-видимому, довольно пологими, осложненными различными слабовыраженными узкими хребтами и возвышенностями вулканического происхождения. В стороны от подводной дуги

возрастает количество тонкокластических осадков, а вулканогенные образования, достигая максимума в средней части склона, начинают затем постепенно сокращаться в мощности, исчезая совершенно из разреза.

Менее ясен подводный рельеф Телецкой ветви Центрально-Алтайской дуги. Неравномерное распределение продуктов вулканизма в разрезах нижнекембрийских толщ говорит о том, что наиболее активно вулканическая деятельность проявилась вдоль западной окраины Телецкой ветви, а центральные и восточные районы дуги характеризуются слабыми вулканическими процессами. Здесь накапливались в основном песчано-глинистые осадки, а отдельные участки в центральных районах Телецкой ветви, вероятно, размывались. Участки подводного размыва имелись и в пределах Восточно-Алтайской возвышенности, что в обоих случаях объясняет образование несогласных взаимоотношений докембрийских и нижнекембрийских толщ и наличие в составе последних грубокластических осадков.

Очень слабо протекали процессы вулканизма в пределах Южно-Алтайской кордильеры. Ассоциация вулканогенных образований с тонкообломочными неяснослоистыми осадками, лишенными карбонатного материала, свидетельствует о глубоководных условиях и пологом рельефе подводной кордильеры. В стороны от намеченной широтной кордильеры вулканогенные образования быстро исчезают и уступают место глинистым осадкам широких глубоководных равнин. Слабые проявления вулканизма известны также в восточных и северо-восточных районах Горного Алтая.

За исключением описанной Центрально-Алтайской подводной дуги вся остальная территория Горного Алтая была областью глубокого моря. Дно морского бассейна представляло глубоководную равнину, где накапливались тонкокластические осадки. Лишь отдельные пологие возвышенности, а также отдельные очаги подводных вулканов нарушали однообразие рельефа подводных безжизненных равнин.

## **Вторая половина раннего кембрия**

Огромное сходство палеогеографических схем, составленных для начала и конца раннекембрийской эпохи, показывает исключительно низкие темпы эволюции палеогеографических условий на территории Алтая в это время (сравн. рис. 23 и рис. 22). По-прежнему большая часть территории Алтая представляет собой глубоководное море с равнинным подводным рельефом. Глубоководные пологие возвышенности, являвшиеся в значительной мере областями сокращенной седиментации или размыва, к концу раннего кембрия сохранились, примерно, в тех же размерах. Предполагается лишь незначительное увеличение площади Талицкой, Терехтинской и Восточно-Алтайской возвышенностей. Несколько усилились процессы вулканизма в глубоководных районах на востоке Алтая.

Незначительные изменения произошли в пределах Центрально-Алтайской подводной дуги. Общая конфигурация дуги осталась прежней. Центры вулканических излияний сохранили ту же, отмеченную выше, приуроченность к краевым частям Центрально-Алтайской дуги. Центральные районы дуги, входящие в зону мелководья, несколько увеличились по площади и являлись главным образом областями размыва (особенно для северных районов). В мелководную зону были частично вовлечены районы, являвшиеся ранее склонами подводных поднятий Центрально-Алтайской дуги. В этих районах наряду с накоплением про-

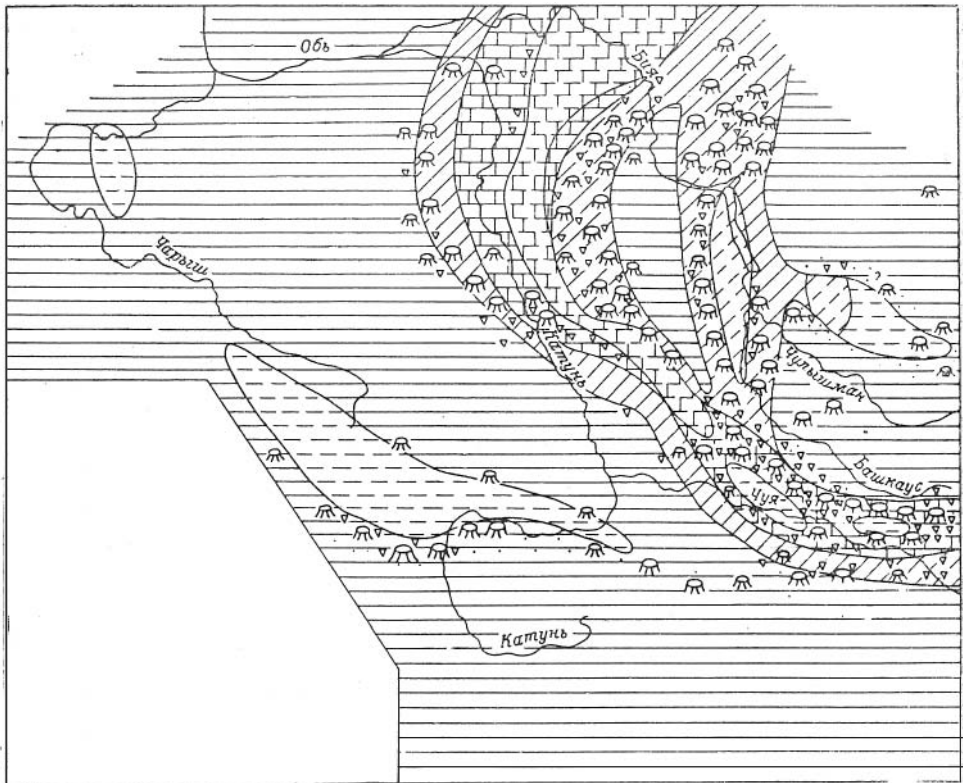


Рис. 23. Палеогеографическая схема Горного Алтая. Вторая половина раннего кембрия.

дуктов вулканических излияний местами происходит образование мелководных карбонатных осадков и археоциатовых рифов. В южной части Центрально-Алтайской дуги также увеличивается значение карбонатных осадков, нередко биогенных, ассоциирующих с вулканогенным и обломочным материалом. Отдельные участки Восточно-Алтайской возвышенности к концу раннего кембрия также входили в области мелководья, что способствовало образованию известняков, известных в этих районах в верхних частях разрезов нижнекембрийских толщ.

Некоторое увеличение площади с относительно мелководными условиями является следствием общих поднятий дна морского бассейна главным образом в центральных районах Центрально-Алтайской дуги. Это поднятие происходило, по-видимому, неравномерно, что отражается на составе осадков в прилегающих более глубоководных областях. Моменты усиления такого поднятия фиксировались накоплением грубообломочного материала; периоды менее динамичные были более благоприятны для образования известняков.

Так, например, накопление конгломератовой толщи, слагающей основание тырганской свиты Уйменско-Лебедского синклинория, свидетельствует, очевидно, об усилении поднятий в северной части Центрально-Алтайской дуги в ранне-среднекайзасское время. Позднее — в конце кайзасского времени — темпы таких поднятий значительно замедлялись.

В самом конце раннекембрийской эпохи в Горном Алтае активность вулканической деятельности несколько снижается, в частности в центральных и близких к ним районах Центрально-Алтайской дуги.

## Первая половина среднего кембрия

В среднекембрийскую эпоху продолжалось дальнейшее разрастание подводных поднятий, существовавших в раннем кембрии, и усложнение их рельефа. С начала среднего кембрия в Горном Алтае произошло резкое сокращение площадей вулканической деятельности. Это главная от-

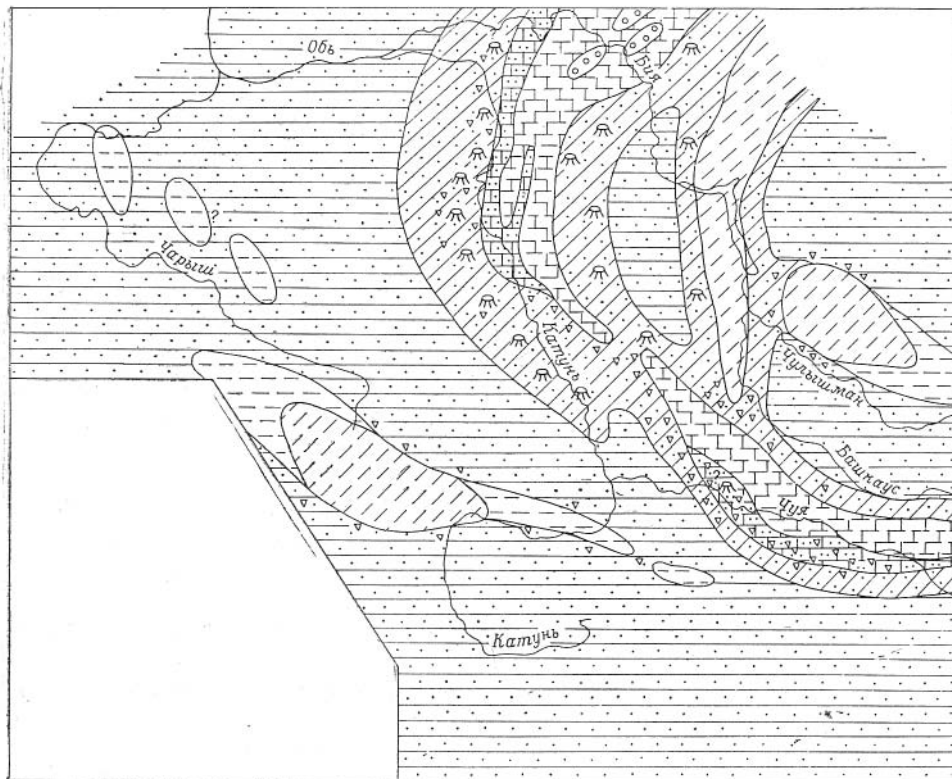


Рис. 24. Палеогеографическая схема Горного Алтая. Первая половина среднего кембрия.

личительная черта рассматриваемой эпохи. Полностью прекратилась вулканическая деятельность в пределах Западно-Алтайской подводной дуги и Восточно-Алтайской подводной возвышенности (рис. 24).

Вулканические излияния имели место лишь в пределах сложной системы поднятий Центрально-Алтайской дуги, да и то главным образом в северо-западных ее районах. По-прежнему весьма бурно протекали вулканические процессы вдоль западного склона северной части Центрально-Алтайской дуги. Именно в это время здесь образовались мощные вулканогенные образования каимской свиты. Слабые проявления вулканизма установлены в отдельных районах восточного склона дуги. На остальной территории Центрально-Алтайской дуги продукты вулканической деятельности неизвестны. Возможно, что среди нижнекембрийских вулканогенных образований западного склона Телецкой ветви имеются и среднекембрийские эффузивы.

На юге Центрально-Алтайской дуги в условиях сильно расчлененного подводного рельефа происходит накопление грубообломочных слабо-сортированных осадков. Их состав указывает на местное происхождение

ние обломочного материала. Разрушались наиболее высокие части подводной дуги, отлагая грубый материал здесь же на склонах, а более тонкозернистые выносились в смежные районы глубоководных впадин.

В северных районах Центрально-Алтайской дуги сложный рельеф подводных поднятий обуславливал разнообразие условий для осадкообразования. Внутренние наиболее высокие районы дуги оставались по-прежнему, как и в раннекембрийскую эпоху, областями размыта и поставщиком обломочного материала в смежные районы. По всей вероятности, рельеф этих районов был слаборасчлененным, но достаточно крутосклонным, что необходимо для полного выноса продуктов разрушения. Предполагается, что отдельные наиболее высокие участки Центрально-Алтайской дуги могли выходить из-под уровня моря. Это первые острова в кембрийском море Горного Алтая, являвшиеся южным продолжением архипелага, существовавшего в районах Горной Шории и Кузнецкого Алатау.

Склоны Центрально-Алтайского поднятия в северной его части имели более расчлененный рельеф. Об этом можно судить по резкой фациальной изменчивости осадков, сформировавшихся в первой половине среднекембрийской эпохи. У подножья крутосклонных участков рельефа накапливались грубообломочные осадки, которые с выравниванием рельефа быстро сменялись тонкообломочными. Такая расчлененность рельефа обязана главным образом вулканической деятельности, происходившей в этих районах. Отдельные вулканические постройки в верхней части склонов достигали мелководной зоны, в условиях которой происходило образование органогенных известняков, создавались условия для развития фауны.

С середины амгинского века вулканическая деятельность почти совершенно прекращается. Замедляется и рост подводных поднятий. Это устанавливается, в частности, для северных районов Центрально-Алтайской дуги, где в разрезах сформировавшихся в это время толщ, нередко преобладающими являются глинистые сланцы, которым предшествовали более крупнозернистые граувакковые песчаники, ассоциирующие с вулканическими туфами и лавами. Снижение темпов роста поднятий приводит к общей нивелировке рельефа и разрушению вулканических построек.

В области обширных глубоководных пространств среднекембрийского моря Горного Алтая происходящие палеогеографические изменения отражаются лишь на характере осадка. С ростом подводных сооружений возрастает их роль в снабжении обломочным материалом глубоководных районов моря. В амгинском веке в глубоководных районах, наряду с пелагическими илстыми осадками появляется песчаный материал, доставляемый сюда эпизодически возникающими грязевыми потоками. С прекращением вулканической деятельности из глубоководных отложений исчезают гематитовые сланцы и различные кремнистые образования. Главной областью сноса для большинства глубоководных районов моря в амгинское время, как и в раннем кембрии, являлась территория Центрально-Алтайской подводной дуги. Однако для юго-западной части Горного Алтая велика роль Терехтинской возвышенности, значительно увеличившей в среднем кембрии свои размеры и градиент превышения. Разрастание Терехтинской возвышенности на юго-восток происходит за счет подводных вулканических построек Южно-Алтайской кордильеры. Южные районы среднекембрийского морского бассейна все более и более обособляются от северных районов, но имеют свободное сообщение с открытыми морскими пространствами, существовавшими на территории Монголии и Рудного Алтая.

Усилилось также обособление Башкаусской глубоководной впадины, окруженной почти со всех сторон подводными горными сооружениями и имеющими лишь на востоке свободное соединение с кембрийским морем Тувы. В Башкаусской впадине в это время формируются флишевые терригенные отложения башкаусской свиты. Обломочный материал в Башкаусскую впадину наряду с Центрально-Алтайской подводной дугой поступает также из Чулышманского поднятия, увеличившего в среднем кембрии свои размеры. Предполагается также увеличение площадей сноса в пределах Телецкой возвышенности.

### Вторая половина среднего кембрия

Конец среднекембрийской эпохи ознаменовался важным событием в палеогеографии Горного Алтая — появлением первых значительных и устойчивых участков суши в пределах Центрально-Алтайской дуги, главным образом в северной ее части (рис. 25).

Поднятия, в результате которых происходило разрастание подводных горных сооружений, совершались весьма неравномерно. Представление о такой неравномерности поднятий дает анализ фациального состава и условий залегания отложений верхов среднего кембрия. К сожалению, такие материалы имеются лишь для северной части Центрально-Алтайской дуги, а для всей территории подводных горных сооружений Алтая достоверных отложений майского яруса не установлено.

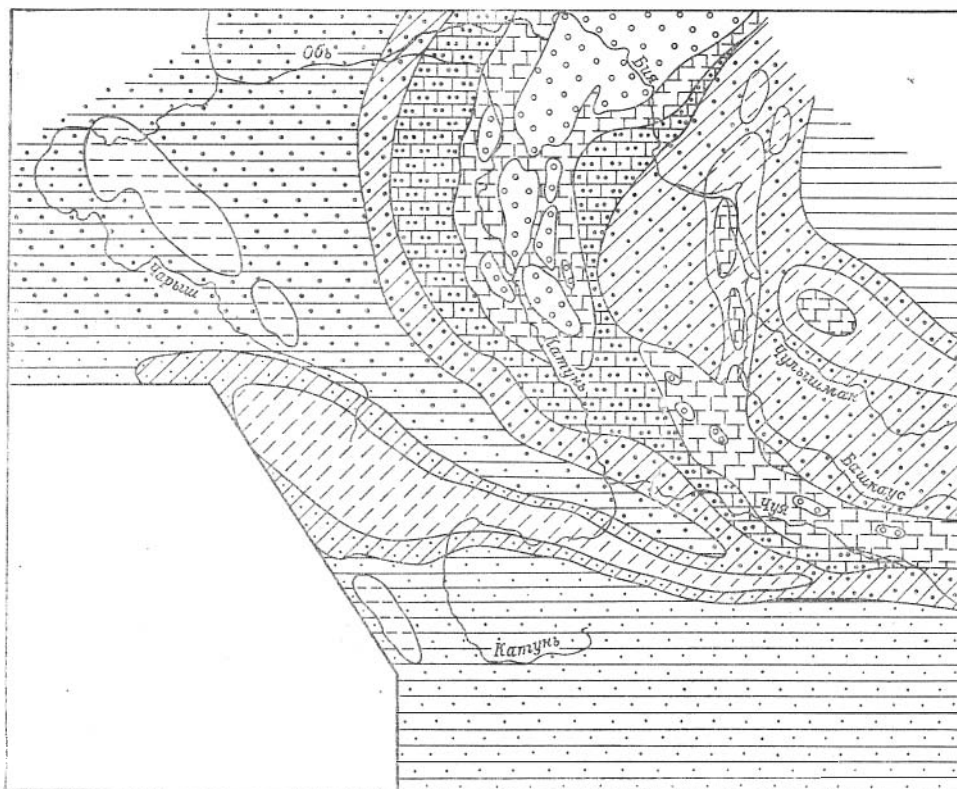


Рис. 25. Палеогеографическая схема Горного Алтая. Вторая половина среднего кембрия.

В общем неравномерном процессе роста горных сооружений в майском веке выделяются два этапа, отличающиеся скоростью и интенсивностью происходящих поднятий. Снижение темпов роста подводных горных сооружений, наблюдавшееся в конце амгинского века, сменилось в начале майского времени интенсивным поднятием обширных пространств Центрально-Алтайской дуги, причем значительная часть ее центральных районов выходит из-под уровня моря, образуя архипелаг островов. Наиболее крупные острова находились в Северном Алтае.

Таким образом, с начала майского века Центрально-Алтайская подводная дуга существует уже в виде островной дуги. В южной ее части острова имели, по всей вероятности, небольшие размеры, так как их появление не скажется существенным образом на составе осадков прилегающих морских впадин.

Повсеместное отсутствие отложений первой половины майского века на территории Центрально-Алтайской дуги как надводной, так и всей подводной ее части, свидетельствует о том, что усиление темпов поднятия способствовало интенсификации процессов выветривания и выноса огромной массы обломочного материала в области морских впадин. Площадь размыва этого времени значительно превышает таковые для предыдущих геологических эпох и занимает всю территорию подводной и мелководной части островной дуги, показанной на схеме (см. рис. 25).

Во второй половине майского века темпы роста горных сооружений островной дуги значительно снижаются, происходит нивелировка рельефа, вследствие интенсивных эрозионных процессов. В ряде мест прибрежные участки моря выполяживаются, вдоль пологих берегов создаются условия для карбонатообразования и для развития органической жизни. Однако в целом для территории островной дуги процессы выветривания достаточно энергичны, так же как и снос материала в морские впадины. Правда, в конце майского века площадь области сноса несколько сокращается (на рис. 25 показаны минимальные размеры площади сноса) и на глубоко размывших ниже-среднекембрийских породах накапливаются маломощные прибрежноморские осадки.

Поднятия и рост подводных горных сооружений во второй половине среднекембрийского периода, по всей вероятности, не ограничивались только территорией Центрально-Алтайской островной дуги, а происходили и в пределах Западно-Алтайской подводной дуги, Восточно-Алтайского и Телецкого подводных хребтов. Увеличение роли полимиктовых осадков, сменяющих в смежных морских впадинах олигомиктовые, подкрепляют эти предположения о дальнейшем росте подводных горных сооружений.

Уменьшается глубина моря в Башкауской впадине, усиливается ее обособленность от соседних морских впадин — Западно-Саянской, Уйменской и Южно-Алтайской. Об этом свидетельствует появление карбонатной примеси в терригенных осадках впадин. Уменьшилась, вероятно, глубина Уйменской впадины, судя по значительному росту окружающих ее горных сооружений. Усилилось также обособление Южно-Алтайской впадины от расположенной севернее Ануйско-Чуйской. Роль Западно-Алтайской подводной дуги как области сноса для Южно-Алтайской впадины еще более возрастает.

Ануйско-Чуйская впадина интенсивно заполняется обломочным материалом, сносившимся главным образом с северных районов Центрально-Алтайской островной дуги и в меньшей степени с Западно-Алтайской подводной дуги. Крупные поднятия областей сноса и появление участков суши существенным образом сказались на литологическом составе

осадков Ануйско-Чуйской впадины, где формируются пестроцветные (преимущественно песчаные) осадки резко полимиктового состава, обычно со слабоокатанным обломочным материалом и плохо сортированные.

### Поздний кембрий

Начало позднекембрийской эпохи не внесло существенных изменений в палеогеографическую обстановку в Горном Алтае (рис. 26). Снижение темпов роста горных сооружений, отмеченных в конце майского века (по крайней мере, для северной части Центрально-Алтайской островной дуги), продолжалось и в первой половине позднекембрийской эпохи. На отдельных участках прибрежной зоны, отличавшихся пологим

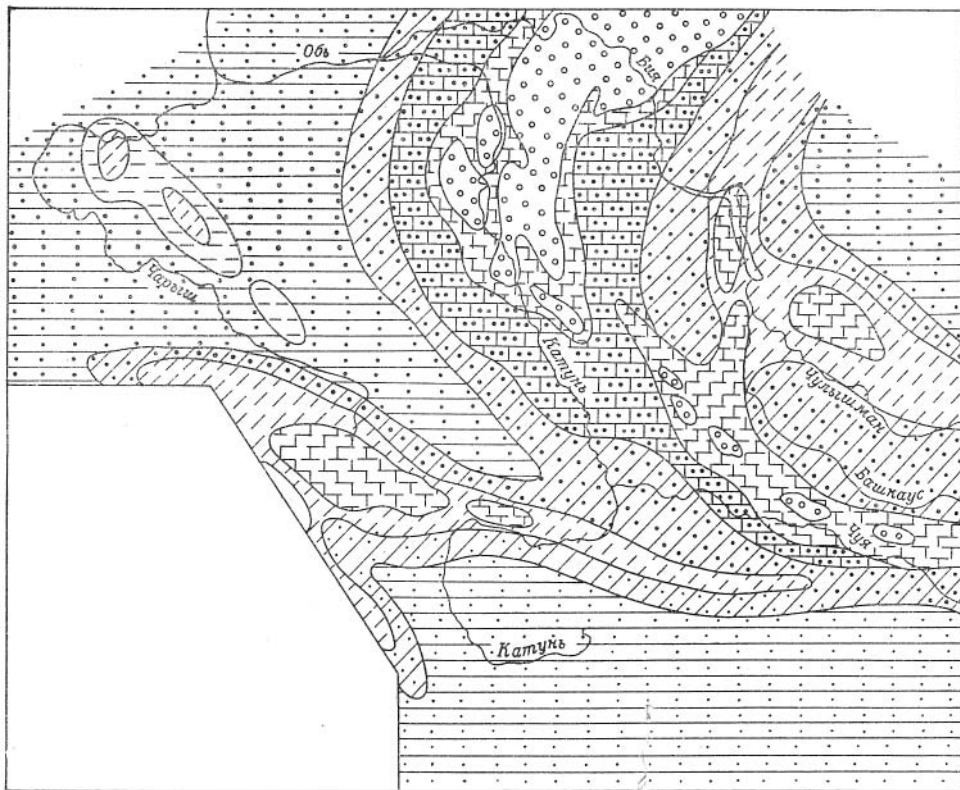


Рис. 26. Палеогеографическая схема Горного Алтая. Поздний кембрий.

рельефом и ослабленным сносом терригенного материала, происходило образование верхнекембрийских известняков. Однако в целом процессы физического выветривания и сноса были достаточно интенсивны, о чем свидетельствуют полимиктовые, преимущественно песчаные пестроцветные осадки Ануйско-Чуйской впадины — области накопления обломочного материала, приносимого с территории Центрально-Алтайской дуги.

Усиление темпов поднятия для северной части Центрально-Алтайской островной дуги с середины позднекембрийской эпохи фиксируется в немногих сохранившихся осадках этого района появлением пестроцветных полимиктовых конгломератов, гравелитов и грубозернистых песча-



ников, сменяющих верхнекембрийские известняки. Для остальных районов горных сооружений Алтая не сохранилось, к сожалению, геологических документов, которые позволили бы детализировать палеогеографическую обстановку позднекембрийской эпохи. Осадки смежных морских впадин этого времени неотличимы от осадков майского века, что говорит и об общем сходстве палеогеографических условий. Это положение и отражено на палеогеографической схеме для позднекембрийского времени (см. рис. 26) с учетом наметившейся в предыдущие геологические эпохи тенденции к необратимому последовательному росту горных сооружений и обособлению морских впадин. Однако как и в среднем кембрии, в позднекембрийское время на большей части территории Горного Алтая сохраняется господство морских условий. Острова существуют лишь в пределах Центрально-Алтайской дуги, главным образом в северной ее части.

### Ранний ордовик

Усиление темпов роста горных сооружений, начавшееся еще в конце верхнего кембрия, продолжалось и в раннеордовикскую эпоху. Это привело к появлению новых участков суши в различных районах Горного Алтая. Особенно энергично происходили поднятия в пределах Западно-Сибирской дуги, Телецкого и Восточно-Алтайского горных сооружений. В этих районах в конце позднего кембрия — начале раннего ордовика появляются первые острова на месте центральных наиболее высоких участков ранее подводных горных хребтов (рис. 27).

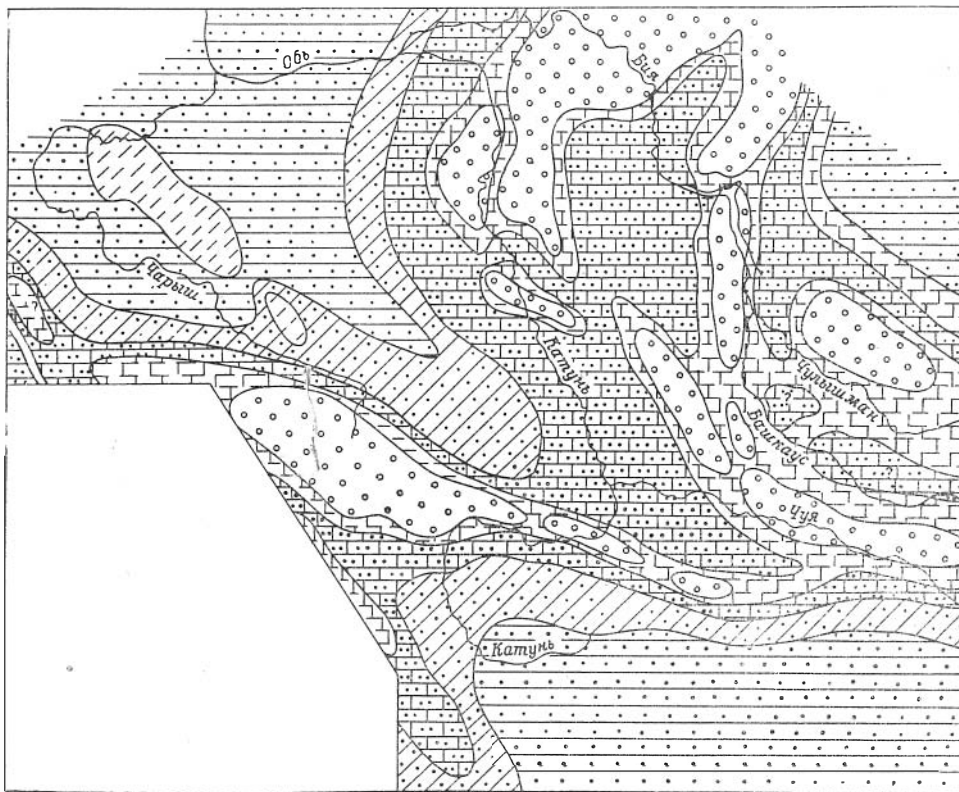


Рис. 27. Палеогеографическая схема Горного Алтая. Ранний ордовик.

С этого времени Западно-Алтайская дуга существует уже в виде островной дуги, так же как и ранее образовавшаяся Центрально-Алтайская. К последней причленились Телецкая цепь островов, а также острова, существовавшие на месте Восточно-Алтайской возвышенности.

Значительные поднятия испытали и территории морских впадин, прилегающие к островным дугам. Мелководные условия создаются в пределах Уйменской впадины и в юго-восточной части Ануйско-Чуйской впадины. На этой площади аккумулируется огромная масса пестроцветных грубозернистых песчаных осадков — продуктов дезинтеграции карбонатно-вулканогенных толщ Центрально-Алтайской дуги. Примесь карбонатного материала отражает сравнительно мелководные условия накопления обломочного материала.

Более значительные поднятия произошли в районах Башкаусской впадины, которая с раннего ордовика существует, по-видимому, как область преимущественного размыва. По крайней мере, достоверные нижнеордовикские толщи в этом районе не известны. Возможно, что в центральных районах впадины и существовали локальные участки, где могли накапливаться грубообломочные осадки, позднее размытые. Грубообломочные пестроцветные известковистые осадки накапливаются в Еринатском заливе Западно-Саянской впадины, разделяющем Телецкий и Чулышманский острова. Глубоководные условия сохраняются, по всей вероятности, лишь в Ануйско-Чуйской и Южно-Алтайской впадинах, разделенных цепью островов.

Появление островов Западно-Алтайской дуги немедленно сказалось на характере осадков Южно-Алтайской впадины, которые приобретают пестроцветную окраску, становятся более полимиктовыми, менее сортированными. Процессы поднятия дна моря происходили, по-видимому, в течение всей раннеордовикской эпохи и охватывали также районы Южно-Алтайской впадины, так как для толщ, накопившихся в это время, очень характерны микрооползневые текстуры.

Южно-Алтайская и, по-видимому, Ануйско-Чуйская впадины обособляются к этому времени от Рудно-Алтайского моря, что объясняет последующие различия в палеогеографическом и геологическом развитии этих регионов. На юго-западе Алтая на границе с Рудным Алтаем существование подводных поднятий весьма очевидно и устанавливается по фациальному изменению ниже- и среднеордовикских отложений.

К концу раннеордовикской эпохи постепенно сокращается площадь седиментации в пределах Южно-Алтайской впадины. К горным сооружениям Западно-Алтайской островной дуги приобщаются северные и центральные районы впадины, а морские условия сохраняются лишь в юго-западных и юго-восточных районах. В среднем и позднем ордовике морские условия сохраняются в основном лишь в Ануйско-Чуйской, Уйменской и частично Южно-Алтайской впадинах.

В заключение можно сделать следующие выводы об основных закономерностях развития палеогеографических условий в докембрии и нижнем палеозое в Горном Алтае.

1. В течение рассмотренного отрезка времени палеогеографические условия в Горном Алтае изменились от условий, близких к океаническим, свойственных позднему докембрию, до условий архипелагового моря, характерных для ордовика. Морские условия являлись в это время господствующими; несмотря на происходящие крупные поднятия дна, море не покидало территорию Горного Алтая даже на короткое время. Первые участки суши — острова — появились в начале майского века; в последующие геологические эпохи их количество и общая площадь несколько увеличились.

2. В течение всего рассмотренного времени на территории Алтая не устанавливается никаких моментов крупных перестроек общего плана палеорельефа. Напротив, унаследованность в развитии палеогеографических форм является чрезвычайно яркой, очевидной особенностью древней истории Горного Алтая. Общий план палеорельефа, заложенный еще в докембрийское время, сохраняется в главных чертах в последующие геологические эпохи, постепенно все усложняясь.

3. Эволюция палеогеографии Горного Алтая рассматриваемого времени во многом определяется возникновением и разрастанием подводных горных сооружений. В общем плане палеорельефа Алтая подводные горные сооружения имеют вид сравнительно узких дугообразных хребтов, образовавшихся в позднем докембрии и постепенно переходящих по мере разрастания в островные дуги. Выделяются две главные островные дуги — Центрально-Алтайская и Западно-Алтайская, отличающиеся по своей морфологии и палеогеографическим особенностям. Кроме того, к Центрально-Алтайской дуге в дальнейшем присоединяются сопряженные с ней горные сооружения Телешкой ветви и Восточно-Алтайской возвышенности. Последние по некоторым особенностям развития близки Западно-Алтайской островной дуге.

4. Островные дуги докембрия и нижнего палеозоя Горного Алтая по многим физико-географическим особенностям близки современным океаническим островным дугам, описанным многими геологами (Д. Умбгрове, Ф. Кюнел, Г. Хесс, Н. П. Кропоткин, Н. П. Херасков, Н. П. Васильковский, Г. М. Гапеева, В. В. Белоусов и многие другие). Палеоостровные дуги Горного Алтая относятся к системе двойных островных дуг и так же, как и современные, являются местом проявления вулканизма. Это сходство усиливается еще и тем, что из двух палеоостровных дуг Алтая внутренняя дуга (Центрально-Алтайская) представляла собой гораздо более рельефное и высокое горное сооружение и характеризовалась несравненно более бурным проявлением вулканических процессов, нежели внешняя островная дуга (Западно-Алтайская). Так же, как и современные, палеоостровные дуги Алтая являются областью сноса обломочного материала в смежные глубоководные впадины. Аналогично современным островным дугам представляется и палеотектоническое значение и структурное положение палеоостровных дуг Алтая.

5. Древние аналоги современных островных дуг, по мнению Н. П. Васильковского (1960) и Л. Б. Рухина (1961), вообще являются довольно типичными для геосинклинальных складчатых областей. К древним островным дугам Л. Б. Рухин относит древние сооружения Урала, Гималаев, Альп, Карпат, Таймыра и др. Основываясь на широком распространении древних островных дуг в геосинклинальных областях, Н. П. Васильковский предлагает определять этапы развития геосинклиналей стадиями развития островных дуг. Островные дуги, несомненно, существовали в древней истории Центрального Казахстана, как это вытекает из трактовки его геологического строения и развития А. А. Богдановым (1959), Н. С. Шатским (1938), для Восточного Саяна — А. А. Предтеченским.

Для Алтая островные дуги предполагались Н. П. Васильковским, и эти дуги в общем совпадают с намеченными в нашей работе. Однако Н. П. Васильковский по-иному представлял себе некоторые палеогеографические особенности островных дуг, в частности, малую интенсивность вулканической деятельности в них по сравнению со впадинами.

6. Следует подчеркнуть, что вулканическая деятельность в позднем докембрии и раннем палеозое Алтая проявляется только в пределах островных дуг и вне их практически не существует. Обширные террито-

рии морских впадин этого времени полностью лишены вулканических проявлений. Это положение для Алтая формулируется нами впервые на основе иных, чем у предшествующих исследователей, стратиграфических построений, а также исходя из данных об особенностях фациальных изменений древних толщ.

7. Эволюция палеогеографии наиболее ярко проявляется в островных дугах. Значительно менее заметны происходящие палеогеографические изменения на территории обширных глубоководных равнин. Вертикальный разрез осадков глубоководных равнин, накопившихся непрерывно в течение всего рассмотренного промежутка времени, является наиболее полным геологическим документом, отражающим особенности палеогеографических условий и их эволюции как областей седиментации, так и областей сноса. Целенаправленное литологическое изучение указанного разреза, пока еще очень слабо изученного, позволит значительно детализировать наши палеогеографические построения.

---

### ГЛАВА III

## ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ И НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ГОРНОГО АЛТАЯ

Прежде чем перейти к рассмотрению палеотектонических структур Горного Алтая, необходимо остановиться на анализе формационного состава позднедокембрийских и нижнепалеозойских толщ. В соответствии с представлениями Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, Н. А. Штрейса и Б. М. Келлера в этой работе термин «формация» понимается как естественная ассоциация горных пород, отдельные члены которой парагенетически связаны друг с другом в горизонтальном и вертикальном направлениях (Шатский, 1960; Херасков, Келлер, Штрейс, 1953). Предполагается также единство тектонических условий образования горных пород, входящих в состав одной формации (Шатский, 1955).

Несмотря на широкое использование формационного анализа в тектонических исследованиях, пока еще нет общепринятой единой классификации геологических формаций. Рассматривая древние формации Горного Алтая, мы используем для их классификации главным образом работы Н. С. Шатского (1945, 1960), Н. П. Хераскова (1952, 1963), Н. П. Хераскова, Б. М. Келлера, Н. А. Штрейса (1953) и Л. Б. Рухина (1961). В этих работах имеется много общих положений в отношении наименования, масштаба и тектонического значения отдельных геологических формаций, а также закономерной смены одних формаций другими во времени (формационные ряды).

В геологической литературе формационный состав докембрийских и нижнепалеозойских толщ Горного Алтая освещен слабо. Можно указать лишь на исследования Ю. С. Перфильева и К. Л. Волочкова, затрагивающие палеозойские формации западной части Горного Алтая. Краткие сведения о палеозойских формациях имеются также в работах И. Ф. Пожариского и Ж. Д. Никольской, посвященных тектонике Горного Алтая. Однако указанные работы опираются на устаревшие в настоящее время стратиграфические построения и нуждаются в существенных уточнениях.

В этом разделе рассматривается формационный состав позднедокембрийских и нижнепалеозойских толщ для всей территории Горного Алтая с позиций новой стратиграфической схемы. Подчеркивается разнообразие геологических формаций и выявляются их типичные сочетания в разрезах (формационные ряды). Пространственная привязка формаций в этом разделе производится к основным формам палеорельефа — островным дугам и впадинам.

В палеорельефе Горного Алтая выделяются два основных морфологических района, резко отличающихся по набору геологических форма-

ций. Это районы островных дуг — центральных и краевых (внутренних и внешних) — с одной стороны, и районы морских — большей частью глубоководных впадин — с другой. Коренные различия между этими районами постоянно сохранялись в процессе эволюции палеогеографических условий, что привело, в конечном счете, к образованию двух, резко отличных дуг от друга рядов геологических формаций.

### Формационный ряд островных дуг

Главная особенность формаций, характеризующих островные дуги, заключается в значительном преобладании в их составе автохтонных осадков, сопровождаемых вулканогенными образованиями. Крайним выражением этого ряда геологических формаций являются формации, образовавшиеся в пределах внутренней (центральной) островной дуги — Центрально-Алтайской. Для формации островных дуг внешнего (краевого) типа — Западно-Алтайской, Телецкой и Восточно-Алтайской — указанные выше признаки (автохтонные осадки и вулканогенный материал) проявляется менее четко, и вместе с тем в них обнаруживается ряд признаков, сходных с формациями глубоководных впадин.

**Формационный ряд Центрально-Алтайской островной дуги** включает формации: кремнисто-карбонатную, диабазовую, известняково-порфиристо-граувакковую и известняково-граувакковую.

Кремнисто-карбонатная формация — нижняя из формаций рассматриваемого ряда, представлена баратальской свитой, широко распространенной в пределах Центрально-Алтайской основной дуги. Формация состоит почти исключительно из автохтонных хемогенных кремнисто-карбонатных осадков. Отсутствие аллохтонного материала обеспечивается приподнятым положением дуги над окружающей территорией глубоководных равнин. В составе формации в небольшом количестве присутствуют лавы основного состава, а на склонах подводной дуги кремнистый и карбонатный материал замещается аллохтонными глинистыми осадками.

Строго локальное размещение кремнисто-карбонатных осадков только в пределах Центрально-Алтайской островной дуги, возможно, связано с существованием линейной зоны повышенной проницаемости для термальных источников, обилие которых могло обеспечить местное пропаривание и повышение температуры морских вод, снижение растворимости  $\text{CaCO}_3$  и выпадение его в осадок.

Кремнисто-карбонатная формация широко распространена в Алтае-Саянской области в районах, явившихся в дальнейшем ареной бурных вулканических излияний (енисейская свита Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Батеневского кряжа, Западного Саяна, кивдинская свита Салаира). Повсеместно кремнисто-карбонатная формация является непосредственным предшественником вулканогенных формаций.

Возраст формации — позднедокембрийский. Лишь на севере Центрально-Алтайской островной дуги верхняя часть формации может переходить в нижний кембрий, аналогично тому, как это имеет место в Кузнецком Алатау и Горной Шории (Алабин, 1963; Журавлева и др., 1960).

Диабазовая формация также имеет чрезвычайно широкое распространение в пределах Центрально-Алтайской островной дуги. Формация объединяет нижнекембрийские — манжерокскую, сарысазскую и докембрийскую — арыджанскую свиты. По-видимому, к этой же формации целесообразно относить нижнюю, существенно вулканогенную часть курайской свиты.

Формация сложена почти исключительно основными вулканогенными породами, среди которых преобладают диабазовые афириты, диабазы и диабазовые порфириты. Встречаются также спилиты, миндалефиры, основные вулканические туфы и туфобрекчии. Постоянно присутствуют в небольших количествах сопутствующие осадочные породы — яшмы и различные кремнистые образования, филлиты, известняки, а в редких случаях — песчаники и осадочные брекчии грауваккового состава. Осадочные компоненты диабазовой формации, так же как и в нижней кремнисто-карбонатной формации, имеют отчетливый автохтонный характер.

Диабазовая формация весьма обычна в структурах Алтае-Саянской области. Ее палеогеографическое положение, правда, далеко не везде выяснено. По мнению некоторых исследователей (Т. Н. Иванова, Н. П. Васильковский и др.), кембрийские вулканогенные толщи приурочены к центральным частям морских впадин и имеют покровный характер. Другие, напротив, считают несомненной принадлежность древних вулканогенных толщ основного состава к морфологически положительным участкам тектонического рельефа (Пинус, 1961, 1962). Наши материалы, как это ясно из вышензложенного, подтверждают вторую точку зрения.

Диабазовая формация Горного Алтая является местным аналогом широко известной спилито-кератофировой формации, характерной для начальных этапов геосинклинального развития складчатых областей.

Известняково-порфирито-граувакковая формация обычно сменяет по стратиграфической вертикали вверх диабазовую формацию. Границы между этими формациями чрезвычайно нечетки, а местами просто условны. Известняково-порфирито-граувакковая формация характеризует время постепенного снижения активности вулканических процессов вплоть до полного их прекращения.

Главной отличительной чертой известняково-порфирито-граувакковой формации является преобладание обломочных пород грауваккового состава, в ассоциации с известняками (нередко органогенными, рифогенными), кремнистыми образованиями и эффузивами основного, реже среднего состава. Время образования известняково-порфирито-граувакковой формации характеризуется существованием крупных вулканических построек, при разрушении которых возникает материал для образования обломочных пород. В верхних частях вулканических построек создались благоприятные условия для образования разнообразных известняков, в том числе и известняков органогенного происхождения. Таким образом, осадочные компоненты рассматриваемой формации также имеют автохтонный характер.

В составе формации вулканогенные образования довольно широко распространены, преобладают в низах формации и постепенно исчезают в ее верхней части. Вулканогенные образования формации в общем близки к диабазовой формации. Преобладают здесь пироксеновые (преимущественно авгитовые) порфириты, их туфы и брекчии, но в отличие от подстилающей формации появляются также и андезитовые порфириты.

К известняково-порфирито-граувакковой формации относятся каянчинская, каимская, тырганская, большая часть курайской и чибитская свиты. В Алтае-Саянской области рассматриваемая формация характерна для участков ранней консолидации (салаирид — по В. А. Кузнецову).

Известняково-граувакковая формация относится к верхним членам формационного ряда Центрально-Алтайской островной дуги. Распространение формации весьма ограничено. Она отделена от подстилающих формаций глубоким размывом и имеет сравнительно небольшую мощность. Преобладают в составе формации грубообломочные,

нередко пестроцветные породы, представляющие собой продукты дезинтеграции осадочно-вулканогенных пород подстилающих формаций. Сопутствующими компонентами являются глинистые, часто известковистые сланцы и известняки.

Распространение формации установлено лишь на севере Центрально-Алтайской островной дуги, где в ее состав входят еландинская, ыныргинская, кульбичская и чойская свиты. На остальной территории осадки, синхронные перечисленным свитам, по-видимому, уничтожены последующей эрозией.

Несмотря на ограниченное распространение, известняково-граувакковая формация довольно типична в областях салаирской складчатости Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Салаира.

**Формационный ряд краевых (внешних) островных дуг — Западно-Алтайской, Телецкой, Восточно-Алтайской.** В основании этого формационного ряда залегает формация метаморфических парасланцев, объединяющая терехтинскую и чулышманскую свиты. Несмотря на метаморфизм пород формации, ее первичный песчано-сланцевый состав устанавливается достаточно четко. Выше указывалось на преобладающий кварцевый состав метаморфических песчаников терехтинской свиты, что свидетельствует о длительном переносе обломочного материала и активности процессов химического и физического выветривания в областях денудации, располагавшихся в это время далеко за пределами Горного Алтая.

Во время образования рассматриваемой формации островные дуги краевого типа, по-видимому, еще не были морфологически выражены. Районы, где позднее образовались краевые островные дуги, представляли в это время единое целое с обширными глубоководными равнинами окружающей территории.

Зеленокаменная формация состоит из метаморфизованных основных вулканогенных пород в ассоциации с хлорито-кварцевыми метаморфическими сланцами, редко — с мраморами. Эта формация установлена пока лишь в Западно-Алтайской островной дуге (уйменская свита Терехтинского горст-антиклинория позднедокембрийского возраста). Здесь наблюдается ее несомненная приуроченность к периферическим частям дуги (склоны подводных поднятий). Такое расположение формации, по-видимому, не является просто результатом современного эрозионного среза, так как ближе к центральным частям подводной дуги зеленокаменно измененные основные вулканогенные породы уступают место метаморфическим парасланцам.

Зеленокаменная формация тесно связана с подстилающей формацией метаморфических парасланцев постепенными переходами, лишь в центральных районах островной дуги на границе этих формаций прослеживается разрыв.

Порфирито-сланцевая формация отчетливо приурочивается к склонам подводных поднятий. Главные компоненты формации — основные вулканогенные породы (диабазовые порфириды, варнолиты, афаниты, пироксеновые порфириды и их туфы) и серо-зеленые филлитизированные глинистые сланцы — встречаются в различных соотношениях между собой. Ближе к центральным частям подводных поднятий вулканический материал уступает место терригенному, появляются грубообломочные породы — полимиктовые песчаники и травелиты. С удалением от поднятий преобладающую роль начинают играть сланцы. Кроме указанных выше основных компонентов, для формации довольно характерны пестроцветные глинисто-кремнистые сланцы, а местами (в верхах формации) пачки известняков.



К порфирито-сланцевой формации относятся сугашская свита Терехтинского горст-антиклинория, карагольская, а также саратанская свиты краевых частей Телецкого и Чулышманского горст-антиклинориев. Возраст формации нижнекембрийский.

Порфирито-сланцевая, а также зеленокаменная формации характеризуют начало зарождения островных дуг краевого типа, которые в это время представляли собой слабовыраженные пологие хребты в глубоководных частях морского бассейна.

Порфирито-сланцевая формация имеет большое распространение в каледонских структурах Алтае-Саянской складчатой области. Сюда следует, по-видимому, относить амьельскую и чингинскую свиты южного склона Западного Саяна (зеленокаменно-сланцевая формация — Зоненшайн, 1963) и нижнекембрийские вулканогенно-осадочные толщи Западной Тувы.

Состав более молодых нижнепалеозойских формаций островных дуг краевого типа остается неясным из-за крайне ограниченного распространения отложений соответствующего возраста. Возможно, это связано с постепенным превращением рассматриваемых районов в области ограниченной седиментации и частично в области сноса. Не меньшее значение, по-видимому, имели процессы постседиментационного размыва. В результате лишь в краевых частях подводных поднятий порфирито-сланцевая формация согласно перекрывается терригенными отложениями, тесно связанными с песчано-сланцевыми флишоидными толщами областей глубоководных впадин. Ближе к центральным частям подводных поднятий более молодые терригенные толщи имеют небольшую мощность и характеризуются пестроцветной окраской и полимиктовым составом обломочного материала пород. Они залегают с резким угловым несогласием на подстилающих отложениях, отделяясь от них глубоким размывом. Эти толщи следует выделять в терригенную формацию, объединяющую текелинскую ( $O_1$ ) свиту левобережья р. Катунь (в краевых частях Терехтинского горст-антиклинория) и нижнеордовикские пестроцветные отложения в Прителецком районе. Терригенная формация краевых островных дуг состоит главным образом из местных продуктов размыва подстилающих толщ — метаморфических пород терехтинской и чулышманской свит. По своему палеогеографическому значению она близка к известково-граувакковой формации Центрально-Алтайской островной дуги. Различия этих формаций определяются в основном неодинаковым составом исходных пород в областях сноса.

В целом для формационного ряда краевых островных дуг отчетливо выражено закономерное увеличение роли автохтонного материала в составе формаций снизу вверх и соответственное сокращение аллохтонных осадков. Так, для нижней формации этого ряда — метаморфических парасланцев — характерным является только аллохтонный материал, а верхняя — терригенная формация состоит только из продуктов разрушения местных пород. Наличие аллохтонного материала в геологических формациях является одним из главных признаков, отличающих этот формационный ряд от формационного ряда центральной (внутренней) островной дуги, где аллохтонный материал вообще не характерен для составляющих его формаций. Кроме того, указанные ряды формаций отличаются по объему вулканогенного и карбонатного материала. В целом же формационный ряд краевых островных дуг следует рассматривать как промежуточный между рядами формаций центральной островной дуги и морских впадин.

## Формационный ряд морских впадин

В позднедокембрийское и нижнепалеозойское время в Горном Алтае выделяется несколько обширных морских впадин, в той или иной степени обособленных друг от друга. Некоторое своеобразие палеогеографических условий в каждой из них обуславливает определенные индивидуальные черты в строении свойственных этим впадинам разрезов и в составе осадочных толщ, а соответственно и в особенностях типичных для них геологических формаций. Однако несмотря на многообразие палеогеографических условий, намечается сводный типовой ряд формаций, общий для всех впадин Горного Алтая. Отдельные члены этого ряда проявляются в каждой из впадин с той или иной степенью полноты или же вообще отсутствуют, но наблюдаемая смена одной формации другой имеет характер общей для всех впадин закономерности.

Из всех впадин Алтая только для Уйменской не ясен состав докембрийских и нижнепалеозойских отложений, полностью перекрытых более молодыми девонскими образованиями. Сравнительно небольшие размеры Уйменской впадины, окруженной островными дугами, значительная ее обособленность, а также характер фациальных изменений древних толщ островных дуг на границе с Уйменской впадиной позволяют предполагать, что типичные для нее древние толщи существенно отличаются от таких же толщ всех других впадин и имеют много черт, приближающих их к толщам Центрально-Алтайской островной дуги. Состав древних толщ Уйменской впадины, по всей вероятности, аналогичен толщам крайних частей Ануйско-Чуйской впадины, смежных с Центрально-Алтайской островной дугой. Поэтому формационный состав Уйменской впадины не соответствует рассматриваемому ниже ряду геологических формаций.

Кремнисто-глинистая формация является нижним членом формационного ряда морских впадин. Для нее характерно преобладание тонкообломочных терригенных пород — глинистых сланцев, в той или иной степени филлитизированных, редко алевролитов, в ассоциации с кремнистым материалом в виде прослоев кремнистых, глинисто-кремнистых и яшмовидных сланцев. Местами в составе формации появляются песчаники и маломощные покровы плагиоклазовых порфиритов, обычно обладающих миндалекаменной текстурой. В обломочном материале терригенных пород формации значительно преобладает кварц, реже микрокварциты, т. е. устойчивые по отношению к выветриванию обломки. Лишь в частных случаях — вблизи островных дуг или мелких подводных возвышенностей — появляются породы с полимиктовым составом обломочного материала.

Кремнисто-глинистая формация характеризует время, когда островные дуги были еще сравнительно слабо выражены в рельефе и в их пределах активно развивалась вулканическая деятельность. Именно с вулканической деятельностью принято связывать появление кремнистого материала в осадках глубоководных впадин. Источники же глинистого материала формации, несомненно, расположены за пределами Горного Алтая, а местные подводные поднятия были в то время еще очень небольшими и области сноса не играли существенной роли. Состав терригенных пород формации говорит о длительной транспортировке обломочного материала и широко проявившихся при этом процессах физического и химического выветривания в областях денудации. Лишь в крайних частях впадин, непосредственно прилегающих к подводным поднятиям, сказывается влияние местных источников сноса обломочного материала. Таким образом, кремнисто-глинистая формация по отношению к источникам сноса является типичной аллохтонной формацией.

Кремнисто-глинистая формация наиболее полно представлена в северо-западной части Ануйско-Чуйской впадины, где она подразделяется на две подформации: нижнюю — сероцветную и верхнюю — пестроцветную.

Сероцветная кремнисто-глинистая подформация включает позднекембрийскую маралихинскую свиту и характеризуется особенно тонкообломочным терригенным материалом и присутствием углеродистого вещества. Время образования сероцветной подформации в Горном Алтае характеризуется близкими к океаническим условиями, для которых типична удаленность областей сноса. Изположительных форм подводного рельефа существует лишь слабовыраженная дугообразно вытянутая возвышенность, на месте которой в дальнейшем оформилась Центрально-Алтайская островная дуга. Другие островные дуги Алтая в позднем докембрии не были еще выражены. Кремнисто-глинистый материал сероцветной подформации относится к обычным пелагическим осадкам.

Верхняя пестроцветная кремнисто-глинистая подформация отличается присутствием алевритовых и псаммитовых обломков и существенно хлоритовым составом терригенных пород, а также наличием прослоев красноцветных яшмовидных сланцев, а местами маломощных покровов вулканогенных пород. Эта подформация характеризует время бурной вулканической деятельности в районах островных дуг Горного Алтая. По сравнению с сероцветной подформацией в ней резко возрастает количество и разнообразие минералов тяжелой фракции пород. Основные области сноса для терригенного материала по-прежнему расположены за пределами Горного Алтая.

К верхней пестроцветной кремнисто-глинистой формации относятся кузюякская свита (рис. 28) и, возможно, низы казаньгирской свиты Южно-Алтайской впадины, и низы башкаусской свиты Башкаусской впадины и низы кудатинской и засурьинской свит Ануйско-Чуйской впадины.

Кремнисто-глинистая формация весьма типична для внутренних прогибов эвгеосинклинальных областей. Она описана в литературе под различными наименованиями. Это, по Л. Б. Рухину (1961), — глинисто-сланцевая формация, по М. Б. Келлеру (1949), — форма-



Рис. 28. Выходы зеленовато-серых филлитизированных глинистых сланцев кузюякской свиты. Кремнисто-глинистая формация. Низовья р. Кучерлы.

ция глинистого флиша, к которой он относит, например, таврическую формацию Крыма. Аналогом кремнисто-глинистой формации следует считать кремнистую формацию Зилаирского синклинория на Южном Урале (Келлер, 1949). В. Е. Хаин — сторонник выделения укрупненных геологических формаций, включает рассматриваемый тип образований в состав аспидной формации (Хаин, 1959).

Широко распространена эта формация и в каледонидах Алтае-Саянской области. Она выделена в Западном Саяне Л. П. Зоненшайном (1963) под названием сланцевой подформации — нижнего члена терригенной внутригеосинклинальной формации. Сланцевая подформация Западного Саяна, по Зоненшайну, объединяет амыльскую  $Ст_2$  (?) и частично сютхольскую  $Ст_3$  (?) свиты. Аналогичные существенно сланцевые отложения наблюдаются и в Западной Туве в основании мощного терригенного разреза нижнепалеозойских отложений (низы сютхольской свиты, по Г. В. Владимировскому и М. А. Черноморскому, 1959). Несмотря на различие названий, что определяется индивидуальными особенностями того или иного региона, являющегося прототипом для исследователей, в них гораздо больше сходства, чем различия. Все они формируются в глубоководных морских впадинах, удаленных от областей питания, одновременно с вулканическими процессами, происходящими в смежных районах. Они характеризуют ранние этапы геосинклинального развития складчатых областей. Расчлененность палеорельефа в это время незначительна и местные источники питания для терригенных пород формации не играют существенной роли.

В связи с этим нам представляется наиболее целесообразным применять обобщенное название формации — кремнисто-глинистая, приемлемое для всех перечисленных выше регионов. Частные проявления этой формации — кремнистая формация Зилаирского синклинория Южного Урала и прогиба Уачита в Северной Америке, глинистый флиш Крыма (Келлер, 1949).

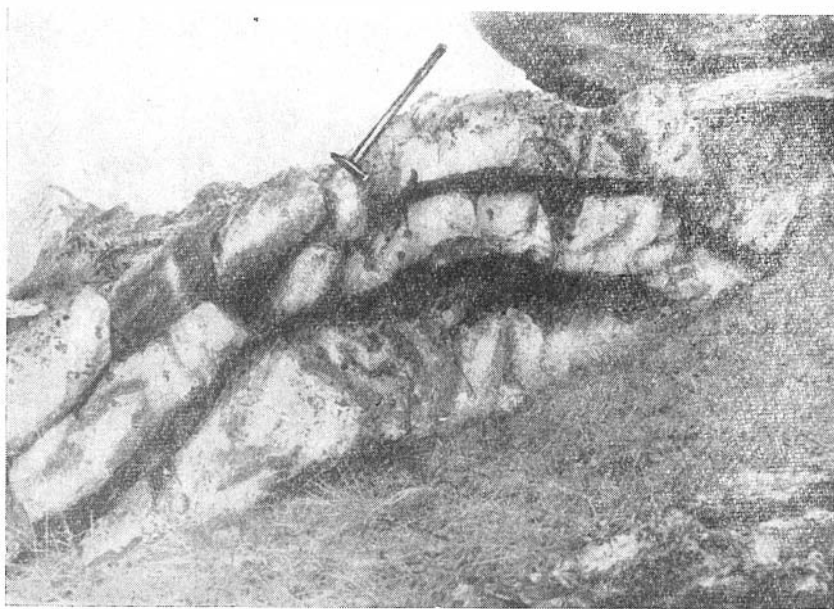


Рис. 29. Крупноритмичное переслаивание песчаников (светлые крупные прослои) и сланцев (темные тонкие прослои) каратюрекской свиты. Аспидная формация. Бассейн р. Кучерлы.

Аспидная формация является самой распространенной в нижнепалеозойских впадинах Горного Алтая. Она постепенно сменяет кремнисто-глинистую формацию и представлена мощными толщами мелкозернистых полевошпатово-кварцевых, реже кварцево-полевошпатовых и граувакковых песчаников, переслаивающихся с филлитизированными глинистыми сланцами (обычно серицито-хлоритового состава). Известковистые, кремнистые и вулканогенные породы не характерны для аспидной формации, так же как и грубообломочные породы, хотя они изредка и присутствуют в краевых частях впадин в ничтожных количествах. В составе формации нередко наблюдаются отдельные пачки переслаивающихся песчаников и сланцев, количество и мощность которых возрастает в верхних частях формации. Однако в целом для формации ритмичная слоистость не характерна. Соотношение основных составных компонентов формации — песчаников и сланцев — различное и определяется местными условиями седиментации.

Время формирования аспидной формации Горного Алтая характеризуется затуханием вулканической деятельности и существованием подводных горных сооружений, обрамлявших глубоководные впадины. При разрушении этих подводных хребтов, сложенных большей частью породами вулканического происхождения, образуется обломочный материал, который составляет существенную часть в общем балансе осадков глубоководных впадин. Однако наряду с этими осадками, имеющими внутрирегиональные источники, большую роль в составе пород формации все еще играет материал аллохтонный, источник которых расположен за пределами Горного Алтая.

К аспидной формации относятся мощные катунская, каратюрекская (рис. 29, 30) и большая часть казаньгирской (рис. 31) свиты Южно-Алтайской впадины, большие части кудатинской и чарышской свит Ануйско-Чуйской впадины, а также верхи башкаусской и, по-видимому, кумурлинской свиты Башкаусской впадины.

Аспидная формация, так же как и кремнисто-глинистая, является типичной формацией эвгеосинклиналей. Она выделена впервые Б. М. Келлером на Кавказе под названием кровельной, а затем переименована по

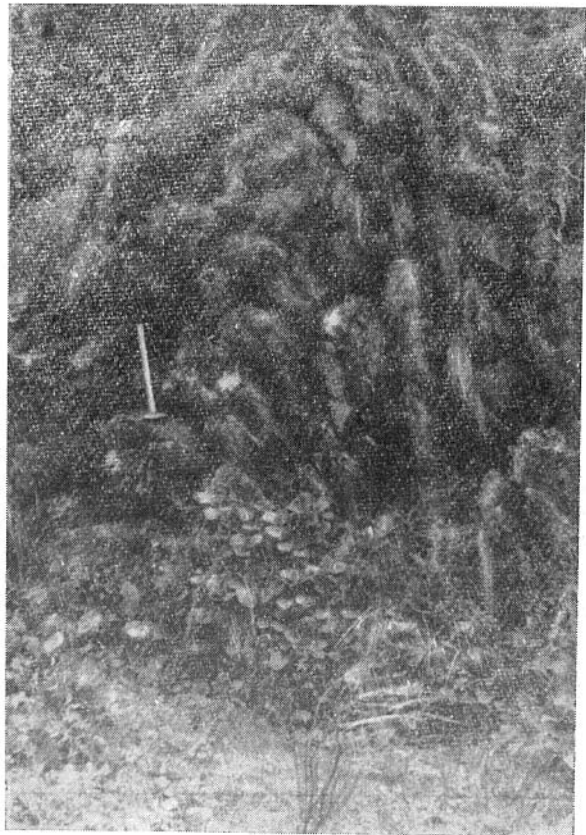


Рис. 30. Складчатость крупноритмичной пачки каратюрекской свиты. Бассейн р. Кучерлы.

предложению Н. Б. Вассоевича в аспидную формацию (Келлер, 1949). На Кавказе, где в этой формации присутствуют характерные аспидные сланцы, название ее до некоторой степени отражает и состав. В других же регионах это название становится условным, так как в составе формации аспидные сланцы отсутствуют и основу ее составляют чередую-

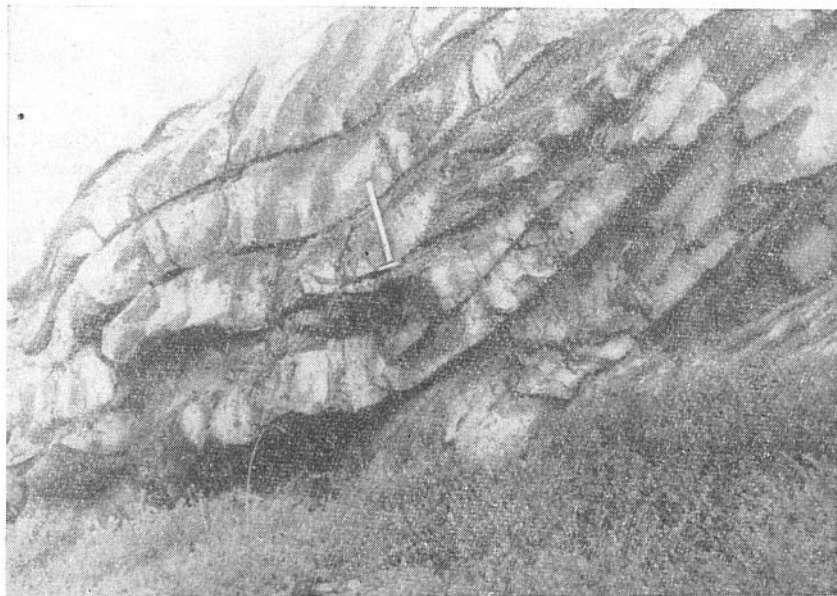


Рис. 31. Крупноритмичное переслаивание песчаников (светлые крупные прослои) и сланцев (темные тонкие прослои) казаньгирской свиты. Аспидная формация. Бассейн р. Тархаты.

щиеся граувакковые песчаники и сланцы с «зачаточной ритмичностью флишевого типа» (Келлер, 1949, стр. 112).

Б. М. Келлер считает неудачным применявшееся иногда для этой формации название «граувакковая», так как оно не позволяет отличить ее от более высокой формации этого ряда — флишевой. Именно тип слоистости, а не набор пород является главным отличием этих формаций.

Название аспидная формация употребляется и В. Е. Хаиным (1959), правда, в более широком объеме с включением сюда и кремнисто-глинистой формации. Он считает ее аналогом спилито-кератофировой формации, формирующейся в соседних областях. В. В. Белоусов (1954) выделяет эту формацию под названием нижней терригенной формации, а Л. Б. Рухин (1961) включает ее в состав глинисто-сланцевой формации начальных этапов геосинклинального развития.

В Алтае-Саянской складчатой области к аспидной формации следует относить, по-видимому, большую часть мощных терригенных отложений нижнего палеозоя, широко развитых в каледонских тектонических структурах. Правда, слабая изученность этих толщ не всегда позволяет выделить формацию с достаточной степенью уверенности.

В Западном Саяне аналогом аспидной формации является выделенная Л. П. Зоненшайном (1963) песчаниковая подформация терригенной внутригеосинклинальной формации. Песчаниковая подформация имеет сходное с аспидной формацией палеогеографическое и палеотектоническое значение и лишь преобладание олигомиктовых полевошпатово-квар-

цевых песчаников вместо граувакковых песчаников, характерных для аспидной формации Южного Урала и Кавказа, является, по-существу, единственным их отличием. Вряд ли целесообразно придавать этому обстоятельству столь решающее значение, как это делает Л. П. Зоненшайн, отказываясь от выделения аспидной формации в Западном Саяне и прибегая к новому названию. К аспидной формации следует также относить ишкинскую и аласугскую свиты Западной Тувы (Владимирский, 1959), а также большую часть разреза кембро-ордовикских терригенных отложений Северо-Западной Монголии.

Флишевая формация выделяется лишь в Южно-Алтайской впадине, где она постепенно сменяет аспидную формацию. В двух других нижнепалеозойских впадинах флишевая формация не известна. Правда, сейчас нельзя говорить вполне определенно об отсутствии в этих впадинах флиша, поскольку нижнепалеозойские терригенные толщи изучены еще сравнительно слабо.

Флишевая формация Южно-Алтайской впадины аналогична по набору горных пород подстилающей ее аспидной формации, но отличается четко выраженной ритмичной слоистостью (рис. 32) и малой мощностью прослоев чередующихся пород.

Палеогеографическая обстановка времени образования флиша Горного Алтая существенно не изменилась по сравнению со временем образования аспидной формации. Несколько возрастает роль местных областей сноса в снабжении обломочным материалом областей седиментационных впадин.

К двухкомпонентному терригенному флишу следует относить жумалинскую (рис. 33) и, по-видимому, калагашскую (рис. 34, 35) свиты Южно-Алтайского синклинория. Последняя местами метаморфизована и ритмичный характер ее слоистости не всегда виден достаточно отчетливо.

Для Алтае-Саянской складчатой области в настоящее время не имеется, к сожалению, материалов, которые позволили бы вполне определенно говорить о присутствии или об отсутствии флишевой формации в палеозойских морских впадинах.

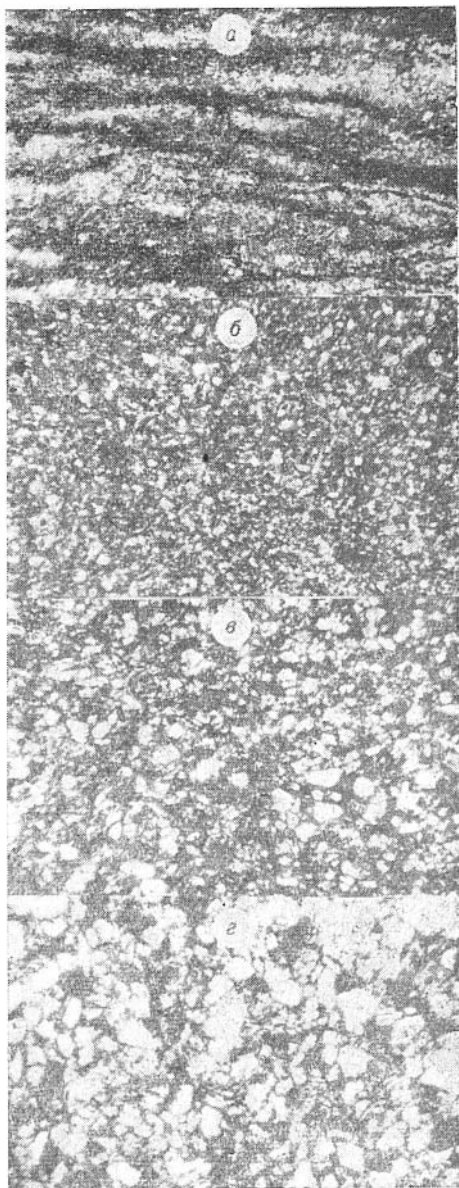


Рис. 32. Полевощпато-кварцевый мелкозернистый песчаник (а), тонкозернистый песчаник (в), алевролит (б) и серицитохлоритовый сланец (а) взяты из разных частей одного ритма. Калагашская свита. Флишевая формация. Бассейн р. Кучерлы. Микротофо, ув. 49.



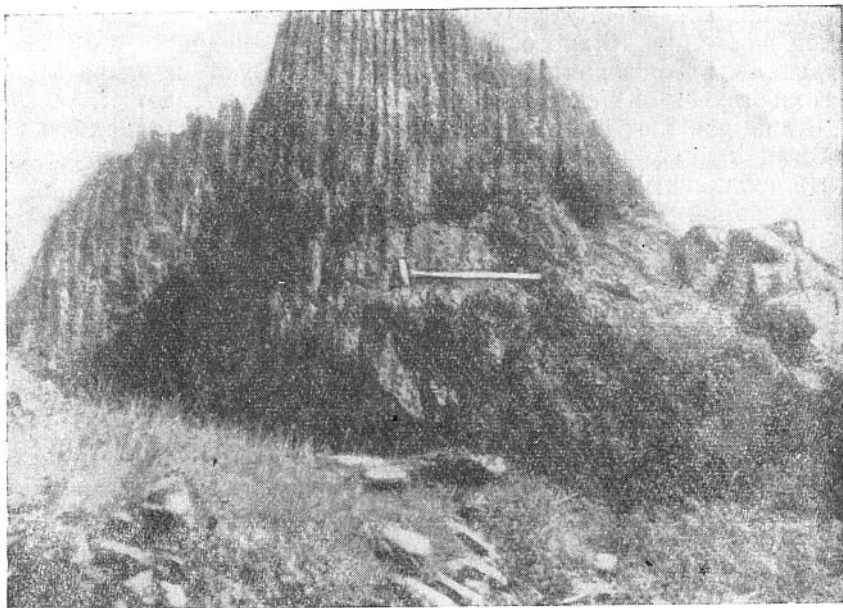
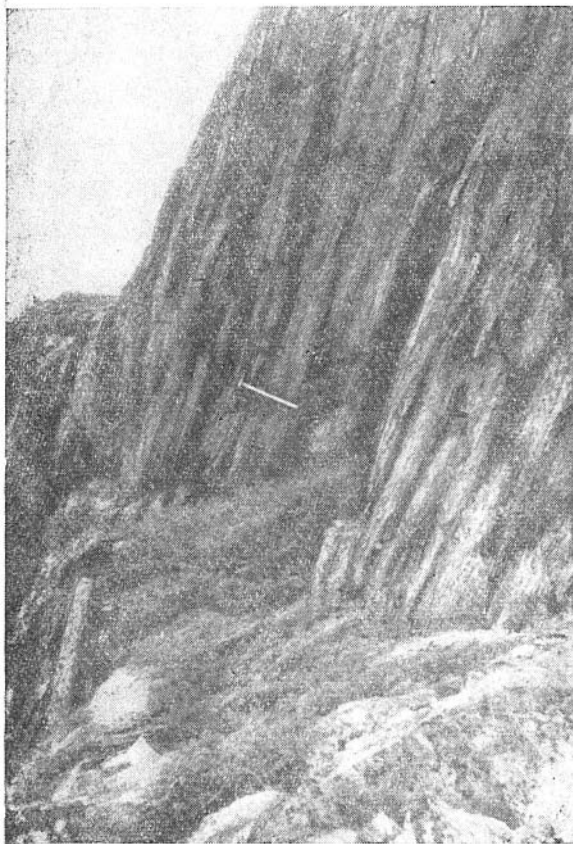


Рис. 33. Тонкоритмичная сланцево-песчаниковая пачка флишевой формации.  
Жумалинская свита. Верховья р. Жасатера.



Интересно, что в Западном Саяне Л. П. Зоненшайн (1963) выделяет флишоидную подформацию терригенной внутригеосинклинальной формации, которая сменяет песчаниковую подформацию, отличаясь от нее главным образом флишевым типом слоистости.

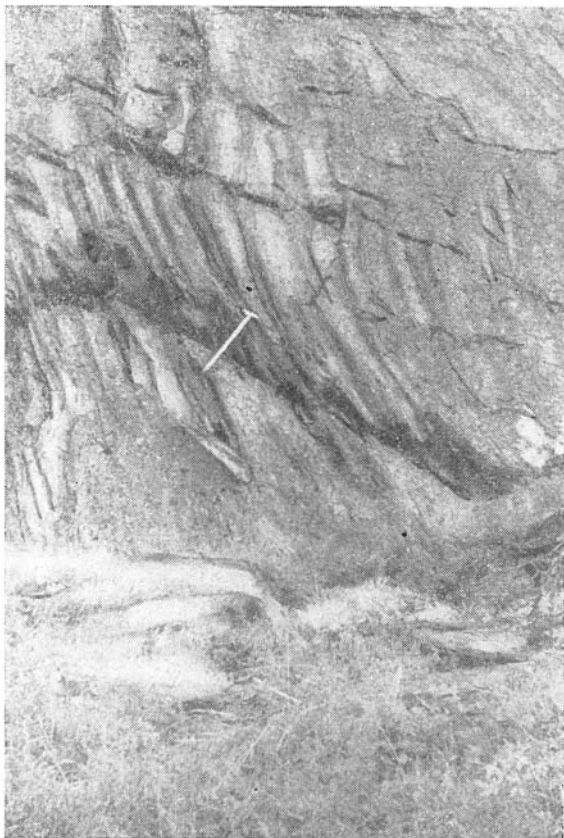
Во впадинах Горного Алтая, даже там, где типичная флишевая формация отсутствует, ритмичная слоистость в разрезах терригенных толщ появляется на определенных уровнях — в верхах аспидной формации (например, верхи чарышской свиты С.-З. Алтая, отчасти — кумурлинская свита Башкаусской впадины). Появле-

Рис. 34. Тонкоритмичная сланцево-песчаниковая пачка флишевой формации. Калагашская свита. Бассейн р. Кучерлы.



ние ритмичной слоистости в разрезах терригенных толщ, несомненно, отражает определенную стадию развития той или иной впадины, соответствующую стадии флишевой формации в других впадинах.

Смена аспидной формации флишевой имеет, по-видимому, не столько палеогеографические причины, сколько тектонические. Как указывают Н. Б. Вассоевич (1951) и Б. М. Келлер (1949), время образования флиша характеризуется высокой сейсмической активностью геосинклинальной области. Следовательно, усиление тектонических движений могло, в частности, привести к смене аспид-



*Рис. 35.* Тонкоритмичная песчано-сланцевая пачка флишевой формации. Калагашская свита. Бассейн р. Кучерлы.



*Рис. 36.* Складчатость ритмично-слоистой пачки молассовой формации. Тунгрукская свита. Верховья р. Тархаты.

ной формации флишевой даже при сходстве палеогеографических условий. По мнению Б. М. Келлера (1949), флиш является наиболее типичной формацией для внешних прогибов геосинклинальных областей, где слабо проявился вулканизм начальных стадий геосинклинального развития.

Молассовая формация широко распространена в Ануйско-Чуйской и в меньшей степени Южно-Алтайской впадинах. Не установлена моласса лишь в Башкаусской впадине, где она, по всей вероятности, уничтожена в результате широко проявившихся эрозионных процессов.

Молассовая формация Горного Алтая представлена преобладающими полимиктовыми пестроцветными песчаниками мелко- до крупнозернистых, филлитизированных глинистыми сланцами, а также полимиктовыми гравелитами и конгломератами. Состав и слабая окатанность обломочного материала пород формации с несомненностью свидетельствуют о местном его происхождении. Среди обломков много горных пород и минералов, не выдерживающих длительной транспортировки. Для молассы Ануйско-Чуйской впадины установлено обилие обломков вулканического происхождения, особенно в областях, примыкающих к Центрально-Алтайской островной дуге.

Во время образования молассовой формации морские впадины были уже значительно обособлены от смежных территорий островными дугами. Последние вышли из-под уровня моря, ограничивая поступление во впадины терригенного материала с соседних регионов. Молассовая формация почти полностью формируется за счет разрушения высоко поднятых островных дуг.

К молассовой формации относятся суеткинская ( $Ст^2_2 — O_1$ ) и кадрина (Кад) свиты Ануйско-Чуйской впадины, тунгюрюкская ( $O_1$ ) (рис. 36, 37) и текелинская ( $O_1$ ) (рис. 38) свиты Южно-Алтайской впадины.



Рис. 37. Пришлифовка образца конгломерата молассовой формации. Тунгюрюкская свита. Верховья р. Тархаты (натуральная величина).



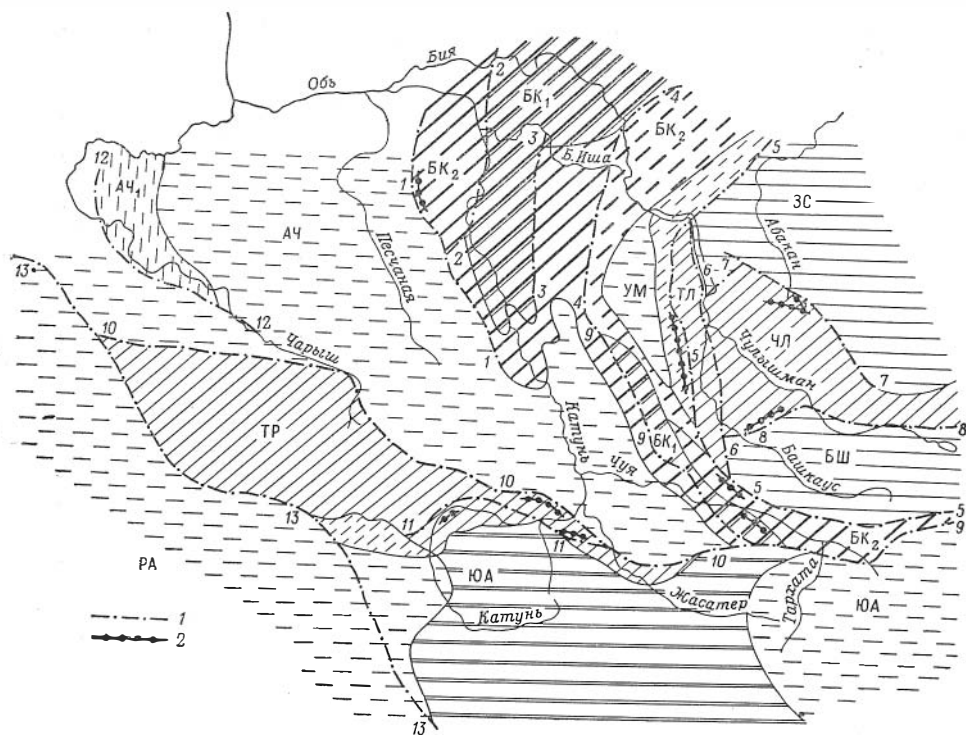
*Рис. 38.* Складчатость ритмично-слоистой пачки молассовой формации. Телелинская свита. Верховья р. Кучерлы.

Молассовая формация по существующим представлениям является верхним членом формационного ряда тектонических структур миеогеосинклинального характера развития (Хаин, 1959; Белоусов, 1954; Келлер, 1959; Хворова, 1961; Херасков, 1952, 1963 и др.). Это положение в основном подтверждается материалами по Западному Саяну (Зоненшайн, 1963), Туве, Северо-Западной Монголии (Волочкович, 1961). Справедливо это положение и для большей части Южно-Алтайского синклинория. Лишь в Ануйско-Чуйском синклинории молассовая формация перекрывается более молодыми и мощными геологическими формациями несомненно геосинклинального характера. Рассмотрение этих формаций выходит за пределы темы настоящей работы.

В смежных областях островных дуг молассовой формации соответствует по времени образования известняково-граувакковая (Центрально-Алтайская островная дуга) и терригенная (краевые островные дуги) прибрежно-морские формации.

Таким образом, сводный типовой ряд геологических формаций для областей докембрийских и нижнепалеозойских морских впадин Горного Алтая состоит из следующих четырех формаций (снизу вверх): 1) кремнисто-глинистой, подразделяемой местами на нижнюю — сероцветную и верхнюю — пестроцветную подформации; 2) аспидной; 3) флишевой и 4) молассовой. Эти формации, как указывалось выше, по-разному проявляются в тех или иных впадинах Горного Алтая; различны время и продолжительность их образования. В целом для рассмотренного формационного ряда морских впадин ярко выражено закономерное увеличение снизу вверх терригенного материала, имеющего местный источник сноса, за счет соответствующего уменьшения и исчезновения терригенного аллохтонного материала, области питания которого расположены за пределами Горного Алтая.

Обобщая сказанное выше, следует подчеркнуть, что все многообразие позднекембрийских и нижнепалеозойских геологических формаций



Палеотектонические структуры	Геоантиклинальные поднятия				Геосинклинальные прогибы			
	Центрального типа (внутренние)		Крайового типа (внешние)					Местные поднятия
Время консолидации	Вторая половина среднего кембрия		Начало раннего ордовика		Конец раннего ордовика		Сохранившие подвижность в среднем и позднем ордовике	
Условные знаки на схеме	Осевая часть	Крайевая часть	Вовлеченные в средне-поздне-ордовикские опускания					
Геологические формации	O <sub>1</sub>	?	Терригенная		?	Молассовая	Молассовая	
	Ст <sub>3</sub>	Известняково-граввакковая		?	Аспидная	Флишевая	Молассовая	
	Ст <sub>2</sub> <sup>2</sup>	?				Терригенная флишеидная (в крайевых частях)	Аспидная	Аспидная
	Ст <sub>2</sub> <sup>1</sup>	Известняково-порфирово-граввакковая		Порфирово-сланцевая	Кремнисто-глинистая			Аспидная
	Ст <sub>1</sub> <sup>2</sup>	Диабазовая				Зеленокаменная		
Ст <sub>1</sub> <sup>1</sup>	Кремнисто-карбонатная		Формация метаморфических парасланцев		?		Сероцветная подформация	
Интрузивные образования	O <sub>2-3</sub>			Граниты O <sub>2-3</sub>	Граниты O <sub>2-3</sub>	Граниты O <sub>2-3</sub>		
	O <sub>1</sub>			Гнейсограниты O <sub>1</sub>	Гнейсограниты O <sub>1</sub>	Гнейсограниты O <sub>2-3</sub>		
	Ст <sub>3</sub>			Гипербазиты Ст <sub>1-2</sub>	отсутствуют			
	Ст <sub>2</sub>	Плагιοграниты Ст <sub>2-3</sub> габбро Ст <sub>2</sub>						
	Ст <sub>1</sub>	Гипербазиты Ст <sub>1-2</sub>						
РСт			Граниты РСт (только Терехтинское поднятие)					

Рис. 39. Палеотектоническая схема Горного Алтая.

1 — глубинные разломы; 2 — гипербазитовые пояса.  
 Геоантиклинальные поднятия: БК<sub>1</sub> — Бийско-Катунское, осевая часть; БК<sub>2</sub> — Бийско-Катунское, крайевая часть; ТР — Терехтинское; ТЛ — Телецкое; ЧЛ — Чулышманское. Геосинклинальные прогибы: АЧ — Ануиско-Чуйский; АЧ<sub>1</sub> — местное поднятие в Ануиско-Чуйском прогибе; ЮА — Южно-Алтайский; БШ — Башкаусский; УМ — Уйменский; ЗС — Западно-Саянский; РА — Рудно-Алтайский. Глубинные разломы: 1 — Сарасинско-Чергунский; 2 — Манжерокский; 3 — Кубинский; 4 — Снейско-Бныргинский; 5 — Курайско-Телецкий; 6 — Улаганский; 7 — Шапшальский; 8 — Саратанский; 9 — Кадринско-Баратальский; 10 — Чарышско-Терехтинский; 11 — Южно-Терехтинский; 12 — Талицкий; 13 — Западно-Алтайский.

Горного Алтая укладывается в два основных резко отличных друг от друга формационных ряда.

Один ряд, свойственный островным дугам, характеризуется автохтонными формациями, состоящими из хемогенного кремнисто-карбонатного, биогенного и вулканогенного материала, а также из продуктов разрушения вулканогенных и кремнисто-карбонатных пород. Крайним выражением этого ряда являются формации центральной (внутренней) островной дуги.

Другой ряд, свойственный морским впадинам, характеризуется аллохтонными формациями, состоящими из бескарбонатного терригенного материала, имеющего различные источники питания.

Промежуточное положение занимает нечетко выраженный формационный ряд краевых (внешних) островных дуг.

Пространственное размещение геологических формаций в различных тектонических структурах Горного Алтая показано на рис. 39.



**ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ГОРНОГО АЛТАЯ  
И ИХ РАЗВИТИЕ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ И РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ**

Вопросы геотектонического развития Горного Алтая в позднем докембрии и раннем палеозое затрагиваются наряду с другими вопросами в работах М. А. Усова (1936), М. К. Коровина (1948), В. А. Кузнецова (1948, 1952, 1954, 1963 и др.), В. П. Нехорошева (1951, 1958, 1960), И. И. Белостоцкого (1956), И. И. Белостоцкого, Л. П. Зоненшайна, И. Ф. Пожариского и др. (1959), Ю. А. Кузнецова (1960), В. А. Унксова (1958, 1960), Н. П. Васильковского, А. А. Предтеченского, В. М. Сенникова (1961), Б. Н. Красильникова (1961), И. Ф. Пожариского (1960), Д. И. Горжевского, М. В. Муратова (1961), В. С. Мелещенко, Э. Н. Янова, И. Н. Казакова (1960), Н. С. Зайцева (1963), Ж. Д. Никольской и др. (1963), а также многих других исследователей (Б. Ф. Сперанского, М. К. Винкман, В. М. Сенникова, Ю. С. Перфильева, К. Л. Волочковича и др.).

Большинство авторов перечисленных выше работ сходится в том, что Горный Алтай в позднем докембрии и раннем палеозое характеризуется преобладанием нисходящих тектонических движений, охватывавших огромную площадь Алтае-Саянской геосинклинали. Отрицательные тектонические движения сменялись кратковременными моментами относительных поднятий или замедленных прогибаний, что рассматривается некоторыми исследователями как проявление «фаз складчатости». В работах также единодушно подчеркивается большое значение средне-верхнекембрийских тектонических движений («салаирская фаза») в геологическом развитии Алтая, в оформлении его структурно-тектонического плана. С верхнего кембрия Горный Алтай существует как дифференцированная геосинклиналиная область, в составе которой имеются консолидированные в конце среднего кембрия складчатые сооружения в виде дугообразной, расширяющейся к северу полосы на месте современных Катунского антиклинория, Кадринско-Баратальского горста и Уйменско-Лебедского синклинория. На остальной территории «салаирские» тектонические движения не привели к образованию консолидированных структур и в геосинклиналиных прогибах верхнего кембрия — нижнего ордовика накапливаются мощные терригенные толщи флишондного облика. На границе «салаирских» складчатых сооружений с окружающими прогибами в период интенсивных тектонических движений возникают расколы земной коры — глубинные разломы, контролирующие магматическую деятельность. В конце раннего ордовика возникают новые складчатые сооружения — «каледонские» — и к консолидированным «салаиридам» присоединяется огромная территория Южного Алтая (Холзунско-Чуйский антиклинорий) и Восточного Алтая (Телец-

кий и Чулышманский горсты, Башкауский синклиорий). В дальнейшем после этой нижнеордовикской тектонической «фазы» лишь Ануйско-Чуйский синклиорий сохраняет способность к новым опусканиям и аккумуляции толщ геосинклинального характера. Усиление складкообразовательных тектонических движений (тектонические «фазы» — в терминологии некоторых исследователей), как правило, сопровождается внедрением интрузий гипербазитов, габброидов и гранитоидов.

Такова схема тектонического развития Горного Алтая, признаваемая в общем виде с теми или иными поправками, большинством исследователей. В создании этой схемы основная роль, несомненно, принадлежит В. А. Кузнецову, посвятившему ей целый ряд работ. Многие положения схемы В. А. Кузнецовым были поставлены и решены впервые и в дальнейшем восприняты другими исследователями с теми или иными дополнениями или без таковых.

При более детальном рассмотрении схемы обнаруживается меньше единодушия в толковании отдельных моментов геологической истории Горного Алтая. Во многих работах доверхнекембрийская палеотектоническая структура Горного Алтая представлялась довольно однородной, слабодифференцированной. Эти выводы опирались на соответствующую стратиграфическую схему, предполагавшую единообразие геологического разреза этого времени для всей территории Горного Алтая. Согласно этой схеме, конец докембрия характеризовался повсеместным кремнисто-карбонатным осадкообразованием, сменившимся в нижнем и начале среднего отделов кембрия также повсеместным накоплением основных вулканогенных пород. Такое кажущееся единообразие стратиграфического разреза древних толщ наводило некоторых исследователей на мысль о платформенных условиях, предшествовавших возникновению геосинклинального режима в Горном Алтае, как и во всей Алтае-Саянской складчатой области (Усов, 1936; Сперанский, Коровин, 1948; Нехорошев, 1951; Кузнецов, 1952; Мелещенко и др., 1960; Мусатов, 1963 и некоторые другие). Возможность слабой тектонической дифференциации в это время если и признавалась, то конкретные палеотектонические структуры тем не менее не были выделены. Причиной этого была малая детальность стратиграфической схемы этого времени и слабая изученность фациальных изменений древних толщ.

Несмотря на малую детальность стратиграфического материала, В. А. Кузнецов еще в 1952 г. в результате тщательного изучения фациальной изменчивости толщ, впервые обосновал и выделил древнее поднятие, существовавшее с докембрия на месте современного Катунского антиклинория. Это поднятие характеризовалось карбонатно-терригенным типом разреза в отличие от окружающих прогибов, где накапливались терригенно-вулканогенные толщи (В. А. Кузнецов, 1952). Эта первая конкретная схема палеотектонического районирования Алтая получила развитие в последующих трудах В. А. Кузнецова (1954, 1963) и оказала большое влияние на тектонические построения многих исследователей (И. И. Белостоцкого, Ю. С. Перфильева, И. Ф. Пожариского, В. А. Унксова, Ж. Д. Никольской и др.). Выделение поднятия древнего заложения, на месте которого в дальнейшем сформировался Катунский антиклинорий, было одним из важных доказательств отсутствия «инверсий» и унаследованного развития тектонических структур, впервые сформулированного для Горного Алтая, В. А. Кузнецовым (1952), в соответствии с представлениями Н. С. Шатского (1939, 1946, 1951), А. В. Пейве (1941, 1945, 1956<sub>1</sub>, 1956<sub>2</sub>, 1956<sub>3</sub>), и В. А. Николаева (1944, 1953, 1954).

Унаследованный характер развития тектонических структур Алтая является сейчас общепризнанным. Однако в рамках общего унаследованного развития структур некоторые исследователи указывают на крупные региональные структурные несогласия и частичные перестройки структурного плана. В частности, такие общие для Алтая региональные несогласия имеются, по представлениям одних исследователей, на границе кембрия и докембрия (Винкман, 1964; Белоусов, 1960, 1961; Радугин, 1960; Перфильев и др.), а также в конце среднего кембрия (Нехорошев, 1960; Винкман, 1964; Белоусов, 1960 и др.) и в конце нижнего ордовика (Винкман, 1958; Гинцингер, 1962; Перфильев и др.).

Это порождает представления о единых разновозрастных структурных этажах (ярусах, комплексах) как основных элементах тектонического строения Горного Алтая, соответствующих главным этапам («циклам») геологического развития (Кузнецов, 1954, 1963; Нехорошев, 1958, 1960; Радугин, 1960; Унксов, 1958, 1960 и др.).

При этом одни исследователи считают, что «салаирский этап», которому соответствует нижний структурный этаж (поздний докембрий — средний кембрий) является самостоятельным этапом (тектономагматическим циклом, по В. А. Кузнецову), равнозначным более молодому — каледонскому, которому отвечает второй (средний) структурный этаж (верхний кембрий — нижний ордовик). Эти этапы различаются между собой по характеру осадкообразования, магматизму и морфологии складчатых структур (Кузнецов, 1954, 1963; Радугин, 1960; Зайцев, 1963; Белостоцкий, 1956).

Другие (Нехорошев, 1954, 1958, 1960; Унксов, 1958) считают салаирский этап частью каледонского тектонического этапа (поздний докембрий — верхний силур или нижний девон включительно).

Третьи вообще рассматривают всю палеозойскую историю формирования складчатых структур Алтая как результат эволюции единого геосинклинального этапа, начавшегося с позднего докембрия и продолжавшегося в течение почти всего палеозоя (Белостоцкий и др., 1959; Пожариский, 1960; Красильников, 1961). По мнению этих исследователей, складчатые сооружения Алтая образуются в результате последовательной консолидации территории. Некоторые складчатые структуры сформировались в результате нескольких моментов консолидации, т. е. их возраст является различным для разных его частей. В отношении этапности формирования складчатых сооружений Алтая указанные исследователи придерживаются взглядов А. А. Богданова (1959) и Н. П. Хераскова (1963), которые в эволюции «первичных геосинклинальных областей» А. В. Пейве и В. М. Сеницина (1950) выделяют два этапа: собственно геосинклинальный и орогенный.

Идею моноциклического развития тектонических структур Алтая поддерживает и Ж. Д. Никольская (1963). В тектоническом развитии Алтая она выделяет четыре периода: 1) интенсивного прогибания ( $S_n - S_m$ ), 2) дифференциальных движений ( $S_m - D_1$ ), 3) прогрессирующего воздымания ( $D_2 - C_{1v}$ ) и 4) формирования горной страны ( $C_{1n} - Q$ ).

Отсутствие повторяемости (циклов) в формировании геосинклинальных складчатых структур вообще и Алтае-Саянской области, в частности, отмечал Н. П. Васильковский. Он выделяет в развитии геосинклинальных областей несколько стадий: начальную стадию подводных океанических дуг, раннюю стадию малых островных дуг, зрелую стадию (собственно островных дуг) и конечную стадию (Васильковский, 1960<sub>1</sub>, 1960<sub>2</sub>). Для Алтае-Саянской области Н. П. Васильков-



ский показал, что основные структурные элементы имеют древнее заложение — еще в докембрии. В Горном Алтае, кроме Катунского поднятия, выделенного В. А. Кузнецовым, Н. П. Васильковский намечает в позднем докембрии существование поднятий на месте современных Терехтинского антиклинория, Телецкого и Чулышманского горстов. Разрастание поднятий и усложнение их структуры является непрерывным, направленным процессом геосинклинального развития. Прогибы внутренних областей геосинклинали Алтая (как и вообще всей Алтае-Саянской области) в начальных и ранних стадиях характеризуются, по мнению Н. П. Васильковского, бурной вулканической деятельностью и накоплением мощных толщ основных вулканогенных пород типа спилито-кератофировой формации. Таких же представлений о приуроченности основных вулканогенных толщ (спилито-кератофировая формация) к внутригеосинклинальным прогибам придерживаются и многие другие исследователи — А. В. Пейве (1950), В. Е. Хаин (1959), В. А. Кузнецов (1952, 1963), Н. П. Херасков (1952, 1963) и др.

Внутренние поднятия геосинклинали являлись основным поставщиком обломочного материала для формирования терригенных толщ во внутригеосинклинальных прогибах. Роль аллохтонного материала, имеющего внешние источники сноса, Н. П. Васильковский считает несущественной (1961). Противоположных взглядов об источниках обломочного материала геосинклинальных толщ Алтая придерживается В. П. Нехорошев (1960). Он считает, что основные источники сноса обломочного материала расположены северо-восточнее — за пределами Горного Алтая.

В настоящем разделе, посвященном палеотектоническим структурам Горного Алтая и истории их формирования, развиваются взгляды предшествующих исследователей — В. А. Кузнецова, В. П. Нехорошева, Н. П. Васильковского, И. И. Белостоцкого и др., на основе новых стратиграфических построений, а также обобщения материала по литологии и формационному составу древних толщ и палеогеографии региона.

В этом разделе рассматриваются следующие вопросы: палеотектоническое районирование, характер тектонических движений, пространственное размещение магматических формаций и общая схема возникновения и эволюции палеотектонических структур.

## 1. СХЕМА ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

В структурно-тектоническом плане Горного Алтая в позднем докембрии и раннем палеозое выделяются два главных типа складчатых структур, которые коренным образом отличаются друг от друга по морфологии и особенностями развития (см. рис. 39).

Первый тип палеотектонических структур в морфологическом отношении отвечает областям островных дуг и характеризуется карбонатно-вулканогенным рядом автохтонных формаций. Второй тип палеоструктур занимает области глубоководных морских впадин и отличается свойственным ему рядом аллохтонных терригенных геологических формаций. В соответствии с представлениями Н. С. Шатского (1938, 1939, 1946 и др.) эти два типа палеотектонических структур именуется нами геантиклинальными поднятиями и геосинклинальными прогибами. Выделение этих структур и составляет основу палеотектонического районирования Горного Алтая для эпохи позднего докембрия и раннего палеозоя.

Геоантиклинальные поднятия являются ведущим, наиболее активным структурным элементом позднедокембрийской и нижнепалеозойской геосинклинали Горного Алтая. Здесь бурно протекали магматические процессы как вулканического, так и интрузивного типа. Здесь наиболее сильно проявились складкообразовательные тектонические движения. Развитие геоантиклинальных поднятий в значительной мере определяло закономерность осадкообразования на всей территории Горного Алтая.

Геоантиклинальные прогибы — сравнительно пассивные палеоструктурные элементы. Происходящие в процессе геологического развития региона изменения проявлялись главным образом в области геоантиклинальных поднятий и сравнительно слабо затрагивали геосинклинали прогибы. В прогибах накапливались мощные толщи терригенных осадков, среди которых известную роль играли продукты разрушения складчатых сооружений геоантиклинальных поднятий. Геологический разрез осадочных терригенных отложений геосинклинали прогибов является, таким образом, своеобразным геологическим документом, отразившим особенности эволюции как самих прогибов, так и геоантиклинальных поднятий. Огромные мощности осадочных толщ геосинклинали прогибов говорят о неуклонном и относительно их прогибании по сравнению с геоантиклинальными поднятиями. Для геосинклинали прогибов не характерна вулканическая деятельность, так же как не типичны и интрузивные образования.

Лишь после консолидации областей геоантиклинальных поднятий процессы геосинклинали развития в смежных геосинклинали прогибах становятся более «оживленными», протекают более активно. Это касается в первую очередь складкообразовательных тектонических движений и проявлений магматизма. Из магматогенных образований в прогибах известны лишь гранитоиды, с появлением которых прогибы частично или полностью теряют свою подвижность и способность к прогибанию. В некоторых же прогибах магматические образования докембрия и нижнего палеозоя совершенно отсутствуют; они сохраняют подвижность и в более позднее время.

Таким образом, геоантиклинальные поднятия отличаются от геосинклинали прогибов, помимо всего, еще и более ранней консолидацией. Жесткие консолидированные геоантиклинальные поднятия в дальнейшем играют роль «срединных масс», влияющих на ориентировку и морфологию складчатых структур геосинклинали прогибов.

Геоантиклинальные поднятия Горного Алтая, занимающие территорию островных дуг, также достаточно разнообразны. Среди них по особенностям формационного состава и, следовательно, по особенностям геологического развития нужно различать геоантиклинальные поднятия центрального типа (внутренние) и геоантиклинальные поднятия краевого типа (внешние). Первые в морфологическом отношении отвечают центральным (внутренним), а вторые — краевым (внешним) островным дугам.

К поднятиям центрального типа в Горном Алтае относится только Бийско-Катунское геоантиклинальное поднятие, занимающее территорию Центрально-Алтайской островной дуги. В строении этой палеотектонической структуры ведущее место занимают три мощные формации — кремнисто-карбонатная, диабазовая и известняково-порфиристо-граувакковая. Все формации сильно дислоцированы с образованием узких линейных складок, осложненных множеством дополнительных складок более высоких порядков. Оси крупных складок имеют преимущественную ориентировку, совпадающую с простираанием

поднятия. Перечисленные формации не отличаются между собой по характеру складчатых дислокаций и образуют единый структурный комплекс. Наблюдаемые местами размыты на границе толщ не нарушают общего единого для этих формаций структурного плана.

Выше перечисленных трех формаций залегает известняково-граувакковая формация. Она отличается от подстилающих малой мощностью, ограниченностью распространения и простотой складчатых форм. Толщи, входящие в состав формации, залегают в широких открытых пологих синклинальных складках. Из этого видно, что складкообразовательные тектонические движения, дислоцировавшие три нижние формации, происходили преимущественно до образования известняково-граувакковой формации, которая формировалась уже на сравнительно жестком консолидированном субстрате.

Вулканическая деятельность в пределах Бийско-Катунского геантиклинального поднятия известна с конца позднего докембрия и продолжалась вплоть до начала среднекембрийского времени. Правда, в южной части Бийско-Катунского поднятия вулканизм прекратился несколько раньше — к середине ленского века. Максимум вулканической деятельности падает на первую половину раннего кембрия.

Из интрузивных образований в Бийско-Катунском поднятии выделяются три разновозрастных комплекса (Кузнецов, 1963). Самый древний условно ниже-среднекембрийский комплекс гипербазитов представлен мелкими линзовидными телами серпентинитов и серпентинизированных пироксенитов. Массивы гипербазитов, группируясь, образуют вытянутые «цепочки» — гипербазитовые пояса (по В. А. Кузнецову). Они тяготеют к краевым частям поднятия в северо-западной и южной его частях. Среднекембрийский (?) габброидный комплекс представлен мелкими штокообразными телами габбро и габбро-пироксенитов, которые так же, как и гипербазиты, тяготеют пространственно к диабазовой формации. Наконец, к средне-верхнекембрийскому (?) гранитоидному комплексу относятся мелкие и реже крупные штокообразные массивы преимущественно плагиогранитного, монцитонитового и гранодиоритового составов, а также их более основные дифференциаты — диориты, габбро и габбро-пироксениты. Следует подчеркнуть, что определения возраста интрузивных комплексов чрезвычайно условны и основаны на далеких сопоставлениях.

Консолидация территории Бийско-Катунского геантиклинального поднятия происходила в течение второй половины среднего кембрия. При этом осевые центральные части поднятия консолидированы несколько раньше его краевых частей. Это определяется возрастом нижней границы известняково-граувакковой формации, участвующей в строении наложенных структурных форм: в центральной части поднятия эта формация начинается с еландинской свиты ( $Ст_2^2$ ), а в краевой части (Ыныргинский район) одновозрастные отложения ыныргинской свиты имеют большую мощность, содержат редкие прослои основных вулканогенных пород и их следует относить, по-видимому, к геосинклинальной известняково-порфирито-граувакковой формации. А к известняково-граувакковой формации Ыныргинского района следует относить лишь более молодые — кульбичскую ( $Ст_3$ ) и чойскую ( $O_1$ ) свиты. Следовательно, в центральных районах Бийско-Катунского поднятия складчатые сооружения были сформированы уже к середине среднего кембрия, а в краевых частях их образование завершилось лишь к началу верхнего кембрия.

Время консолидации южной части Бийско-Катунского поднятия из-за отсутствия формаций типа известняково-граувакковой точно не

известно. Возможно, что консолидация этой территории произошла несколько позднее, чем на севере поднятия.

Бийско-Катунское геоантиклинальное поднятие является южным продолжением структур Кузнецкого Алатау и Горной Шории и прослеживается далее на юг в пределы Монголии. В Горном Алтае это единственная палеотектоническая структура такого типа.

К геоантиклинальным поднятиям краевого типа относятся на востоке Горного Алтая Телецкое и Чулышманское, а на юго-западе Терехтинское поднятие. Главное их отличие от Бийско-Катунского поднятия центрального типа заключается в значительно меньшей активности магматических процессов и более поздней консолидации.

Для Телецкого и Чулышманского геоантиклинальных поднятий установлены две мощные и сложнодислоцированные формации: докембрийская формация метаморфических парасланцев и нижнекембрийская порфирито-сланцевая формация. Обе формации составляют, по-видимому, единый структурный комплекс, хотя характер складчатых дислокаций нижней формации не вполне ясен вследствие сильного метаморфизма пород, затушевавшего их первичную структуру. Верхняя порфирито-сланцевая формация пространственно тяготеет к краевым частям геоантиклинальных поднятий. Восточное крыло Телецкого поднятия сложено формацией, весьма близкой по составу к диабазовой формации Бийско-Катунского поднятия.

Самой молодой формацией рассматриваемых палеоструктур является терригенная формация нижнеордовикского возраста. Она залегает с резким структурным несогласием на подстилающих формациях и отличается от них малой мощностью и простотой складчатых дислокаций. Несомненно, что образование этой терригенной формации происходило уже после консолидации территории, которая завершилась, таким образом, к началу ордовика. Определить точнее время консолидации в рассматриваемых поднятиях не представляется возможным из-за отсутствия средне-, верхнекембрийских отложений.

Вулканические излияния основных лав происходили в раннекембрийское время и были менее продолжительны, чем в Бийско-Катунском поднятии. Центры вулканических излияний располагались в краевых частях поднятий. Такое же структурное положение имеют и мелкие тела серпентинитов, сгруппированные в гипербазитовые пояса. Гипербазитовый интрузивный комплекс, по-видимому, нижнекембрийского возраста — древнейший в геоантиклинальных поднятиях. Известны два гипербазитовых пояса в рассматриваемом районе: один — на стыке Уйменской впадины и Телецкого поднятия, другой — вдоль северо-восточной окраины Чулышманского поднятия.

Для рассматриваемых поднятий устанавливаются два гранитоидных комплекса, по-видимому, близких по возрасту. Один из них, условно нижнеордовикский, представлен многочисленными мелкими пластообразными и линзовидными телами, реже крупными штоками биотитовых и двуслюдяных гнейсовидных гранитов и гранодиоритов, переходящих постепенно в грано- и гранодиорито-гнейсы и плагиогнейсы. Ориентированы тела гранитоидов согласно общей вытянутости поднятий и распространены по всей их площади.

Средне-верхнеордовикским также условно определен возраст другого гранитоидного комплекса биотитовых гранитов и гранодиоритов, образующего мелкие и крупные изометричные массивы, которые, в отличие от нижнеордовикских гранитоидов являются отчетливо секущими по отношению к структуре вмещающих метаморфических сланцев. Средне-

верхнеордовикские гранитоиды также располагаются как в краевых, так и в центральных частях поднятий.

Деление гранитоидов на два комплекса нам представляется весьма условным, так как критерии их различия очень нечетки: гнейсограниты в крупных массивах теряют свою гнейсовидную текстуру, имеют дискордантные соотношения с вмещающими породами и в этом случае не отличимы от гранитоидов другого комплекса. В. А. Кузнецов (1963) выделяет только один — нижнеордовикский — комплекс. Вполне возможно, что выделенные геологами ВАГТа два гранитоидных ордовикских комплекса являются лишь фазами единого комплекса. Условность принятого возраста подчеркивается данными абсолютного возраста. Так, для нижнеордовикского гнейсогранитоида из одного массива в Чулышманском поднятии, по данным В. Н. Гавриловой, определен абсолютный возраст 410 млн. лет, что отвечает, примерно, середине силура.

С внедрением крупных масс гранитоидов происходит консолидация территории (В. А. Кузнецов, 1960). С этих позиций возраст первых фаз гранитов следует считать нижнеордовикским, так как в Чулышманском поднятии терригенная формация (Еринатская мульда), которая образуется после консолидации территории, имеет нижнеордовикский возраст.

Сходно с описанными краевыми поднятиями и Терехтинское геосинклинальное поднятие. Здесь также нижней формацией является докембрийская формация метаморфических парасланцев, сложнодислоцированная и имеющая громадную мощность. С этой формацией образует единый структурный комплекс более молодая, но также позднекембрийская зеленокаменная формация — аналог диабазовой формации Бийско-Катунского поднятия. Зеленокаменная формация отчетливо тяготеет к периферическим частям Терехтинского поднятия, что лишь отчасти является следствием современного эрозионного среза, но главным образом отражает первоначальное ее расположение.

В краевой же части поднятия располагается более молодая, нижнекембрийская, порфирито-сланцевая формация. Она залегает на подстилающих формациях с крупным структурным несогласием и с удалением от поднятия постепенно переходит в кремнисто-глинистую формацию Южно-Алтайского прогиба. Порфирито-сланцевая формация имеет большую мощность, а ее породы смяты в линейные складки большой амплитуды.

Формационный ряд этого района венчается нижнеордовикской терригенной формацией, которая также известна пока лишь в краевой части поднятия, с удалением от которого она постепенно переходит в молассовую формацию Южно-Алтайского прогиба. Терригенная формация Терехтинского поднятия имеет малую мощность и отличается простотой складчатых форм и пологим залеганием. Несомненно, что образованию этой формации предшествовала общая консолидация территории, точное время которой установить не представляется возможным из-за отсутствия средне-верхнекембрийских формаций.

Древнейшими интрузивными образованиями Терехтинского поднятия являются микроклиновые граниты, гранодиориты и диориты Турундинского массива. Образование этого массива, по А. П. Кононову, связывается со щелочным метасоматозом терехтинских метаморфических сланцев. Абсолютный возраст микроклиновых гранитов, по данным В. В. Волкова и А. Н. Кононова, определяется в пределах 560—616 млн. лет, что соответствует позднему докембрию.

Турундинские гранитоиды являются единственным гранитоидным комплексом в Горном Алтае, предшествовавшим гипербазитовой интру-

зии. Возможно, с его появлением следует связывать частичную консолидацию территории Терехтинского поднятия, что обусловило наличие структурного несогласия между типично геосинклинальными докембрийскими и нижнекембрийскими формациями.

Мелкие линзовидные тела нижнекембрийских (?) гипербазитов располагаются по периферии Терехтинского поднятия, обнаруживая пространственную связь с докембрийской зеленокаменной формацией.

Выделяются два гипербазитовых пояса. Один из них расположен по северной периферии поднятия на границе с Ануйско-Чуйским прогибом, другой — вдоль южной границы поднятия на стыке с Южно-Алтайским прогибом. В обоих случаях гипербазитовые массивы располагаются в докембрийских толщах и нигде не прорывают достоверно кембрийские породы. Нижнекембрийский возраст гипербазитов установлен условно по аналогии с другими районами Алтая, но нельзя исключать и их более древний — докембрийский возраст.

Кроме гипербазитов условно нижнекембрийского возраста, других интрузивных образований в пределах поднятий исследователи не выделяют. Правда, в центральной части современного Терехтинского горст-антиклинория имеется много гранитоидных интрузий, которые все без исключения относятся к среднему и верхнему палеозою. Вполне возможно, что среди этих многочисленных интрузий, кстати, слабоизученных, имеются гранитоиды верхнекембрийские — нижнеордовикские, соответствующие условно определенному времени консолидации Терехтинского геосинклинального поднятия.

В заключение следует подчеркнуть, что формирование геоантиклинальных поднятий — сложный и длительный процесс, начавшийся еще в докембрийское время. Для Бийско-Катунского геоантиклинального поднятия этот факт является общепризнанным и подмечен впервые В. А. Кузнецовым (1952). Образование же других геоантиклинальных поднятий (краевого типа) принято связывать с более поздними тектоническими движениями — «каледонским этапом тектогенеза». Теперь же на основании наших палеогеографических построений, учитывающих новые материалы по стратиграфии и литологии древних толщ, представляется возможным уточнить это положение. Геоантиклинальные поднятия краевого типа возникли уже в позднем докембрии и в течение кембрийского периода неуклонно развивались, увеличиваясь в размерах, одновременно с Бийско-Катунским поднятием.

Геоантиклинальные поднятия центрального и краевого типов, как указывалось выше, имели свои особенности, существенно отличавшие их друг от друга. Главные отличия заключаются в характере магматизма, а также во времени консолидации. Краевые геоантиклинальные поднятия, как известно, испытали консолидацию позднее, чем центральные. И именно время консолидации, а не время возникновения, должно лежать в основе отнесения поднятий к разным этапам геотектонического развития региона.

В отличие от геоантиклинальных поднятий **геосинклинальные прогибы** Алтая обнаруживают большее сходство между собой в строении и закономерностях развития, хотя каждый прогиб имеет свои индивидуальные черты.

Башкаусский геосинклинальный прогиб. В его строении принимают участие две мощные формации: кремнисто-глинистая (нижняя) и аспидная (верхняя). Нижнекембрийская кремнисто-глинистая формация почти на всей площади развития сложена сильно-метаморфизированными породами и в краевых частях прогиба переходит в порфирито-сланцевую формацию смежных поднятий. Средне-верхне-

кембрийская аспидная формация в верхних частях местами обнаруживает отчетливую ритмичную слоистость, что приближает ее к флишевой формации. Обе формации образуют единый структурный комплекс прогиба. Они сильно дислоцированы с образованием крупных линейных складок, ориентированных в общем согласно удлинению прогиба. По сравнению с типовым формационным рядом геосинклинальных прогибов формационный ряд Башкаусского прогиба не завершен: в нем отсутствуют две верхние формации — флишевая и молассовая.

Среди нижнепалеозойских интрузивных образований в Башкаусском прогибе известны гранитоиды, аналогичные гранитоидам Чулышманского и Телецкого краевых поднятий, так же как и там условно разделенные на два комплекса — нижнеордовикский гнейсогранитовый и гнейсогранодиоритовый и средне-верхнеордовикский гранитовый и гранодиоритовый.

Образование этих гранитоидных комплексов соответствует, по-видимому, времени консолидации Башкаусского прогиба. С нижнеордовикскими гнейсогранитами в значительной мере связан метаморфизм терригенных толщ прогиба.

Более сложно строение и более разнообразен формационный состав Южно-Алтайского геосинклинального прогиба.

Нижняя формация — кремнисто-глинистая вскрывается в северных краевых частях прогиба и имеет большую мощность. В северо-западной краевой части прогиба она постепенно переходит в нижнекембрийскую порфирито-сланцевую формацию Терехтинского поднятия. Более мощной и самой распространенной формацией Южно-Алтайского прогиба является аспидная формация. Ее возраст определяется в широких пределах от верхов нижнего кембрия до верхнего кембрия. Более молодая — верхнекембрийская флишевая формация установлена лишь в нескольких местах в центральных частях прогиба. Столь ограниченное ее распространение в какой-то мере является следствием слабой изученности терригенных флишеидных толщ. Не исключено, что при более детальном исследовании флишевая формация может быть выделена и в других местах прогиба из состава аспидной, от которой она отличается лишь более четкой ритмичной слоистостью. Венчает формационный ряд прогиба молассовая формация, также имеющая большую мощность. Она распространена в центральной, а также в юго-восточной и юго-западной краевых частях прогиба.

Вулканическая деятельность не характерна для Южно-Алтайского прогиба. Лишь вдоль северной его границы с Ануйско-Чуйским прогибом и Терехтинским поднятием происходят слабые и непродолжительные излияния основных лав трещинного типа.

Все четыре формации Южно-Алтайского прогиба, имеющие в сумме огромную мощность, дислоцированы в едином плане и образуют единый структурный комплекс. Основу складчатой структуры формаций составляют крупные линейные складки громадной амплитуды, измеряемой многими километрами, с крутым поднятием крыльев. Дополнительные складки более высоких порядков тяготеют в основном к замковым частям крупных складок, крылья которых в большинстве случаев являются громадными моноклиналями, слабоосложненными плавными флексурами.

Степень метаморфизма пород формаций в значительной мере зависит от складчатой структуры. В ядрах складок, особенно антиклинальных, степень метаморфизма пород заметно повышается, по сравнению с крыльями складок. Это обстоятельство не всегда учитывается исследователями, относящими метаморфизованные отложения к более древним

свитам (Кравцова, Майзелис, Черноморский, Ланда и некоторые другие).

Единство складчатых дислокаций всех четырех формаций Южно-Алтайского прогиба говорит о том, что главные складкообразовательные тектонические движения происходили в основном после образования всех формаций прогиба. Почти горизонтальное залегание нижнесилурийских отложений на сильно дислоцированных нижнепалеозойских толщах определяет и верхний предел главных складкообразовательных движений, которые, таким образом, происходили в течение средне-верхнеордовикского времени.

К этому времени относится внедрение интрузий гранитоидов, в числе которых некоторые геологи (В. Н. Гаврилова и др.) склонны выделять три комплекса. Нижний комплекс имеет крайне незначительное распространение и устанавливается в центральной части Южно-Алтайского прогиба. По составу он сходен с нижнеордовикским гранитоидным комплексом Башкаусского прогиба и представлен мелкими пластовыми телами гранито-гнейсов, реже гранодиоритами, кварцевыми диоритами и тоналитами. Так же, как в Башкаусском прогибе, эти интрузии обнаруживают постепенные переходы в биотитовые плагиогнейсы и сопровождаются многочисленными жильными образованиями — аплитами и пегматитами. Интрузивные тела этого комплекса ориентированы в широтном направлении, согласно с направлением кристаллизационной сланцеватости. Широтное направление имеет также и вся полоса метаморфических сланцев, вмещающих эти гранитоиды.

В. Н. Гаврилова считает возраст гнейсовидных гранитов нижнеордовикским по аналогии с восточными районами Алтая. Однако в Южно-Алтайском прогибе эти гранитоиды имеют, несомненно, более молодой возраст, так как, по нашим наблюдениям, они прорывают нижнеордовикские отложения. Выше доказывалось, что метаморфические породы, слагающие широтную полосу в осевой части Южно-Алтайского прогиба, являются не самыми древними образованиями района, а включают самые высокие, т. е. нижнеордовикские, горизонты разреза горноалтайской серии. Следовательно, возраст гнейсовидных гранитов и гранодиоритов, прорывающих эти метаморфизованные образования, следует считать более молодым, очевидно, среднеордовикским. Кстати, аналогичные граниты отсутствуют среди среднеордовикских отложений юго-восточной и юго-западной частей Южно-Алтайского прогиба, залегающих согласно на нижнеордовикских молассоидных отложениях.

К средне-верхнеордовикским, но более молодым, чем описанные выше, интрузивным образованиям относятся крупные массивы гранитоидов, также распространенные в центральной части прогиба. В. Н. Гаврилова склонна выделять среди них два близких по возрасту (вероятно, верхнеордовикских) комплекса: более ранний — гранодиоритовый и более поздний — биотитовых и двуслюдяных гранитов. Правда, такое разделение на комплексы не является еще строго доказанным, так же как и вообще выделение средне-верхнеордовикских интрузий. В. А. Кузнецов (1953, 1957) к ордовикским интрузивным образованиям Горного Алтая относит только нижний комплекс гнейсовидных гранитов и гранодиоритов («синорогенная гранитная формация»), хотя и считает возможным наличие крупных гранитоидных массивов ордовика, с формированием которых связана консолидация территории.

Определения абсолютного возраста гранитоидов среднего — верхнего ордовика, приводимые В. Н. Гавриловой, дают большие расхождения: от 380—340 до 460 млн лет. Это показывает, по-видимому, что к среднеордовикским отнесены частично и более молодые — силурийские и де-



вонские гранитоиды. Тем не менее, наличие крупных массивов гранитоидов среднего — верхнего ордовика вряд ли следует подвергать сомнению. К этому времени, по-видимому, и относится консолидация Южно-Алтайского прогиба.

Процессы консолидации, начавшиеся внедрением своеобразного интрузивного комплекса гнейсовидных гранитов, были довольно длительными и протекали в течение средне- и верхнеордовикской эпох. При этом устанавливается неодновременность консолидации для обширной территории Южно-Алтайского прогиба. Так, в среднем ордовике центральная часть прогиба была уже консолидирована, а на юго-востоке и юго-западе продолжалось накопление мощных терригенных толщ геосинклинального облика (бирюксинская и муздыбулакская свиты). Седиментация в среднем ордовике происходила именно в тех частях прогиба, которые примыкают к территории будущих девонских прогибов — Курайско-Ташантинского и Рудно-Алтайскому.

Состав нижнепалеозойских формаций А н у й с к о - Ч у й с к о г о п р о г и б а менее ясен из-за слабой изученности толщ, которые на значительной части территории перекрыты более молодыми образованиями. Однако имеющиеся материалы позволяют установить, что формационный ряд Ануйско-Чуйского прогиба близок к типовому формационному ряду, характерному для древних прогибов Горного Алтая.

Наиболее древней формацией Ануйско-Чуйского прогиба является кремнисто-глинистая, имеющая огромную (не менее 7 км) мощность — большую, чем в других прогибах. Эта формация вскрывается в краевых частях, а также в ядрах антиклинальных поднятий на северо-западе прогиба. Кремнисто-глинистая формация распространена, несомненно, по всей площади прогиба, в том числе в тех его участках, которые в современном эрозионном срезе заполнены более молодыми образованиями. Кремнисто-глинистая формация на северо-западе прогиба отчетливо распадается на две субформации: нижнюю (докембрийскую) — сероцветную и верхнюю — пестроцветную. Это единственное место в Горном Алтае, где установлена сероцветная подформация, а на всей остальной территории Ануйско-Чуйского и других прогибов кремнисто-глинистая формация представлена пестроцветной подформацией. Кремнисто-глинистая формация сменяется более молодой (среднекембрийской) аспидной формацией, также повсеместно распространенной в Ануйско-Чуйском прогибе. Правда, длительность процесса образования этой формации здесь меньше, чем в других прогибах; меньше и ее мощность, хотя она достигает местами 1—2 км. Аспидная формация сменяется выше молассовой формацией, образование которой охватывает продолжительный промежуток времени — от второй половины среднего кембрия до конца нижнего ордовика. Велика и мощность формации — не менее 3,5 км.

Таким образом, формационный ряд Ануйско-Чуйской впадины отличается от типового ряда геосинклинальных прогибов большой значимостью кремнисто-глинистой и молассовой формаций, сокращением мощности аспидной формации и отсутствием флишевой формации. Правда, об отсутствии флиша в Ануйско-Чуйской впадине можно говорить вполне уверенно лишь для районов, доступных изучению и изученных нами — северо-восточной краевой и северо-западной частей прогиба. Нельзя исключать наличие флиша в других районах прогиба, где нижнепалеозойские отложения перекрыты более молодыми толщами.

Все три формации связаны между собой постепенными переходами и дислоцированы в едином плане. Для них характерны узкие линейные складки с волнисто-изогнутыми слоями, крутыми и опрокинутыми падениями крыльев и обилием дополнительных мелких складок более высо-

ких порядков. Эти формации вместе с перекрывающими их средне-верхнеордовикскими и отчасти нижнесилурийскими отложениями, также большой мощности, образуют единый структурный комплекс. Правда, имеются некоторые различия в характере складчатости для нижних и верхних частей этого структурного комплекса. В верхних частях комплекса заметно уменьшается дополнительная складчатость, становятся положение падения крыльев складок. Эти упрощения складчатой структуры толщ происходят постепенно, но с несколькими слабовыраженными «скачками». Один из таких «скачков» — на границе нижне- и среднеордовикских отложений — несколько обособляет три нижние формации от более молодых толщ. Следует заметить, что самые молодые — девонские толщ Ануйско-Чуйского прогиба унаследуют общий структурный план более древних отложений с дальнейшим упрощением складчатых деформаций. В образовании такого рода складчатых форм решающую роль сыграли, несомненно, молодые последевонские (или верхнедевонские) складкообразовательные тектонические движения, которым в ранние эпохи (в частности, в нижнем палеозое) предшествовали менее сильные, но многократно повторяющиеся продолжительные складчатые деформации.

Из сказанного выше видно, что территория Ануйско-Чуйского прогиба в нижнем палеозое не испытывала консолидации и сохранила подвижность и способность к складчатым дислокациям толщ в более молодые эпохи.

Кроме того, Ануйско-Чуйский прогиб отличается от других прогибов Алтая отсутствием нижнепалеозойских интрузивных образований. Лишь на крайнем северо-востоке прогиба известны гнейсовидные гранодиориты (Белокурухинский район), которые по внешнему сходству сопоставляются с нижнеордовикским комплексом гнейсовидных гранитоидов Восточного Алтая. Правда, для белокурухинских гнейсовидных гранодиоритов в лаборатории СО АН СССР определен возраст 430 млн. лет (Кузнецов, 1963), что соответствует концу ордовика. Наличие гнейсовидных гранодиоритов и в краевой части Ануйско-Чуйского прогиба следует, по всей вероятности, связывать с влиянием древних структур Салаира и Бийско-Катунского поднятия.

Вулканизм в Ануйско-Чуйском прогибе, так же как и в других прогибах, проявился чрезвычайно слабо. Нижнепалеозойские вулканогенные образования в ничтожном количестве известны лишь в северо-западной части прогиба и приурочены к краям местного слабовыраженного поднятия. Это поднятие, расположенное в центральных частях Ануйско-Чуйского прогиба, в послеордовикское время оформилось в крупную самостоятельную структуру — Талицкое геоантиклинальное поднятие (Талицкий антиклинорий современной тектонической схемы).

Уйменский прогиб по особенностям геологического развития и формационному составу отличается от других нижнепалеозойских прогибов Алтая. Эти отличия обусловлены значительной обособленностью прогиба, сравнительно небольшими его размерами и близостью центров бурных вулканических излияний, приуроченных к склонам окружающих поднятий. Правда, о формационном составе толщ Уйменского прогиба можно судить лишь по косвенным данным, в частности по фациальному анализу толщ краевых частей прогиба и окружающих поднятий. На большей же части территории докембрийские и нижнепалеозойские формации перекрыты мощным чехлом более молодых ордовикских и девонских образований и недоступны непосредственному изучению. Это порождает расхождения во взглядах исследователей на отдельные моменты геологической истории прогиба.

Одним из таких спорных и важных вопросов является вопрос о времени консолидации Уйменского прогиба (Уйменско-Лебедского синклинория по современной тектонической схеме). В литературе широко распространены представления о том, что рассматриваемая территория в докембрии и кембрии представляла единое целое с Бийско-Катунским поднятием и пережила одновременно с ним консолидацию в конце среднего кембрия. В дальнейшем, начиная со среднего ордовика и далее, вплоть до верхнего девона, на этой территории геосинклинальные условия были вновь восстановлены. Поэтому Уйменско-Лебедско-Лебедской синклинорий многими исследователями рассматривается как вторичная наложенная структура типа межгорного прогиба (В. А. Кузнецов, 1952, 1954, 1963; Белостоцкий, 1956; Белостоцкий и др., 1959; Нехорошев, 1958; Унксов, 1958 и др.). В. М. Сенников в противовес установившемуся мнению доказывает унаследованный характер развития Уйменско-Лебедского синклинория и непрерывность геосинклинального режима в нижнем и среднем палеозое. Анализ имеющегося материала, и особенно последних данных стратиграфии, по нашему мнению, полностью подтверждает точку зрения, высказанную В. М. Сенниковым (1958).

Прежде всего, унаследованность «складчатых» форм ордовика — девона не соответствует представлениям об их «вторичном» наложенном характере и говорит скорее в пользу второй точки зрения. Во-вторых, сравнительный анализ стратиграфических колонок северо-восточной части Алтая показывает, что уже с позднего докембрия территория современного Уйменско-Лебедского синклинория имела отличия от Катунского антиклинория и развивалась как структура прогиба.

Так, кремнисто-карбонатные отложения баратальской свиты антиклинория, имеющие к тому же в своем составе водорослевые известняки, характеризуют более мелководные морские условия, чем карбонатно-глинистые осадки бостальской свиты краевой части Уйменского прогиба. Дальнейшее сокращение карбонатной составляющей с удалением от поднятия позволяет предполагать в центральных частях прогиба существование глинисто-сланцевой толщи типа маралихинской свиты Северо-Западного Алтая, характерной для сравнительно глубоководных условий.

В нижнем — среднем кембрии различия рассматриваемых структур подчеркиваются большей мощностью толщ и отсутствием участков размыва в прогибе. По-видимому, здесь, так же как и в других местах, с удалением от центров вулканических излияний должен сокращаться объем вулканогенных толщ. Поэтому в центральных частях Уйменского прогиба можно предполагать наличие нижнекембрийской формации, промежуточной между кремнисто-глинистой формацией, типичной для других прогибов Алтая, и диабазовой формацией геосинклинальных поднятий.

В среднем кембрии (амгинский век) в центральных частях прогиба образовалась формация, близкая к аспидной формации других прогибов и соответствующая известняково-порфиристо-граувакковой формации Бийско-Катунского поднятия. Такова, например, терригенная толща бассейна р. Киски, расположенная на границе прогиба и поднятия. Аспидная формация Уйменского прогиба, несомненно, отличается от других прогибов Алтая преобладанием граувакковых песчаников и алевролитов.

Со второй половины среднего кембрия контрастность тектонического рельефа рассматриваемой территории становится более наглядной. Это подчеркивается различием мощностей синхронных толщ: более мощным ыныргинской ( $Ст_2^2$ ) и кульбичской ( $Ст_3$ ) свитам восточной краевой

части прогиба соответствуют маломощные еландинская ( $См_2^2$ ) и кульбичская ( $См_3$ ) свиты поднятия.

Нижнеордовикских толщ на территории поднятия не установлено вообще, а в прогибе этому времени соответствует накопление мощных грубообломочных пестроцветных отложений чойской свиты. Это, несомненно, молассовая формация, имеющая, по-видимому, широкое распространение в Уйменском прогибе. Нижнеордовикские отложения прогиба перекрываются также мощными геосинклинальными толщами среднего — верхнего ордовика.

Таким образом, нет оснований говорить о том, что Уйменско-Лебедской синклинорий заложился как прогиб в среднем ордовике на жестком консолидированном основании. Приведенные материалы заставляют рассматривать Уйменско-Лебедской синклинорий как структуру, оформившуюся на месте длительно и унаследованно развивавшегося прогиба древнего позднедокембрийского заложения. Правда, краевые части прогиба испытывали частичную консолидацию одновременно с консолидацией Бийско-Катунского поднятия, но уже в среднем кембрии были вновь вовлечены в крупные опускания, значительно расширившие размеры Уйменского прогиба, особенно в северной части. Поэтому нельзя отрицать некоторую активизацию геосинклинального режима Уйменской впадины в среднеордовикское время.

В целом же, учитывая особенности формационного состава и строения, Уйменский прогиб следует отличать от других прогибов Алтая и считать его близким к внутренним прогибам геоантиклинальных поднятий. Палеотектонические структуры такого типа, но меньших размеров, по-видимому, имеются в пределах Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Салаира.

Кроме геоантиклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов, к основным структурным элементам, несомненно, относятся г л у б и н н ы е р а з л о м ы, играющие важную роль в геологическом развитии Горного Алтая. По существующим представлениям, глубинные разломы являются долгоживущими тектоническими швами, закладывающимися на сочленении исторически обособившихся участков литосферы — структурно-фациальных зон в периоды сильных дифференцирующих тектонических движений (Пейве, 1945, 1956).

Существование в Горном Алтае глубинных разломов впервые было доказано В. А. Кузнецовым (1952) и в дальнейшем поддержано другими исследователями. Заложение большинства глубинных разломов Алтая связывается обычно с сильными тектоническими движениями в конце среднекембрийского времени, хотя допускается и более ранний их возраст. В. А. Кузнецов (1963) предполагает позднедокембрийское время заложения некоторых глубинных разломов.

Руководствуясь известным положением о связи магматических комплексов геосинклинальных областей с глубинными разломами, нам представляется возможным несколько детализировать схему расположения основных глубинных разломов Горного Алтая, используя для этого материалы наших стратиграфических и палеогеографических обобщений. Особенно велика роль глубинных разломов в контроле ранних магматических комплексов геосинклиналей. Поэтому особенности пространственного размещения магматических формаций позволяют выявлять существование глубинных разломов в то или иное время. По этим признакам удается установить, что в большинстве случаев геоантиклинальные поднятия и геосинклинальные прогибы уже в позднем докембрии (нижнем палеозое) сочленяются по зонам глубинных разломов. Заложение большинства глубинных разломов произошло в позднем докемб-

рии или в начале кембрия. По главнейшим из них блоковые перемещения продолжались вплоть до верхнепалеозойского времени.

На палеотектонической схеме глубинные разломы показаны одной условной линией, к которой, как правило, приурочены границы основных палеотектонических структур. В действительности же морфология зон глубинных разломов в рассматриваемое время была значительно более сложная, но отсутствие материалов не позволяет отразить на схеме строение этих зон с большей детальностью. Зоны глубинных разломов, вероятно всего, представляли в нижнем палеозое серию сопряженных друг с другом кулисообразно расположенных тектонических швов, сближающихся на глубине. Ширина таких зон разломов довольно значительна и, вероятно, была близка к ширине распространения вулканогенных формаций, занимавших, как мы установили, склоны геоантиклинальных поднятий. К этим тектоническим кулисам, составлявшим зону глубинного разлома, были приурочены центры вулканических излияний. По мнению многих исследователей (А. Ф. Белоусов, В. М. Сенников, М. К. Винкман, Ю. Н. Кочкин и др.), особенности петрографического состава докембрийских и нижнекембрийских основных лав позволяют говорить о трещинном характере их излияний.

Из всех тектонических кулис зоны глубинного разлома способность к наиболее длительным блоковым перемещениям в дальнейшем сохранилась во внешних, наиболее близких к прогибам кулисах, которые, таким образом, становятся главными. Они и показаны на палеотектонической схеме. Происходит это, видимо, потому, что именно внешние (главные) кулисы являются границей раздела толщ разной компетентности: излившихся и застывших относительно жестких вулканогенных пород, с одной стороны, и пластичных осадочных толщ — с другой. Внутренние кулисы, являвшиеся подводными каналами для основных лав, по-видимому, залечиваются и отмирают. Лишь в некоторых случаях по ним происходят в дальнейшем блоковые перемещения, определяющие различия в мощности и характере осадкообразования толщ.

На палеотектонической схеме (см. рис. 39) показан следующий ряд описанных ниже глубинных разломов.

Сарасинско-Чергинский разлом разделяет структуры Ануйско-Чуйского прогиба и северной части Бийско-Катунского поднятия. Он выявляется по резкому возрастанию мощностей ниже-среднекембрийских основных вулканогенных пород, а также нижнекембрийских гипербазитов. Заложение его произошло в позднем докембрии, так как с этого времени в данном районе известны вулканогенные породы.

Расположенный восточнее Манжерокский разлом являлся, по-видимому, внутренней кулисой зоны разлома, в которую входила и Сарасинско-Чергинская кулиса. Манжерокский разлом также обнаруживается по возрастанию мощностей нижнекембрийских основных лав. В дальнейшем блоковые перемещения по разлому определяют различия кембрийских разрезов осевой и краевой частей Бийско-Катунского поднятия. В частности, к нему приурочены отложения верхов среднего — начала верхнего отделов кембрия.

С восточной стороны осевая часть Бийско-Катунского поднятия ограничивается Кубинским разломом. Он контролирует размещение нижнекембрийских основных лав и обеспечивает резкие различия кембро-ордовикского стратиграфического разреза сочленяющихся вдоль него структур.

Условно приводится нами Сийско-Бныргинский разлом, отделяющий Бийско-Катунское поднятие от расположенного восточнее Уйменского прогиба. В нижнем кембрии вдоль него также располага-

лись центры вулканических излияний. В северной части блоковые перемещения вдоль него устанавливаются в ниже-среднеордовикское время и позднее.

С обеих сторон ограничено глубинными разломами Телецкое поднятие. Западный — Курайско-Телецкий разлом имеет большую протяженность. В южной части он разделяет структуры Бийско-Катунского поднятия (южной его части) и Башкаусской впадины. Севернее вдоль него сочленяются Уйменская впадина и Телецкое поднятие. На всем протяжении он контролирует размещение нижнекембрийских (на юге позднекембрийских) центров вулканических излияний, а также нижнекембрийских гипербазитов. По-видимому, с этим же разломом связано внедрение средне-верхнекембрийских плагиогранитных интрузий (например, на севере — Кадринская интрузия). В северной части вдоль разлома в среднем ордовике происходили опускания Уйменской впадины.

Улаганский разлом разделяет Телецкое и Чулышманское поднятия. К нему в нижнем кембрии приурочены вулканические излияния, а в ордовике вдоль него заложился Еринатский прогиб.

Чулышманское поднятие ограничено с северо-востока Шапшальским, а с юга — Саратовским разломами. Они также контролируют размещение нижнекембрийских основных эффузивов и гипербазитов. В среднем и верхнем кембрии блоковые перемещения, происходившие по этим разломам, обусловили различия геологических разрезов Чулышманского поднятия и смежных с ними прогибов — Башкаусского и Западно-Саянского.

Южная часть Бийско-Катунского поднятия с юго-запада ограничена Кадринско-Баратальским разломом, который устанавливается в докембрии и нижнем кембрии по приуроченности к нему основных вулканогенных толщ. Блоковые перемещения вдоль него происходили в ордовике и позднее.

От Кадринско-Баратальского разлома на запад — северо-запад отходит Чарышко-Терехтинский разлом большой протяженности. Он отделяет Ануйско-Чуйскую впадину от Терехтинского поднятия и Южно-Алтайской впадины. На всем протяжении вдоль него известны излияния нижнекембрийских, а местами и докембрийских основных лав. К ним приурочены также гипербазитовые тела. Западная часть этого разлома, скрытая под девонскими толщами Коргонского прогиба, показана на схеме (см. рис. 39) условно. Вдоль Чарышко-Терехтинского разлома происходили многократные блоковые перемещения в течение всего палеозоя, что определяется различием геологических разрезов, сопрягающихся вдоль него структур.

Южно-Терехтинский разлом, расположенный в южной части Терехтинского поднятия, также контролирует размещение докембрийских и нижнекембрийских основных эффузивов и гипербазитов. Существование его в более позднее время не устанавливается.

Талицкий разлом выявляется в южной части одноименного поднятия на северо-западе Ануйско-Чуйского прогиба по слабым проявлениям нижнекембрийского вулканизма. Дальнейшая его история не известна.

На границе Горно-Алтайских и Рудно-Алтайских структур также предполагается существование мощной зоны глубинного разлома — Западно-Алтайского. Наличие этого разлома в среднем и верхнем палеозое является общепризнанным (Нехорошев, 1954, 1958; Кузнецов, 1952; Горжевский, Иванкин, 1960; Горжевский, Муратов, 1962 и др.). О существовании же его в нижнем палеозое может свидетельствовать распространение нижнекембрийских основных эффузивов в Холзунском

хребте (Кузнецов, 1961), а также характерные для зон глубинных разломов структуры типа приразломных прогибов, существовавшие в среднем — верхнем ордовике.

Таковы глубинные разломы Горного Алтая древнего заложения. Многие из них продолжают существовать в среднем и верхнем палеозое. О морфологии их можно добавить лишь то, что все они имеют дугообразный план заложения, обращены выпуклой стороной на запад, юго-запад и имеют падения в восточных румбах.

Заканчивая описание схемы палеотектонического районирования Горного Алтая, следует подчеркнуть, что эта схема, как и многие другие, отражает общепризнанную идею разновозрастности складчатых структур. Выделяется несколько этапов консолидации в рассматриваемый интервал времени:

а) вторая половина среднего кембрия и, вероятно, начало верхнего кембрия. Консолидируется территория Бийско-Катунского поднятия, а также краевые части Уйменской впадины;

б) конец верхнего кембрия — начало нижнего ордовика. Консолидируется территория Телецкого, Чулышманского, Терехтинского поднятий и Башкаусского прогиба;

в) конец нижнего ордовика — начало среднего ордовика. Консолидируется территория центральной части Южно-Алтайского прогиба. Возможна частичная консолидация северо-западной (Талишское поднятие) и северо-восточной (район с. Белокуриха) частей Ануйско-Чуйского прогиба;

г) конец верхнего ордовика. Окончание консолидации Южно-Алтайского прогиба.

Остальная территория Алтая (Ануйско-Чуйский прогиб и центральная часть Уйменского прогиба) в нижнем палеозое не испытывала консолидации.

Этапы консолидации достаточно длительны. Так, например, для севера Бийско-Катунского поднятия консолидация происходит в течение всего майского века. Так же длительна, по крайней мере в течение всего среднего ордовика, консолидация Южно-Алтайского прогиба. Повидимому, продолжительно время консолидации и других структур, но имеющихся материалов недостаточно для установления интервала консолидации.

Однако время консолидации хотя и является важным, но отнюдь не основным критерием тектонического районирования Горного Алтая. Среди одновременно консолидированных структур есть, например, такие различные структуры, как Терехтинское и Чулышманское поднятия и Башкаусский прогиб. Различия между палеотектоническими структурами **закладываются в самые ранние этапы геосинклинальной стадии развития** Горного Алтая, а не являются следствием одновременной их консолидации. Главными чертами палеотектонических структур являются их морфология, особенности магматизма и (как следствие этих факторов) характер осадкообразования. Все это находит суммарное выражение в составе и морфологии геологических и магматических формаций, анализ которых и является, таким образом, основой тектонического районирования Горного Алтая, так же как и любой другой геосинклинальной области.

В свете сказанного нам представляется неправомерным выделение единых для Алтая и примерно разновозрастных структурных этажей (ярусов), применяемых некоторыми исследователями для тектонических построений. Ни характер складчатых дислокаций, ни магматизм, ни состав геологических формаций не являются общими для всего региона,

а характеризуют лишь отдельные исторически обособленные тектонические структуры. Следовательно, если и можно говорить о структурных этажах (комплексах, ярусах), то только в пределах каждой тектонической структуры отдельно.

При этом для каждой из рассмотренных палеотектонических структур Алтая, на наш взгляд, можно выделять не более двух структурных этажей. Из них нижний этаж (комплекс) формируется до этапа консолидации, а второй — после. Время формирования нижнего структурного этажа, естественно, неодинаково для разных палеотектонических структур. Так, например, нижний структурный этаж Бийско-Катунского поднятия формируется с верхнего докембрия до верхнего кембрия; в Южно-Алтайском прогибе — с докембрия (?) до нижнего, а местами среднего ордовика включительно; в Ануйско-Чуйском прогибе с верхнего докембрия вплоть до верхнего ордовика, а местами, возможно, и позже. При этом не только время формирования, но и «содержание» структурных этажей, как можно видеть из изложенного, неодинаково в разных тектонических структурах.

## **2. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ И РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ ГОРНОГО АЛТАЯ**

Имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют сделать несколько замечаний о характере складкообразовательных тектонических движений в Горном Алтае в позднем докембрии и раннем палеозое.

В ряде своих работ Н. С. Шатский (1937, 1939<sub>1</sub>, 1945, 1951 и др.) доказывает длительный характер складкообразовательных тектонических движений, соизмеримых во времени с процессом осадкообразования, а также неравномерность этих движений. «Орогенические фазы» Г. Штилле, по Н. С. Шатскому, представляют собой лишь «время убыстрения процесса складкообразования, а не являются каким-либо особым моментом складчатости, связанным с движениями, отличными по своей природе от движений в периоды умеренного роста складок» (Шатский, 1951). Идея длительности складкообразовательных движений находит поддержку у многих советских ученых (В. И. Попов, А. Л. Яншин, Д. В. Наливкин и др.).

Представления о длительности складкообразовательных тектонических движений, на наш взгляд, подкрепляются данными о развитии тектонических структур Горного Алтая. В частности, рассматривая развитие островных дуг (геоантиклинальных поднятий), мы отмечали последовательный и неуклонный их рост, постепенное усложнение их конфигурации. Сравнение палеогеографических схем Горного Алтая иллюстрирует непрерывность и необратимость указанных изменений для каждой из тектонических структур. Рост геоантиклинальных поднятий сопровождается складкообразованием, которое, таким образом, является также длительным и непрерывным процессом.

Выше указывалось, что для некоторых палеотектонических структур устанавливаются длительные временные интервалы процессов консолидации, т. е. наиболее интенсивных складкообразовательных тектонических движений (майский век в северной части Бийско-Катунского поднятия, средний — верхний отделы ордовика Южно-Алтайского поднятия). Длительность складкообразования здесь устанавливается по возрасту геологических формаций «орогенного» типа (по Н. П. Хераскову), который неодинаков для различных частей палеоструктуры.



Длительные складкообразовательные тектонические движения проявляются, очевидно, неравномерно. Выше уже отмечалось усиление складкообразования в эпоху консолидации той или иной тектонической структуры Горного Алтая, что опиралось на анализ морфологии складчатых дислокаций древних толщ. Показательно также, что в некоторых структурах Горного Алтая геологические формации, непосредственно предшествующие эпохе консолидации, нередко имеют различные текстурные особенности, свидетельствующие об оживлении тектонических движений, происходящих одновременно с осадкообразованием. Так, например, в породах молассовой и флишевой формаций Южно-Алтайского прогиба часто наблюдаются различные микроползневые текстуры, которые образуются, по всей вероятности, при нарушениях горизонтального залегания недиагенетизированного осадка. Да и механизм образования ритмичной слоистости флишевой формации в соответствии с гипотезой турбидных потоков предусматривает как одно из условий образования ритмов постоянно возобновляемое нарушение горизонтального залегания слоев.

Таким образом, для тектонических структур Горного Алтая в рассматриваемый отрезок времени — с позднего докембрия до нижнего ордовика включительно — складкообразование можно представить как непрерывный процесс, темпы которого все возрастают и достигают максимума в эпоху консолидации.

Кроме непрерывности и неравномерности, выявляется еще одна характерная черта складкообразовательных тектонических движений в позднем докембрии и нижнем палеозое Горного Алтая. Это площадь, на которой неравномерность складкообразования.

В любой отрезок времени в Горном Алтае можно выделить районы, где складкообразование протекает более интенсивно, чем в других районах.

На ранних этапах развития до момента консолидации геоантиклинальные поднятия Горного Алтая были именно теми районами, где складкообразовательные процессы проявились более интенсивно, чем в обширных геосинклинальных прогибах. Так, например, складчатые структуры древних толщ Бийско-Катунского поднятия, как известно, были сформированы, в основном, к концу среднего кембрия. Более молодые — верхнекембрийские и нижнеордовикские отложения, залегающие на жестком, консолидированном основании, дислоцированы слабо. В прогибах же к концу среднего кембрия еще не было создано складчатых структур, поскольку ниже- и среднекембрийские толщи обнаруживают единство складчатых дислокаций с верхнекембрийскими и нижнеордовикскими толщами. В частности, в Южно-Алтайском прогибе основные складкообразовательные движения произошли лишь в среднем и верхнем отделах ордовика.

Таким образом, периоду наиболее сильных складкообразовательных движений (эпохе консолидации) в геоантиклинальных поднятиях не отвечает такой же период в геосинклинальных прогибах. Бурный рост складчатых структур поднятий отражается в прогибах главным образом изменением литологического состава осадков, а существенных складкообразовательных движений там не происходит.

При более детальных наблюдениях, вероятно, даже в пределах одной тектонической структуры, окажется возможным получить данные о неравномерном проявлении складкообразовательных движений. Так, например, выше отмечалось, что центральные части Бийско-Катунского поднятия консолидировались раньше, чем краевые. Или другой пример — в Южно-Алтайском прогибе в период интенсивных складкообразова-

тельных тектонических движений центральной части, в других краевых частях прогиба происходило накопление мощной толщи осадков среднего ордовика, которая в дальнейшем была дислоцирована в едином плане со всеми нижнепалеозойскими отложениями.

Из сказанного видно, что при характеристике складкообразовательных движений Горного Алтая нужно всегда учитывать несовместность их проявления и неодинаковую интенсивность для разных районов. Это обстоятельство не всегда учитывается в работах по региональной геологии Горного Алтая. Так, например, на некоторых стратиграфических схемах все еще фигурируют повсеместные и одновременные перерывы, что, как мы видим, не отвечает фактическому материалу, а исходит в основном из априорных предположений об обязательной повсеместности и одновременности проявления складкообразования. В основе выделения единых для Алтая структурных этажей (ярусов) также лежат предположения о повсеместности, одновременности и однотипности проявления складкообразовательных процессов.

Особенности структурно-тектонического плана Горного Алтая позволяют высказать соображения о наличии горизонтальных тектонических движений.

Следы горизонтальных тектонических движений в геосинклинальный этап развития Горного Алтая отмечали в своих работах В. П. Нехорошев (1960), В. А. Кузнецов (1963), И. Ф. Пожариский (1963). Для нас особенно интересны высказывания В. П. Нехорошева, поскольку они затрагивают вопрос о горизонтальных тектонических движениях в нижнем палеозое Горного Алтая.

В. П. Нехорошев, указывая на дугообразное расположение основных структурных элементов Горного Алтая, обращенных выпуклой стороной на юго-запад, а также на преобладающие падения зон глубинных разломов в северо-восточных румбах, справедливо указывает, что такой структурный план, вероятней всего, был сформирован под влиянием одностороннего горизонтального движения с востоко-северо-востока на запад-юго-запад. Причиной этого В. П. Нехорошев предполагает надвижение «крупной устойчивой глыбы» (осколка Сибирской платформы), существующей в районе сочленения Алтая, Тувы и Западного Саяна. Правда, имеющиеся материалы говорят скорее об отсутствии платформенного режима на территории Алтае-Саянской области в допалеозойское время (Косыгин, Лучицкий, 1961; Косыгин и др., 1962), но, не вдаваясь в причины, само существование горизонтальных тектонических усилий и их направленность подмечены В. П. Нехорошевым вполне обоснованно. Без участия горизонтальных тектонических движений невозможно объяснить особенности структурного плана Горного Алтая. Воздействию, например, только вертикальных тектонических сил более соответствовало бы радиальное расположение разрывных нарушений с падением в сторону центра таких поднятий. Но такие структуры на Алтае не установлены.

Воздействие горизонтальных напряжений особенно очевидно в ранние этапы геосинклинального развития Алтая — в позднем докембрии и раннем палеозое, когда закладывался структурно-тектонический план. Именно с горизонтальными напряжениями земной коры многие исследователи склонны связывать возникновение глубинных разломов (Кропоткин, 1963; Ажгирей, 1960, 1963; Пейве, 1948, 1950; Стюарт, 1962; Берсенев, 1963; Плотников, Н. Н. Тазихин, 1963), а также островных дуг (Кропоткин, 1960; Хесс, 1952; Умбгрове, 1952; Кюнел, 1952 и др.), важная роль которых в формировании палеотектонической структуры Алтая рассматривалась выше. Возможно, что в это время горизонтальные на-

пряжения являлись ведущим фактором тектонического развития и многие вертикальные тектонические движения, в частности, рост островных дуг, можно рассматривать как производные горизонтальных напряжений.

Однако невозможно отрицать и существование самостоятельных вертикальных тектонических движений. Об этом говорят огромные мощности геосинклинальных толщ не только в областях прогибов, но и в поднятиях. Несомненно, что разрастание поднятий, — характерный для эволюции Горно-Алтайской геосинклинали процесс, — происходит на фоне обширных прогибаний всей Алтае-Саянской области в целом. Преобладание нисходящих вертикальных тектонических движений для ранних этапов геологического развития Алтае-Саянской области, как и других подвижных зон, отмечается большинством исследователей.

### **3. О ПАЛЕООСТРОВНЫХ ДУГАХ ГОРНОГО АЛТАЯ И НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ**

Выявление закономерностей пространственного размещения магматических образований в геосинклинальных областях наряду с закономерностями эволюции магматизма лежит в основе металлогенического районирования и построения прогнозных карт для эндогенных месторождений. Однако вопросы размещения магматических комплексов нередко остаются в тени вопросов эволюции магматизма, выдвигаемых обычно на первый план. В частности, в геологической литературе по Алтаю, особенно прошлых лет, закономерностям эволюции магматизма уделялось несравненно больше внимания, чем особенностям пространственного размещения продуктов магматической деятельности. Во многих работах детально разбираются петрохимические и металлогенические черты выделяемых магматических эпох Горного Алтая, но вместе с тем слабо освещаются многие важные вопросы пространственного размещения продуктов магматизма. Отсутствует сравнительная характеристика разновозрастных магматических комплексов различных тектонических структур Горного Алтая. Не ясно как, например, выражены процессы салаирской (доверхнекембрийской) эпохи магматизма в областях более молодой каледонской и герцинской складчатости и в чем их особенности по сравнению с магматизмом салаирских тектонических структур.

Имеющиеся в литературе сведения о пространственном размещении продуктов магматизма нередко ограничиваются лишь констатацией их положения в современной тектонической структуре Горного Алтая. В то же время слабо освещенными остаются вопросы размещения магматических комплексов по отношению к палеотектоническим структурам в связи с их развитием. Важность и сложность вопросов о закономерностях связи магматизма с тектоническими структурами Горного Алтая в их историческом развитии неоднократно подчеркивались В. А. Кузнецовым (1957, 1963) и Ю. А. Кузнецовым (1958, 1960).

Мы не пытаемся разрешить поставленные выше вопросы, и в настоящей работе нам представляется возможным и целесообразным указать лишь на некоторые бесспорные закономерности связи магматических образований с нижнепалеозойскими палеотектоническими структурами и высказать некоторые соображения о причинах такой связи.

Рассматривая палеотектоническую схему Горного Алтая, мы подчеркивали, что процессы магматизма по-разному проявляются в островных

дугах — внутренней и внешних, а также в прогибах. Из этого видно, что пространственное размещение магматических формаций в докембрии и нижнем палеозое Горного Алтая тесно связано с возникновением и развитием островных дуг.

Проблема существования палеоостровных (океанических) дуг в древних геосинклинальных областях является весьма актуальной. Известно, что большинство исследователей считает (вслед за А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым) пояса островных дуг современными геосинклинальными областями. Поэтому выявление палеоостровных дуг в той или иной древней геосинклинальной области позволит сравнить их с областями современных островных дуг и таким путем уточнить многие важные закономерности их раннего этапа развития.

В пользу существования древних островных дуг в геосинклиналях решительно высказались Л. Б. Рухин (1961, 1962), Н. П. Васильковский (1959, 1960<sub>1</sub>, 1960<sub>2</sub>). Древние островные дуги Алтае-Саянской области впервые установлены А. А. Предтеченским в Восточном Саяне («Протеросаян») и предполагались в Горном Алтае Н. П. Васильковским и В. А. Кузнецовым (1963).

Предпринятое нами обобщение стратиграфических и литологических материалов с использованием новых данных и личных наблюдений позволило нам обосновать существование в Горном Алтае древних островных дуг, выяснить их эволюцию и определяющую роль в тектоническом развитии региона на ранних этапах. Островные дуги Горного Алтая относятся к двойным и во многом близки к современным островным дугам, известным вдоль восточной периферии Тихого океана (Тихоокеанское кольцо). Сравнение палеоостровных дуг Алтая с современными островными дугами, безусловно, окажется весьма полезным в выяснении многих закономерностей геологического развития Горного Алтая.

По представлениям большинства исследователей, возникновение островных дуг связывается с изгибанием земной коры под действием горизонтальных напряжений в местах сочленения двух разнородных типов земной коры — континентальной и океанической. Сейсмическими наблюдениями установлено, что современным основным дугам на глубине соответствуют зоны глубокофокусных землетрясений, имеющих падение в сторону внутреннего изгиба дуги, в сторону континента. Эти зоны, к которым приурочены фокусы землетрясений, являются зонами скалывания земной коры, проникающими на большую глубину в подкоровые слои земли (Умбгрове, 1952). Иными словами, устанавливается взаимосвязь островных дуг и глубинных разломов. С возникновением глубинных разломов принято связывать возникновение и развитие магматизма (Пейве, 1950; Кузнецов, 1962; Гзовский, 1962 и др.). Таким образом, общеизвестная пространственная связь современного вулканизма с островными дугами имеет четкую генетическую основу.

В системе современных двойных островных дуг наблюдается постоянная асимметрия в размещении центров вулканических излияний. Внутренняя дуга характеризуется интенсивным вулканизмом, в то время как во внешней дуге вулканизм или отсутствует или проявляется очень слабо. Общепринятого объяснения этого обстоятельства нет. Д. Умбгрове (1952) предполагает, что двойные островные дуги в отличие от одиночных закладываются в местах с развитой сиалической корой. В этом случае внешняя островная дуга представляет собой нисходящую часть изгибающейся земной коры, а внутренняя — восходящую часть. Таким образом, внешняя дуга являлась первоначально «зоной влячивания», внутренняя часть которой в дальнейшем (при продолжающемся боковом сжатии) была выжата вверх и образовала горный

хребет, имеющий на глубине сиалический корень. В подтверждение этого Д. Умбгрове указывает, что внешним островным дугам соответствуют зоны сильных отрицательных аномалий силы тяжести, а внутренним дугам — положительные аномалии. Весьма важным является то, что внешней островной дуге, так же как и внутренней, соответствует зона глубокофокусных землетрясений, устанавливающая существование зоны скальвания с падением в ту же сторону, но более пологим. Д. Умбгрове (1952) присоединяется к высказанному Г. Хессом соображению, что время «первого впаивания земной коры», предшествующее образованию внешней островной дуги, маркируется возрастом ультраосновных интрузий («змеевикового пояса»).

Обращаясь теперь к древним островным дугам Горного Алтая, мы устанавливаем большое их сходство с современными островными дугами. Как указывалось, основной магматизм в Западно-Алтайской внешней дуге проявился несравненно слабее, чем в Центрально-Алтайской внутренней дуге. Нарушают это сходство расположенные восточнее Телецкая и Чулышманская дуги (поднятия), которые по отношению к Центрально-Алтайской дуге являются как бы внутренними дугами и в то же время по характеру магматизма стоят ближе к Западно-Алтайской дуге. Однако это несходство отпадает, если принять во внимание, что восточные районы Алтая многие исследователи объединяют в структурном отношении с Западным Саяном (Зоненшайн, 1963; Белостоцкий и др., 1959). Поэтому они не должны входить в систему двойных дуг Горного Алтая, но являются, возможно, внешними по отношению к Западно-Саянским дугам.

Близка к современным и геофизическая характеристика древних островных дуг Горного Алтая. Внутренняя дуга — Центрально-Алтайская — выражена положительными значениями магнитного поля и силы тяжести. А для внешней — Западно-Алтайской — дуги установлены преобладающие отрицательные значения тех же параметров. Однако следует подчеркнуть, что внешняя дуга в отношении геофизической характеристики, по существу, ничем не отличается и от окружающих обширных территорий геосинклинальных прогибов. Из этого следует, что внешняя островная дуга Алтая, по-видимому, не отвечает наиболее прогнутой части земной коры, как это устанавливается для современных дуг. Наиболее прогнутая часть земной коры расположена на месте современного Рудного Алтая и Калбы и окаймляет с внешней стороны внешнюю островную дугу Горного Алтая (Горжевский, Иванкин, 1960). Отсюда видно, что геофизические данные не соответствуют представлениям об инверсионном выжимании сиалического материала и образованию таким путем внешней островной дуги в системе двойных островных дуг Алтая. Геологические данные также свидетельствуют об отсутствии инверсионного выдавливания сиалического материала и, напротив, говорят о древнем заложении и унаследованном развитии внешней островной дуги Алтая, так же как внутренней дуги и смежных с ними глубоководных впадин.

Нам представляется, что на различиях в процессах магматизма внешней и внутренней островных дуг могут существенно сказываться следующие обстоятельства. Во-первых, изучение Алтайских древних дуг показывает, что развитие внешней дуги заметно «запаздывает» по сравнению с внутренней дугой. Внутренняя дуга обозначилась раньше и рельефнее внешней. В то время как в первой отлагались карбонатные осадки, определяя положительную часть подводного рельефа, территория внешней дуги слабо выделялась среди окружающих субокеанических глубоководных равнин и аккумулялировала терригенные пелагиче-

ские осадки огромной мощности (более 7 км). Возможно, что различия в осадконакоплении и мощности осадков имелись и в более ранние времена, чем это доступно нашему изучению. Более мощный осадочный чехол, по-видимому, являлся дополнительным препятствием для проникновения основной магмы в области внешней островной дуги. Во-вторых, как указывалось, для современных островных дуг на глубине установлены зоны скалывания земной коры, соответствующие как внутренней, так и внешней островной дуге. Зоны скалывания имеют падение в одну сторону — в сторону континента, но зона скалывания внешней дуги положе и может, по-видимому, соединяться на глубине с более крутопадающей зоной скалывания внутренней дуги. Естественно, что, поднимаясь вверх по зонам глубинного разлома, магма избирает более короткий путь, устремляясь, главным образом по более крутой зоне скалывания к внутренней островной дуге. И лишь небольшая часть магматических продуктов достигает внешней островной дуги в моменты наибольшей активности магматических процессов.

Сказанное выше находится в соответствии с общепризнанным представлением о приуроченности продуктов ранней магматической деятельности к зонам глубинных разломов. Особенно очевидна устанавливаемая во многих геосинклиналях связь с зонами глубинных разломов основного вулканизма (диабазовая, спилито-кератофировая и другие формации) и интрузий основного и ультраосновного составов (Пейве, 1950, 1956<sub>1-2</sub>; Кузнецов, 1957, 1962; Кузнецов, 1952, 1963; Ажгирей, 1963; Лучицкий, 1962; Шейнман, 1963; Гзовский, 1962; Горещкая, 1962; Мусатов, 1963 и др.).

Несмотря на общепризнанную контролирующую роль глубинных разломов, среди исследователей имеются расхождения во мнениях о месте ранних вулканогенных формаций в палеотектонической структуре геосинклинальных областей. Одни исследователи считают, что излияния основных лав раннего этапа происходят в период наибольшего прогибания геосинклинали и вулканогенные формации размещаются поэтому в геосинклинальных прогибах. Другие связывают магматическую деятельность с внутренними поднятиями геосинклинальных областей и считают вулканогенные формации принадлежащими геоантиклинальным поднятиям.

Первая точка зрения является самой распространенной и поддерживается многими исследователями — В. В. Белоусовым (1954), В. Е. Хаиным (1962), А. А. Богдановым (1959), Л. Б. Рухиным (1961), Р. А. Борукаевым (1953, 1954), К. А. Мкртчяном (1963) и др. Этой же точки зрения придерживается и большинство исследователей Алтае-Саянской складчатой области — В. А. Кузнецов (1952, 1953), В. П. Нехорошев (1960), Т. Н. Иванова (1959, 1960, 1961, 1963), И. И. Белостоцкий (1956), Н. П. Васильковский (1961), Ж. Д. Никольская (1963) и И. И. Белостоцкий, Л. П. Зоненшайн, Б. Н. Красильников (1959) и др. И хотя вулканогенные формации достоверно не установлены в синклинальных структурах Алтае-Саянской области, считается, что они имеются там, но перекрыты мощными терригенными флишондными толщами.

Между тем основные вулканогенные формации ранних этапов, образование которых предполагается в осевых, наиболее прогнутых частях геосинклиналей, широко распространены лишь в антиклинориях современной тектонической структуры Алтае-Саянской области. Это противоречие объясняется по-разному. Некоторые исследователи видят в этом подтверждение инверсионного характера развития тектонических структур (Иванова и др., 1959, 1963; Никольская и др., 1963). Другие:

же, признавая унаследованность в развитии тектонических структур Алтае-Саянской области, полагают, что основные вулканогенные толщи развиты не только в антиклинориях, но также и в синклинориях, где они перекрыты более молодыми мощными терригенными толщами.

По-иному определяет палеотектоническое положение спилито-кератофировой формации Тувы Г. В. Пинус. Принимая во внимание унаследованный характер развития тектонических структур Тувы, а также очевидную приуроченность основных вулканогенных толщ к современным антиклинориям, Г. В. Пинус (1961, 1962) указывает на связь спилито-кератофировой формации с древними геоантиклинальными структурами.

К таким же выводам пришел и автор настоящей работы на основании рассмотренной выше палеотектонической схемы. Характер фациальных изменений древних толщ позволяет установить приуроченность основных вулканогенных формаций к геоантиклинальным поднятиям, а точнее — к их краевым частям, представляющим собой в начальные этапы развития зоны глубинных разломов в виде сложнейших систем кулисообразных тектонических трещин. В сторону смежных прогибов вулканогенные толщи быстро выклиниваются, замещаясь терригенными отложениями. Обширные территории геосинклинальных прогибов на ранних этапах развития представляли собой участки морского дна, почти совершенно лишённые магматических проявлений. Распространение же вулканогенных формаций, таким образом, является строго локальным и в плане представляется в виде нешироких сильновытянутых полос.

Обобщая сказанное о закономерностях пространственного размещения ранних магматических образований в палеотектонической структуре геосинклинальных областей, следует заметить, что устанавливаемая четкая пространственная взаимосвязь островных дуг, глубинных разломов и магматических формаций дает основание предполагать **взаимосвязь тех процессов**, которые привели к их образованию. Иными словами, можно, по-видимому, говорить о взаимосвязи, в том числе и причинной, таких процессов, как **горизонтальные тектонические движения и возникновение и развитие глубинных разломов островных дуг, а также основного и ультраосновного магматизма**. Эти процессы являются главными, определяющими начальные и ранние этапы геосинклинального развития Горного Алтая.

В отличие от ультраосновных и основных магматических формаций и жнепалеозойские гранитоиды Алтая не обнаруживают столь тесной пространственной связи с глубинными разломами и размещаются как в пределах геоантиклинальных поднятий, так и геосинклинальных прогибов. Правда, основная масса гранитоидов, несомненно, приурочена к прогибам, а в поднятиях гранитоиды развиты слабо и образуют небольшие тела.

Среди гранитоидных интрузий Горного Алтая резко выделяются гранитоиды Бийско-Катунского поднятия центрального типа, не включающие гранитов нормального ряда. По своему типу они близки к гранитоидам габбро-плагиогранитной формации, а в некоторых случаях и плагиогранитной формации (по Ю. А. Кузнецову). Гранитоиды краевых поднятий по составу и форме тел близки к гранитоидам геосинклинальных прогибов.

В размещении гранитоидов в пределах каждой из палеотектонических структур не выявляется особых закономерностей: массивы гранитоидов располагаются как в центральных, так и краевых частях прогибов и поднятий. Следует только подчеркнуть отмечаемую многими

исследователями приуроченность гранитоидов к мощным толщам терригенных песчано-сланцевых отложений.

Формационный состав нижнепалеозойских гранитоидов еще слабо изучен. Нам представляется несомненным распространение в каждой из палеотектонических структур (кроме Ануйско-Чуйского прогиба, где нижнепалеозойские магматические формации вообще не установлены) гранитоидов, близких к ряду батолитовых гранитоидных формаций (по Ю. А. Кузнецову). С формированием гранитоидных массивов батолитового типа связывается консолидация той или иной территории.

Различия в петрографическом и петрохимическом составех разновозрастных гранитоидных комплексов Горного Алтая рассматриваются исследователями главным образом как результат общей эволюции магматизма. Возможное же влияние структурного положения гранитоидных комплексов на особенности их состава пока еще слабо изучено. Между тем вполне возможно, что разнообразие состава эффузивно-осадочных древних толщ Горного Алтая является не последним фактором, определяющим разнообразие петрографического и петрохимического состава гранитоидных комплексов. Действительно, влияние состава геосинклинальных толщ на состав гранитоидов признается многими петрографами. Особенно большое значение придается составу вмещающих пород петрографами, рассматривающими батолитовые гранитоиды как результат магматического замещения вулканогенно-осадочных пород под действием «сквозьмагматических растворов» (Кузнецов, 1960, 1962). Химический состав вмещающих толщ при этом должен быть близок составу гранитов. С этих позиций, кстати, легко объяснима приуроченность крупных гранитоидных интрузий к мощным песчано-сланцевым отложениям нижнего палеозоя. Так, например, средний химический состав пород горноалтайской серии, которая является вмещающей толщей для большинства палеозойских гранитных массивов Горного Алтая, по данным А. А. Арустамова, близок к химическому составу гранодиоритов. По-видимому, близок к ним и химический состав метаморфических толщ терехтинской и чулышманской свит, так как основу их составляют олигомиктовые альбито-кварцевые песчаники и сланцы. Между тем, как указывалось выше, химический состав пород горноалтайской свиты непостоянен и зависит от состава областей сноса и удаленности от них. Так, например, химический состав пород горноалтайской серии в Южно-Алтайском синклинории отличается от пород той же серии в Ануйско-Чуйском синклинории повышенным содержанием кремнезема, алюминия и пониженным — железа, магния, кальция. Различается химический состав пород горноалтайской серии и в разных частях синклинориев. Так, А. А. Арустамовым в краевых частях Ануйско-Чуйского синклинория установлено, что некоторые сланцы горноалтайской серии имеют состав, близкий к базальтам, а в центральных частях синклинория химический состав пород, по данным А. Н. Кононова, близок к гранодиориту. Нами указывались также различия в химическом составе пород горноалтайской серии для северо-западной и юго-восточной частей Южно-Алтайского синклинория. Все это, должно, естественно, сказаться на разнообразии гранитоидных комплексов Алтая.

Известно, что определение возраста гранитов обычно производится очень условно, главным образом по принципу петрографического сходства с каким-либо эталонным массивом. Как видно из вышесказанного, принцип этот не вполне надежен. Определения абсолютного возраста гранитов одного комплекса дают большие расхождения и нельзя сейчас определенно решить, является ли это следствием несовершенства мето-



дики или же говорит о том, что в этих случаях в один комплекс объединены сходные по петрографическим особенностям, но разновозрастные граниты. Также нельзя вполне определенно утверждать, что резкие отличия состава кембрийских плагитогранитов Бийско-Катунского поднятия от состава ордовикских гранитов других районов Алтая объясняются только их возрастным различием и что здесь, кроме того, не сказываются резкие различия в составе вмещающих пород. Возможно также, что сходство среднедевонских (тельбесских) и каменноугольных (змеиногорских) гранитоидов объясняется общностью структурного положения и сходством состава вмещающих нижнепалеозойских пород.

Таким образом, зависимость состава гранитоидных комплексов от их структурного положения, несомненно, имеет место в Горном Алтае, и изучение этого вопроса должно занять более видное место в работах исследователей.

#### **4. ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ГОРНОГО АЛТАЯ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ И РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ**

Состав рассмотренных выше геологических формаций, особенности их строения и размещения говорят о том, что Горный Алтай в позднем докембрии и раннем палеозое проходил начальные и ранние стадии геосинклинального развития. Действительно, нижекембрийская, а местами и позднекембрийская диабазовая формация является аналогом спилито-кератофировой формации, образование которой принято связывать с началом геосинклинального режима эвгеосинклинальных областей. На Алтае же имеются формации более древние, предшествующие образованию диабазовой формации. Следовательно, есть все основания говорить о возникновении в позднем докембрии Горного Алтая геосинклинального режима, который в кембрийском и начале ордовикского периодов проходил свои ранние стадии. Правда, флишевую формацию нередко относят к средним этапам, а молассовую формацию — даже к заключительным этапам развития эвгеосинклиналей, но это положение, по-видимому, нельзя считать общим и оно должно быть уточнено.

Суммируя рассмотренные в предыдущих разделах этой работы материалы, можно представить **общую схему возникновения и раннего этапа геосинклинального режима в Горном Алтае**. Мы полагаем при этом, что Горный Алтай по особенностям геотектонического развития не является исключением среди других областей, относящихся к категории «первичных геосинклинальных областей» А. В. Пейве и В. М. Сеницина (1950), «эвгеосинклиналей» М. Кея (1955) и «геосинклинальных областей нормального развития» В. Е. Хаина (1954).

Самые древние геологические формации Горного Алтая — кремнисто-карбонатную, кремнисто-глинистую и формацию метаморфических парасланцев позднекембрийского возраста следует относить, по всей вероятности, к геосинклинальным. Поэтому нельзя вполне определенно говорить о том, что представляла собой рассматриваемая территория в предгеосинклинальное время. Однако, скорее всего, условия, предшествующие геосинклинальным, были близки к океаническим. Это, в частности, следует из реконструкции палеогеографической обстановки и позднекембрийского времени, которая, как указывалось, характеризуется господством глубоководных условий, накоплением аллохтонных пелагических осадков и отсутствием местных областей сноса. Лишь существование узкой дугообразной подводной гряды, где происходит выпадение

карбонатных осадков, отличает позднедокембрийские палеогеографические условия Горного Алтая от океанических. Очевидно, что во времена, предшествующие образованию кремнисто-карбонатной баратальской свиты, палеогеографические условия были еще ближе к океаническим.

С возникновением подводных океанических дуг территория Горного Алтая вступает в стадию геосинклинального развития. Подводные океанические дуги, превратившиеся впоследствии в собственно островные дуги, обязаны своим образованием воздействию односторонних горизонтальных тектонических напряжений, направленных с востока — северо-востока. Земная кора изгибается под действием этих сил и в определенный момент горизонтальные напряжения разрешаются образованием глубинных зон скалывания, которым на поверхности соответствуют подводные океанические дуги. Первоначально это была дуга одиночного типа, на месте которой в дальнейшем оформилась внутренняя (центральная) островная дуга. Дальнейшие горизонтальные тектонические движения приводят к образованию внешней островной дуги, которая тоже имеет на глубине зону скалывания.

Зоны скалывания обеспечивают связь возникших океанических дуг с подкоровыми слоями Земли. Эта связь первоначально была относительно слабой, а сама зона скалывания существовала в виде зоны повышенной проницаемости. В дальнейшем с окончательным оформлением зон скалывания (глубинных разломов) связь океанических дуг с подкоровыми слоями становится более четкой. В глубоких слоях Земли вдоль глубинных разломов происходит зарождение магматических очагов, что является следствием, главным образом, резкого падения давления (Гзовский, 1962; Мусатов, 1963). Возникшая магма перемещается вверх вдоль зоны разлома и дает начало основному вулканизму в пределах подводных океанических дуг. Основной объем магмы устремляется по более короткому пути в крутопадающие зоны скалывания под внутренней дугой, но какая-то часть магматических продуктов достигает и внешней дуги в период наибольшей активности магматизма.

Следовательно, в морфологическом отношении подводные океанические дуги на первых этапах развития представляли собой гребневидные вулканические дуги. Интересно, что и в современных океанических бассейнах именно так морфологически выглядят на поверхности зоны глубинных разломов океанической коры (Панов, 1959; Зеленов, 1963). Несомненно, что в формировании поднятий — океанических дуг, образующихся в местах выхода на поверхность зон глубинных разломов наряду с блоковыми перемещениями играет большую роль и вулканизм.

Геосинклинальное развитие Горного Алтая определяется на ранних этапах развитием островных (океанических) дуг. Именно они являются ареной активного магматизма и локального проявления складкообразовательных процессов. Развитие островных дуг, в свою очередь, определяется двумя главными факторами: эволюцией магматизма и складкообразовательными процессами. Последние обеспечивали непрерывный рост островных дуг и морфологию складчатых дислокаций осадочно-вулканогенных формаций. Глубинные магматические процессы являлись определяющими в образовании геологических формаций островных дуг и последовательной их смены во времени. Вслед за излиянием основных (базальтовых) лав, которым начался геосинклинальный магматический процесс, следуют близкие к ним по времени интрузии гипербазитов, габброидов, а также плагиигранитов. Время наиболее активного проявления вулканических процессов — нижний кембрий. Вулканические процессы прекращаются уже в начале среднего кембрия, причем среднекембрийские лавы, имеющие ограниченное распространение, отличаются от нижнекем-

брийских появлением лав андезитового состава, наряду с базальтовыми лавами. Поэтому они выделяются вместе с граувакковыми обломочными толщами — продуктами разрушения нижнекембрийских вулканических построек — в известняково-порфиро-граувакковую формацию (в отличие от нижней диабазовой формации). Внедрение интрузивных образований относится ко второй половине нижнего и среднему отделам кембрия. Формирование среднекембрийских (возможно, и верхнекембрийских) плагиогранитов соответствует моменту стабилизации территории внутренней (центральной) островной дуги, которая в дальнейшем проявляет себя как относительно жесткий массив. В пределах консолидированной территории островных дуг осадконакопление происходит только в отдельных относительно пониженных местах, где в верхнем кембрии — нижнем ордовике формируются маломощные прибрежно-морские, местами континентальные осадки известняково-граувакковой формации.

Развитие внешних (краевых) островных дуг отличается от внутренних слабым проявлением вулканических процессов и связанных с ними интрузий (кроме гипербазитов), а также характером гранитоидного магматизма. Гранитоиды внешних дуг представлены нормального ряда гранитами — биотитовыми и двуслюдяными. Плагиогранитов во внешних островных дугах нет, так же как нет нормальных гранитов во внутренних дугах. Это обусловлено, по всей вероятности, не столько тем, что граниты внешних дуг более молодые, сколько их генетическими особенностями: плагиограниты являются производными габброидной магмы и обнаруживают тесную пространственную, временную и генетическую связь с базальтоидным вулканизмом (Кузнецов, 1960, 1962), а гранитоиды нормального ряда образуются вследствие гранитизации докембрийских песчано-сланцевых метаморфических толщ чулышманской и терехтинской свит. С формированием гранитоидов в конце верхнего кембрия — начале нижнего ордовика территории внешних островных дуг консолидируются и существуют в дальнейшем как области размыва. Лишь в некоторых частях внешних дуг происходит накопление прибрежно-морских и континентальных автохтонных отложений терригенной формации.

Обширные территории смежных с островными дугами глубоководных впадин на ранних этапах развития были довольно пассивными и представляли собой участки океанического ложа, аккумуляировавшие обломочный аллохтонный материал. Складкообразовательные процессы, вероятно, не затрагивали области глубоководных впадин и были локализованы лишь в районах островных дуг. Вулканизм также не имел места во впадинах, за исключением некоторых краевых участков и отдельных местных поднятий.

Эволюция всей геосинклинальной области Горного Алтая, и в первую очередь островных дуг, отражалась в глубоководных впадинах лишь изменением состава осадков. В позднем докембрии и раннем кембрии местные области сноса играли еще незначительную роль в общем балансе накапливающихся терригенных осадков. С происходящими в островных дугах вулканическими излияниями связано появление в существенно терригенных разрезах прогибов кремнистого материала в виде отдельных прослоев яшм, железистых кварцитов и глинисто-кремнистых сланцев. Этому периоду развития Алтая соответствует образование во впадинах мощной кремнисто-глинистой формации. Дальнейший рост островных дуг приводит к возрастающему обособлению глубоководных впадин, вследствие чего снижается роль внешних и соответственно повышается роль внутренних источников обломочного материала для формирования осадочных толщ во впадинах. Время возникновения аспидной, и особенно флишевой формации во впадинах, сменивших кремнисто-глинистую,

означает уже большую степень обособленности впадин и ведущую роль островных дуг как источника сноса обломочного материала.

Одновременно с нарастанием тектонической активности в областях островных дуг складкообразовательные процессы постепенно захватывают обширные области геосинклинальных прогибов. После консолидации территории островных дуг интенсивность складкообразовательных движений в прогибах еще более возрастает. Одновременно со складкообразованием в прогибах продолжает накапливаться обломочный материал — образуется пестроцветная морская молассовая формация. Для обломочного материала молассовой формации по существу единственным источником становятся внутренние области сноса — складчатые сооружения островных дуг, в значительной части выходящие из-под уровня моря.

В раннем и среднем ордовике в прогибах происходит становление гранитоидных комплексов, близких к типу гранитных батолитов. В этих структурах складываются наиболее благоприятные условия для развития процессов гранитизации: наличие мощнейшей толщи песчано-сланцевых отложений докембрия и нижнего палеозоя, средний химсостав которых близок к гранодиоритам, отсутствие основных магматических пород, в том числе вулканогенных, а также возникновение тектонических трещин в терригенных толщах в результате складкообразования. Становление гранитоидных комплексов означает консолидацию территории геосинклинальных прогибов, окончательное оформление их как горных складчатых сооружений и присоединение к ранее консолидированным территориям островных дуг. Большая часть территории Горного Алтая к среднему — верхнему ордовику существует в виде жестких складчатых сооружений, в пределах которых осадкообразование крайне ограничено. Исключение составляют лишь Ануйско-Чуйская и Уйменская впадины, в которых вплоть до конца девона продолжают накапливаться осадки, продолжается складкообразование, а в завершающие стадии развития происходит излияние кислых лав и формирование гранитных батолитов. Правда, Уйменская впадина испытала в среднем ордовике некоторую активизацию геосинклинальных процессов и несколько расширила свою территорию за счет ранее консолидированных территорий островных дуг. Для Ануйско-Чуйской впадины в нижнем палеозое консолидация, хотя бы частичная, не наблюдается. Не обнаружены в ней и магматические образования додевонского возраста.

В оформлении структурного плана возникших складчатых сооружений большую роль играл позднедокембрийский структурный план Горного Алтая. Так, ориентировка складчатых структур островных дуг совпадает в общих чертах с их простираем. Складки в позднее консолидированных территориях впадин также ориентированы, согласно общему простиранию впадин и окаймляющих островных дуг.

По особенностям геотектонического развития и морфологии среди нижнепалеозойских палеотектонических структур выделяется два типа: геоантиклинальные поднятия, соответствующие островным дугам, и геосинклинальные прогибы, соответствующие областям морских впадин. Геоантиклинальные поднятия подразделяются на поднятия внутренние (центральные) и поднятия внешние (краевые) в соответствии с различиями в строении и развитии островных дуг.

Интересно подчеркнуть полное совпадение палеогеографических и палеотектонических форм. Более того, в современной структурно-тектонической схеме Алтая также устанавливается это совпадение. Так, например, области позднедокембрийских и нижнепалеозойских впадин оформились как синклинии — Ануйско-Чуйский, Башкауский, Южно-Алтай-

ский, Уйменско-Лебедской; островные дуги — как антиклинории и горст-антиклинории: Бийско-Катунский антиклинорий, Кадринско-Баратальский горст, Телецкий горст, Чулышманский горст-антиклинорий, Талицкий антиклинорий. Все это иллюстрирует чрезвычайно отчетливую у нас следованность в развитии тектонических структур, отсутствие каких-либо моментов перестройки структурного плана и отсутствие инверсий.

Одной из характерных черт позднедокембрийской и раннепалеозойской истории Горного Алтая является общая необратимость развития. Это выражается, в частности, в последовательном и неуклонном росте геодантиклинальных поднятий, в постепенном уменьшении глубины морских впадин, в последовательном и неуклонном разрастании жестких консолидированных складчатых структур.

Говоря о постоянном разрастании поднятий, следует иметь в виду, что оно является лишь относительным и происходит на фоне общего прогибания всей территории Горного Алтая. Нисходящие тектонические движения, продолжавшиеся в позднем докембрии и раннем палеозое, проявлялись дифференцированно: более интенсивно в прогибах и с меньшей скоростью в поднятиях. Это приводит к постепенному увеличению относительных превышений между поднятиями и прогибами, достигающих максимума в среднем — верхнем кембрии, в период консолидации поднятий. В дальнейшем контрастность тектонического рельефа постепенно нивелируется, в чем немалая роль принадлежит интенсивному накоплению обломочного материала в прогибах.

Направленность геотектонического развития Горного Алтая выражается также в закономерной смене геологических формаций, одинаковой для однотипных структур. Вместе с тем вполне очевидна индивидуальность и своеобразие в развитии каждой тектонической структуры, что выражено, например, различиями возраста одинаковых геологических формаций, разной полнотой их проявления, выпаданием из разреза той или иной формации и т. д.

Геотектоническое развитие Горного Алтая протекает относительно медленно, эволюционно, без каких-либо внезапных моментов значительных и всеобщих изменений. Сравнение, например, любой близкой по возрасту пары палеогеографических схем показывает их несомненное сходство. Однако в этом направленном и эволюционном развитии можно выделить этапы, имеющие значительные качественные отличия друг от друга.

Следует отметить, что этапность в развитии Горного Алтая, качественные различия этих этапов, а главное, отсутствие повторяемости отмечаются всеми исследователями. Не имеется существенных расхождений и в вопросах определения возраста границ этих этапов.

Основные черты главных этапов геологического развития Алтае-Саянской складчатой области, в том числе и Горного Алтая, были подробно описаны В. А. Кузнецовым (1952, 1954) и с теми или иными дополнениями восприняты последующими исследователями, в том числе и нами. В геосинклинальном развитии Алтае-Саянской области В. А. Кузнецов по особенностям магматизма, осадконакопления и характеру складчатости выделяет салаирский, каледонский и герцинский тектоно-магматический «циклы» — качественно различные этапы. Правда, термин «цикл» в применении к этапам развития нам не кажется удачным, так как во многих случаях он означает повторяемость явлений, событий. В этапности геологического развития такая повторяемость отсутствует, поэтому применение здесь термина «цикл», на наш взгляд, нежелательно.

Принимая в целом выделенные В. А. Кузнецовым этапы геотектони-

ческого развития, нам представляется необходимым уточнить содержание ранних этапов с учетом изложенных выше материалов.

Прежде всего следует, по-видимому, выделять начальный этап геосинклинального развития, когда наметилась уже дифференциация территории, наметилась конфигурация островных дуг, появились различия в условиях осадкообразования. Это — время до возникновения вулканических излияний основных лав, в областях островных дуг, т. е. поздний докембрий.

Следующий — ранний этап — охватывает по времени весь кембрийский период. Он характеризуется активным ростом островных дуг и происходящими в них магматическими процессами. Завершается этот этап консолидацией островных дуг. Ранний этап целесообразно подразделять на два подэтапа. Первый подэтап — это время активной вулканической деятельности, внедрения гипербазитов, габбро, плагиогранитов в пределах островных дуг. Он заканчивается консолидацией внутренней (центральной) островной дуги. Второй подэтап характеризуется развитием гранитоидного магматизма во внешних (краевых) дугах и заканчивается их консолидацией.

Средний этап, по-видимому, наиболее длительный для территории Горного Алтая. Он начинается смещением складкообразовательных процессов и магматизма в области геосинклинальных прогибов и охватывает период с начала ордовика до нижнего девона включительно. В настоящей работе рассмотрено только начало среднего этапа, когда в некоторых прогибах с развитием гранитоидного магматизма происходят интенсивные складкообразовательные процессы и консолидация. При более детальном изучении целесообразно, по-видимому, разделять средний этап на подэтапы.

Конечный этап геосинклинального развития Горного Алтая, начинающийся в среднем девоне, характеризуется широким развитием кислого вулканизма и завершается становлением гранитных батолитов, а также консолидацией последних, сохраняющих подвижность геосинклинальных прогибов. Для этого этапа, кроме того, весьма характерна активизация геосинклинальных процессов, в частности магматизма, в краевых частях ранее консолидированных структур, смежных с «остаточными» геосинклинальными прогибами. Во всех случаях сформированные в результате активизации толщи отличаются наложенным характером складчатых структур от синхронных толщ унаследованно развивающихся геосинклинальных прогибов.

Предлагаемая схема этапности геосинклинального развития Горного Алтая близка в первой своей части к общей схеме развития геосинклиналей, по Н. П. Васильковскому (1960<sub>1</sub>, 1960<sub>2</sub>). Он определяет этапы развития геосинклиналей стадиями роста островных дуг, выделяя: а) начальную стадию развития (стадию подводных островных дуг), б) раннюю стадию (малых островных дуг), в) зрелую стадию (собственно островных дуг) и г) конечную стадию. Однако нам представляются не всегда ясными критерии для разграничения выделенных Н. П. Васильковским стадий в приложении к геотектоническому развитию Горного Алтая. Не ясно, в частности, какие качественные отличия имеет стадия малых островных дуг от стадии зрелых островных дуг? Кроме того, как показывают рассмотренные материалы, не весь геосинклинальный процесс характеризуется активным ростом островных дуг. Уже к концу раннего этапа островные дуги стабилизируются, геосинклинальные процессы в них затухают. Имеются некоторые несоответствия и другого характера. Так, согласно Н. П. Васильковскому, наиболее активно вулканические процессы ранних этапов протекают в областях геосинклинальных проги-

бов, а области островных дуг являются зародышем непрерывно растущего гранитного метаморфического слоя. Территория прогибов после прекращения в них основного вулканизма причленяется к островным дугам, увеличивая, таким образом, площадь гранитно-метаморфического слоя. Как видим, в Горном Алтае этот процесс происходит по-иному. Островные дуги здесь, напротив, являются ареной основного вулканизма, а в областях прогибов в полной мере проявляется гранитный магматизм.

Несколько замечаний необходимо сделать об этапах (периодах) геосинклинального развития Горного Алтая по схеме М. Д. Никольской, В. Е. Попова и В. А. Трофимова (1963). Эти исследователи, как указывалось выше, полагают, что разные этапы геологического развития региона, помимо всего, отличаются по характеру тектонических движений. В соответствии с этим выделяются периоды: а) интенсивного прогибания ( $Sp - St_2$ ), б) дифференциальных движений ( $St_3 - D_1$ ), в) прогрессирующего воздымания ( $D_2 - C_{1v}$ ) и г) формирования горной страны ( $C_{1n} - Q$ ). Однако каждое название с тем же основанием могло быть применено и к другим этапам, так как указанные движения не разделены во времени, а существуют одновременно. Действительно, дифференциальный характер тектонических движений устанавливается вообще для всего геосинклинального процесса, а «интенсивные прогибания» продолжались значительно позже  $St_2$  — одновременно с «прогрессирующим воздыманием» некоторых структур. Поэтому предложенную схему, и особенно наименование этапов, нельзя признать удачной. Кроме того, М. Д. Никольская, В. Е. Попов и В. А. Трофимов допускают неоднократные инверсии каждой из тектонических структур Алтая, что, как мы видим, не подтверждается имеющимися материалами и отрицается большинством исследователей.

Заканчивая описание истории геотектонического развития Горного Алтая в позднем докембрии и нижнем палеозое, следует еще раз подчеркнуть многообразие его тектонических структур и своеобразие их строения и развития. Тектоническая дифференциация территории Горного Алтая происходила с первых же моментов возникновения геосинклинальных условий, и наметившийся структурный план, возможно, был предопределен еще в догеосинклинальную стадию развития земной коры. Палеотектонические структуры, отличаясь своеобразием развития, все более и более обособляются со временем. Среди них, как указывалось, выделяются два основных типа — геоантиклинальные поднятия с их интенсивными процессами основного магматизма и геосинклинальные прогибы с характерным для них интенсивным осадконакоплением и более поздним гранитным магматизмом. Однако при всем своем своеобразии эти палеотектонические структуры тесно связаны единством геотектонического развития и не могут рассматриваться изолированно друг от друга.

Позднедокембрийский и нижнепалеозойский периоды являются важнейшими в геологическом развитии Алтая. Именно в это время закладываются основы структурно-тектонического плана региона, обуславливающие закономерное размещение геологических и магматических формаций, а также связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, 1956.
- Ажгирей Г. Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движения земной коры.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 8.
- Ажгирей Г. Д. Главные черты тектонического развития и магматизма геосинклинальных областей.— Тез. докл. совещ. по проблемам тектоники, М., 1963.
- Алабин Л. В. О структурно-фациальных зонах нижнего кембрия на северо-западе и севере Кузнецкого Алатау.— Геология и геофизика, 1963, № 4.
- Архангельский А. Д. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. V, 1927.
- Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. VIII (1—2), 1930.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд. АН СССР, 1938.
- Баженов И. К., Берзин А. П., Индукаев Ю. В. Состав и генезис железистых кварцитов в северной части Горного Алтая.— Вест. ЗСГУ и НТГУ, 1959, № 4.
- Барцева М. Н., Перфильев Ю. С. Материалы к стратиграфии ордовика и силура северо-западного Алтая.— Матер. по геол. и металлог. Рудного Алтая, тр. ВАГТа, вып. 3, 1957.
- Батурин В. П. О слоистости и законах седиментации кластических осадков.— Докл. АН СССР, т. XXXI, 1941, № 2.
- Безруков П. Л., Романкевич Е. А. К стратиграфии и литологии донных отложений северо-западной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 130, 1960, № 2.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Карта донных осадков Мирового океана.— Сб. «Современные осадки морей и океанов», Изд. АН СССР, 1961.
- Белостокский И. И. О некоторых общих вопросах геологии Горного Алтая.— Матер. по регион. геологии, тр. ВАГТа, вып. 2, 1956.
- Белостокский И. И., Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А., Красильников Б. Н., Моссаковский А. А., Пожариский И. Ф., Херасков Н. Н. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXIV(6), 1959.
- Белоусов А. Ф. К геологии Бийского выступа в Северном Алтае.— Тр. Горно-геол. ин-та ЗСФАН СССР, вып. 17, 1956.
- Белоусов А. Ф. О разрезе древнейших неметаморфических толщ и верхней границе докембрия Алтая.— Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 90, 1958.
- Белоусов А. Ф. Древнейшие эффузивные проявления в Горном Алтае.— Геология и геофизика, 1961, № 8.
- Белоусов А. Ф., Сеников В. М. Кембрий северо-востока Алтая.— Матер. по регион. геологии, тр. СНИИГГИМСа, вып. 13, 1960.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Берсенев И. И. Вращение земли вокруг своей оси как одна из причин геотектогенеза.— Тез. докл. совещ. по проблемам тектоники, 1963.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 34, вып. 1, 1959.
- Богданов А. А. Основные закономерности развития палеозойской складчатости на территории СССР.— Сб. «Каледонская орогенция», Докл. сов. геологов к XXI сес. МГК, изд. АН СССР, 1960.
- Борукбаев Р. А. Формации допалеозоя и нижнего палеозоя северо-востока Центрального Казахстана.— Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 17, 1953, № 124.



- Борукаев Р. А. Развитие тектонических структур северо-востока Центрального Казахстана.— Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 18, 1954, № 134.
- Васильковский Н. П. К теории земной коры.— Матер. по регион. геологии, тр. СНИИГГИМСа, вып. 5, 1959.
- Васильковский Н. П. К проблеме островных дуг.— Матер. к 1-й Всесоюз. конф. по геол. и металлог. Тихоокеанского рудного пояса, 1960.
- Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии.— Матер. по регион. геологии, тр. СНИИГГИМСа, вып. 13, 1960.
- Васильковский Н. П. К проблеме развития земной коры.— Тез. докл. совещ. по проблемам тектоники. М., 1963.
- Васильковский Н. П., Предтеченский А. А., Сенников В. М. Осадочные и вулканогенные формации Алтае-Саянской складчатой области и связанные с ними полезные ископаемые.— Тез. докл. V Всесоюз. литолог. совещ. Новосибирск, 1961.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат, 1948.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и астрогеология.— Географ. сб. 15, 1962.
- Винкман М. К. Стратиграфическая схема докембрийских и нижнепалеозойских отложений Горного Алтая.— Матер. по геол. Зап. Сибири, тр. ЗСГУ, вып. 61, 1958.
- Винкман М. К. Стратиграфия протерозойских, синийских и кембрийских отложений Горного Алтая.— Матер. по регион. геологии, вып. 5, 1959.
- Винкман М. К., Гинцингер А. Б. К вопросу о корреляции кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области.— Матер. по регион. геологии, тр. СНИИГГИМСа, вып. 24, 1962.
- Винкман М. К., Гинцингер А. Б., Поспелов А. Г., Полетаева О. К. и др. Схема стратиграфии нижнекембрийских и нижней части среднекембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области.— Матер. по регион. геологии, тр. СНИИГГИМСа, вып. 24, 1962.
- Винкман М. К., Гинцингер А. Б., Егорова Л. И. Опорные разрезы нижнего кембрия и синия Горной Шории и Горного Алтая.— Советская геология, 1962, № 12.
- Винкман М. К., Асташкин В. А., Краевский Б. Г. Схема расчленения докембрийских и кембрийских отложений Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Горного Алтая.— Матер. по стратиграфии Алтае-Саянской складчатой области, тр. СНИИГГИМСа, вып. 29, 1964.
- Владимирский Г. М., Черноморский М. А. Новые данные по стратиграфии палеозоя левобережья р. Хемчик в Западной Туве.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 21.
- Владимирский Г. М., Черноморский М. А. Складчатые структуры верхнекембрийских (?) отложений левобережья р. Хемчик в Западной Туве.— Матер. по регион. геологии Алтае-Саянской складчатой обл., тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 58, 1961.
- Волков В. В. Опыт расчленения кембро-ордовикских отложений Белухинского антиклинория.— Вестн. ЗСГУ и НТГУ, 1960, № 3.
- Волков В. В. Соотношение вулканогенных и осадочных фаций кембрия в зоне взаимоперехода Катунского антиклинория в Ануйско-Чуйский синклинорий (Горный Алтай).— Геология и геофизика, 1965, № 3.
- Волочкович К. Л. К вопросу о структурном значении Тигирецко-Чуйской зоны смятия в Горном Алтае.— Тр. ин-та геохимии и кристаллохимии редких эл-тов, вып. 2, 1959.
- Волочкович К. Л. Стратиграфия и тектоника крайнего северо-запада Монголии.— Булл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол. т. XVI, вып. 1, 1961.
- Гзовский М. В. Проблема магматизма и тектонофизики.— Сб. «Вопросы вулканизма», Изд. АН СССР, 1962.
- Гинцингер А. Б. К стратиграфии ордовика Ануйско-Чуйского и Чарышско-Инского синклинориев Горного Алтая.— Матер. по регион. геологии, тр. СНИИГГИМСа, вып. 24, 1962.
- Горжевский Д. И., Иванкин П. Ф. Геотектоническая позиция Рудного Алтая и Калбы по геолого-геофизическим данным.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 4.
- Горжевский Д. И., Муратов М. В. История тектонического развития Рудного Алтая в палеозое.— Советская геология, 1961, № 11.
- Горецкая Е. Н. Палеозойские вулканогенные формации Тянь-Шаня и их связь с различными типами тектонических структур.— Сб. «Вопросы вулканизма», Изд. АН СССР, 1962.
- Егоров А. С. Геологическое строение Уймонского района в Центральном Алтае. Матер. по геологии Зап.-Сиб. края, 1937, № 60.
- Журавлева И. Т., Репина Л. Н., Хоментовский В. В. Непрерывный карбонатный разрез ленинского яруса нижнего кембрия Алтае-Саянской горной страны и его палеонтологическая характеристика. Докл. АН СССР, 1960, т. 32, № 5.

- Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.—Тез. докл. совещ. по проблемам тектоники, М., 1963.
- Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород.—Сб. «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации», тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. Госгеолтехиздат, 1963.
- Иванова Т. Н. Основные черты истории развития магматизма Тувы.—Советская геология, 1959, № 11.
- Иванова Т. Н. Закономерности развития нижнепалеозойского магматизма подвижных поясов земной коры (на примере Тувы).—Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. II Всесоюз. петрограф. совещ. М., 1960.
- Иванова Т. Н. Структурно-фациальное районирование Тувы для эпохи раннего и начала среднего кембрия.—Матер. по регион. геологии Алтае-Саянской обл., тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. 1961, № 58.
- Иванова Т. Н. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. Госгеолтехиздат, 1963.
- Кей М. Геосинклинали Северной Америки, ИЛ, М., 1955.
- Келлер Б. М. Флишевая формация в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования.—Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 104, 1949.
- Келлер Б. М. Генетические ряды формаций на примере Урала и Кавказа. Матер. Новосибир. конф. по изуч. геол. формаций, т. 1, 1955.
- Кембрийская система. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 19, 1960.
- Кленова М. В. Современное осадкообразование в Баренцовом море. Сб. «Современные осадки морей и океанов», Изд. АН СССР, 1961.
- Комаров И. П. Силур и кембрий в Северо-Западном Алтае.—Вестн. Геолкома, 1928, т. 3, № 4.
- Коровин М. К. Геотектоническое районирование Западной Сибири.—«Перспективы газонефтегеносности Зап. Сибири». Гостоптехиздат, 1948.
- Косыгин Ю. А. Типы основных структурных элементов земной коры в позднем докембрии.—Геология и геофизика, 1961, № 1.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Структуры ограниченных древних платформ.—Геология и геофизика, 1961, № 10.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Вотах О. А., Красильников Б. Н. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии.—Геология и геофизика, 1962, № 10.
- Красильников Б. Н. О соотношении геосинклинального и орогенного этапов развития Саяно-Алтайской складчатой области.—Геология и геофизика, 1961, № 19.
- Кропоткин П. Н., Власов Г. М. Островные дуги периферические складчатые области западной окраины Тихоокеанского пояса.—Сб. «Матер. к I Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», 1960.
- Кропоткин П. Н. Соотношение поверхностной и глубинной структур и общая характеристика движений земной коры.—Тез. докл. совещ. по проблемам тектоники, М., 1963.
- Кузнецов В. А. Тектоника Западной Тувы на стыке с Горным Алтаем.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 1.
- Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области.—Тр. ЗСФ АН СССР, вып. 12, 1952.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.—Сб. «Вопросы геологии Азии». Изд. АН СССР, т. 1, 1954.
- Кузнецов В. А. Основные этапы развития магматизма и элементы металлогении Горного Алтая.—Изв. Вост. фил. АН СССР, 1957, № 2.
- Кузнецов В. А. О возрасте вулканогенно-осадочных толщ юго-западного крыла Холзунско-Чуйского антиклинория Рудного Алтая.—Докл. АН СССР, 1961, № 3.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.—Сб. «Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая». Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 13, 1963.
- Кузнецов Ю. А. Геологическое строение центральной части Горного Алтая.—Матер. по геологии Зап. Сибири, 1939, № 41.
- Кузнецов Ю. А. Материалы к стратиграфии и тектонике северо-западного Алтая.—Изв. Томск. политехн. ин-та, 1950, вып. 2, 65.
- Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификации магматических формаций.—Матер. II Всес. петрограф. совещ. Изд. УзССР, 1958.
- Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области.—Геология и геофизика, 1960, № 1.
- Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон.—Геология и геофизика, 1962, № 10.
- Кузнецов Ю. А., Косыгин Ю. А. Основные черты тектоники и магматизма Сибири.—Геология и геофизика, 1962, № 5.

- Кузьмин А. М. Слой и наслоение.— Тр. Горно-геол. ин-та ЗСФ АН СССР, 1950.
- Кюнен Ф. Г. Индонезийские глубоководные депрессии.— Сб. «Островные дуги», изд. ИЛ, 1952.
- Либрович В. Л. Происхождение красноцветных толщ ордовика Иркутского амфи-театра.— Матер. Всес. научн.-иссл. геол. ин-та, вып. 44, 1960.
- Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Космачев В. Г., Шапошников Д. П. К вопросу о генезисе флишевых отложений таврической формации Крыма.— Докл. АН СССР, 1962, № 4.
- Лучицкий И. В. Отношение вулканизма к тектонике на примере Минусинского про-гиба.— Сб. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, 1962.
- Маслов В. П. О нижнем силуре Восточной Сибири.— Сб. «Геология Азии», Изд. АН СССР, т. 1, 1954.
- Мелешенко В. С., Янов Э. Н., Казаков И. Н. Основные черты тектоники Саяно-Алтайской складчатой области.— Матер. годичной сес. Уч. совета по резуль-татам работ 1958 г., ВСЕГЕИ, 1960.
- Мкртчян К. А. Некоторые вопросы развития геосинклинального магматизма.— Тез. докл. совещ. по пробл. тектоники. М., 1963.
- Мусатов Д. И. Некоторые вопросы классификации глубинных разломов и проблема возникновения магматических очагов.— Тез. докл. совещ. по пробл. тектоники, М., 1963.
- Мусатов Д. И. Основные этапы тектонического развития восточной части Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского края.— Тез. докл. совещ. по пробл. тектоники, 1963.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. т. I и II, Изд. АН СССР, 1956.
- Наливкин Д. В. Флиш-континентальные отложения.— Докл. АН СССР, 1961, № 4.
- Нехорошев В. П. Тектоника Алтая.— Тр. XVII сес. МГК, т. II, 1937.
- Нехорошев В. П. О докембрии Алтая и возрасте Иртышского метаморфического комплекса.— Зап. Всерос. минеролог. об-ва, 1939, № 3.
- Нехорошев В. П. Тектоника и металлогения Алтая и Калбы. Госгеолиздат, 1951.
- Нехорошев В. П. Особенности геологического строения Алтая и его юго-западной периферии.— Сб. «Вопросы геологии Азии», т. 1, Изд. АН СССР, 1954.
- Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, 1958.
- Нехорошев В. П. Проявление каледонской орогении на Алтае.— Сб. «Каледонская орогения». Докл. сов. геологов к XXI сес. МГК, 1960.
- Николаев В. А. О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подвиж-ных поясах земной коры.— Советская геология, 1944, № 1.
- Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов зем-ной коры.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 2.
- Николаев В. А. Некоторые вопросы учения о геосинклиналих.— Советская геология, 1954, № 41.
- Никольская Ж. Д., Попов В. Е., Трофимов В. А. История тектонического развития и районирование Горного Алтая.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Алтая и Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 94, 1963.
- Осипова А. И. Верхнепалеозойский флиш р. Юрезани.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 20, 1945.
- Осипова А. И. Литология и фациальный анализ верхнепалеозойских отложений р. Юрезани.— Тр. Палеонтолог. ин-та, 30, 1950.
- Панов Д. Г. О морфотектонике центральной части дна Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1959, № 2.
- Пейве А. В. О так называемом законе инверсии.— Советская геология, 1941, 5.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В. Главнейшие типы глубинных разломов, статьи 1 и 2.— Изв. АН СССР, сер. геол. 1956, № 1 и 3.
- Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 6.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположе-ние глубинных разломов.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1.
- Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинкли-налих.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 4.
- Перфильев Ю. С. Новые данные о стратиграфии нижнего палеозоя Горного Алтая.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1959, № 11.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, 1958.
- Пинус Г. В. Нижнекембрийский вулканизм Тувы. Изд. СО АН СССР, 1961.
- Пинус Г. В. Место эффузивного вулканизма в развитии раннекаледонской геосинкли-нали Тувы.— Сб. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, 1962.
- Плотников Л. М., Тазихин Н. Н. О роли тангенциальных сил в геотектогенезе.— Тез. докл. совещ. по пробл. тектоники. М., 1963.

- Пожарский И. Ф. Основные структурные элементы Горного Алтая.— Геология и геофизика, 1960, № 8.
- Пожарский И. Ф. О роли тангенциальных напряжений в формировании структуры Горного Алтая.— Изд. АН СССР, сер. геол., 1963, № 2.
- Полетаева О. К. О фауне камешковского и самаштыкгольского горизонтов на р. Большой Ише в Горном Алтае.— Матер. по регион. геологии, тр. СНИИГГИМСа, вып. 2, 1962.
- Попов В. И. Некоторые основные положения ядерной теории развития земной коры.— Зап. Узбек. отд. Всес. минералог. об-ва, вып. 7, 1955.
- Попов В. И. О ядрах роста материковой силикатической коры (по среднеазиатским данным).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, т. 63, отд. геол., 1958, № 33, вып. 3.
- Попов В. С. О возрасте метаморфических пород Горного Алтая.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 2.
- Радугин К. В. О кембрийской складчатости.— Сб. «Каледонская орогенция». Докл. сов. геологов на XXI сес. МГК, 1960.
- Разумова В. Н. Природа красных и зеленых окрасок пород красноцветных аридных формаций мезокайнозоя Центрального и Южного Казахстана.— Изв. АН СССР, 1960, № 5.
- Решение межведомственного совещания по разработке стратиграфических схем Сибири, табл. XIV. Госгеолтехиздат, 1959.
- Романенко М. Ф. К биостратиграфии древних толщ Горного Алтая.— Вестн. ЗСГУ и НТГУ, 1960, № 2.
- Рухин Л. Б. Проблема происхождения красноцветных толщ.— Вестн. Ленинград. ун-та, 1948, № 2.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Госоптехиздат, 1961.
- Рухин Л. Б. Ряды фаций и формаций и их связь с островными дугами.— Уч. зап. ЛГУ, № 310, сер. геол. наук, вып. 12, 1962.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Госоптехиздат, 1962.
- Сенников В. М. Материалы по стратиграфии Уйменско-Лебедского синклинория Горного Алтая.— Матер. по геологии Зап. Сибири, тр. ЗСГУ, вып. 61, 1958.
- Сенников В. М. Ордовик Уйменско-Лебедского синклинория Горного Алтая.— Матер. по регион. геологии, тр. СНИИГГИМСа, вып. 24, 1962.
- Сенников В. М., Винкман М. К., Кононов А. Н. Кембро-ордовик и ордовик Горного Алтая.— Матер. по регион. геологии, тр. СНИИГГИМСа, вып. 5, 1959.
- Сивов А. Г. Кембрий и докембрий Западного Саяна.— Сб. «Вопросы докембрия Зап. Сибири». Тр. Горно-геол. ин-та ЗСФ АН СССР, вып. 2, 1948.
- Стовас М. В. О роли неравномерности вращения Земли в образовании планетарных глубинных разломов земной коры.— Геогр. сб., 1962.
- Страхов Н. М. Железнорудные фации и их аналоги в истории Земли.— Тр. ИГН АН СССР, вып. 16, сер. геол., 1939, № 6.
- Страхов Н. М. Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 4.
- Страхов Н. М. О формах железа в осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 1958, № 4.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. В 2-х томах. Изд. АН СССР, 1960.
- Тихонов В. И. К стратиграфии Ануйско-Чуйской и «зелено-фиолетовой» формаций Причарышского Алтая.— Матер. по регион. геологии, тр. ВАГТа, вып. 2, 1956.
- Удинцев Г. Б. Рельеф и структура дна Тихого океана.— Тез. докл. совещ. по пробл. тектоники, М., 1963.
- Умбурове. Островные дуги.— Сб. «Островные дуги», изд. ИЛ, 1952.
- Унксов В. А. Тектоника Алтае-Саянской складчатой области.— Сб. «Геологическое строение СССР», т. 3, Госгеолтехиздат, 1958.
- Унксов В. А. Особенности развития каледонид юга средней Сибири.— Сб. «Каледонская орогенция». Докл. сов. геологов к XXI сес. МГК, 1960.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Изд. ЗСГРТ. Томск, 1936.
- Хаин В. Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, № 2.
- Хворова И. В. О происхождении флиша.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, № 5.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация южного Урала.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 37, 1961.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, № 5.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Изд. АН СССР, 1963.
- Херасков Н. П., Келлер Б. М., Штрейс Н. А. О геологических формациях (к итогам совещания по формациям в Западно-Сибирском филиале АН СССР).— Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 4.

- Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана.— Сб. «Островные дуги». Изд. ИЛ, 1952.
- Хоментовский В. В. Формации структурно-фациальных зон Юго-Западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых.— Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд. АН СССР, т. III, 1960.
- Хоментовский В. В., Журавлева И. Т., Репина Л. Н., Розанов А. Ю. Нижний кембрий Горного Алтая.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 3.
- Шатский Н. С. О неокатастрофизме.— Пробл. сов. геологии, 1937, № 7.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 5—6.
- Шатский Н. С. Орогенические фазы и складчатость. Тр. XVIII сес. МГК, т. 2, 1939.
- Шатский Н. С. О развитии земной коры.— Тез. докл. сов. геологов к XVIII сес. МГК, т. 9, 1939, № 8.
- Шатский Н. С. О некоторых насущных задачах геотектоники. Советская геология, 1945, № 16.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 4.
- Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости.— Изв. АН СССР, 1951, № 1.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификации фосфоритовых залежей.— Совещ. по осадочным породам, вып. 2, изд. АН СССР, 1955.
- Шатский Н. С. Парагенезис осадочных и вулканогенных пород и формаций. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 5.
- Шатский Н. С., Косыгин Ю. А., Пейве А. В., Пущаровский Ю. М., Херасков Н. П., Штрейс Н. А., Яншин А. Л. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии.— Сб. «К вопросу о состоянии науки об осадочных породах». Изв. АН СССР, 1951.
- Шейнман Ю. М. Великие обновления в тектонической истории Земли.— Структура земных пород и деформация горных пород. Докл. сов. геологов к XXI сес. МГК, 1960.
- Шейнман Ю. М. Магмы и геосинклиальный процесс.— Тез. докл. совещ. по пробл. тектоники, М., 1963.
- Янов Э. Н. Сравнительная характеристика тектоники Саяно-Алтайской и Центрально-Казахстанской складчатых областей. Тез. докл. совещ. по пробл. тектоники, М., 1963.
- Яншин А. Л. Основные черты тектонического строения и развития Евразии.— Тез. докл. совещ. по пробл. тектоники, М., 1963.
- Вомта А. Н. Some data on turbidites from the alpes maritimes.— «Geol. en mijnbouw», 21, 1959, № 7.
- Buffington E. C. Experimental turbidity currents on the sea floor.— «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists», 1961, 8.
- Glennie K. W. The graded sediments of the Mahoeni formation (King Country, North Island).— «Geol. and Geophys». 1953, 3.
- Gorsline D. S., Emery K. O. Turbidity current deposits in San Pedro and Santa Monica basins of Southern California.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1959, 70, 3.
- Haaf E. T. Properties and occurrence of turbidites.— «Geol. en mijnbouw», 1956, 21, 7.
- Hinze J. O. On the hydrodynamics of turbidity currents.— «Geol. en mijnbouw», 1960, 1.
- Hsu K. I. Palaeocurrent structures in the Ultrahelvetic Flysch of the Swiss Prealps and their paleogeographic and paleotectonic significances.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1958, 12.
- Kuenen Ph. H. Features of graded bedding.— «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1953, 37, 5.
- Kuenen Ph. H. Turbidity currents a major factor in flysch deposition.— «Eclogae geol. helv.», 1959, 3.
- Leahy R. G. Sediments and turbidity currents.— «Oceanus», 1959, 2.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр. 3
Предисловие . . . . .	5
<b>Глава I. Стратиграфия и литология позднедокембрийских и нижнепалеозойских образований Горного Алтая . . . . .</b>	<b>5</b>
1. Стратиграфические разрезы позднего докембрия и раннего палеозоя структурно-формационных зон Горного Алтая . . . . .	10
Бийско-Катунская зона . . . . .	10
Уйменско-Лебедская зона . . . . .	24
Ануйско-Чуйская зона . . . . .	31
Южно-Алтайская зона . . . . .	46
Восточно-Алтайская зона . . . . .	58
2. Некоторые выводы по литологии древних терригенных отложений Горного Алтая . . . . .	64
Изменчивость литологического состава терригенных отложений . . . . .	64
Происхождение ритмичной слоистости флишoidных терригенных отложений . . . . .	68
Условия образования красноцветных пород в нижнепалеозойских флишoidных отложениях Горного Алтая . . . . .	73
3. Возраст «немых» древних толщ Горного Алтая . . . . .	81
<b>Глава II. Палеогеография Горного Алтая в позднем докембрии и раннем палеозое . . . . .</b>	<b>89</b>
<b>Глава III. Позднедокембрийские и раннепалеозойские геологические формации Горного Алтая . . . . .</b>	<b>105</b>
<b>Глава IV. Палеотектонические структуры Горного Алтая и их развитие в позднем докембрии и раннем палеозое . . . . .</b>	<b>122</b>
1. Схема палеотектонического районирования . . . . .	125
2. Тектонические движения в позднем докембрии и раннем палеозое Горного Алтая . . . . .	140
3. О палеоостровных дугах Горного Алтая и некоторых закономерностях пространственного размещения магматических формаций . . . . .	143
4. История формирования палеотектонических структур Горного Алтая в позднем докембрии и раннем палеозое . . . . .	149
<b>Л и т е р а т у р а . . . . .</b>	<b>156</b>

*Волков Вячеслав Васильевич*  
ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ  
(ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ И РАННИЙ ПАЛЕОЗОИ)

Редактор Б. М. Александровский  
Художественный редактор В. Г. Бурькин  
Обложка художника Ю. В. Гаврилова  
Технический редактор Т. К. Овчинникова, А. М. Вялых  
Корректоры: В. Г. Прохорова, Л. Н. Шадрина

---

Сдано в набор 9 декабря 1965 г. Подписано в печать 8 июня 1966 г. МН 03546. Бумага 70×108/16.  
10,25 печ. л., 14,3 усл. печ. л., + 6 вкл., 14,8 уч.-изд. л. Тираж 1000.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение, Новосибирск, Советская, 20. Заказ № 206. Типография № 1 Управления по печати, Новосибирск, Красный проспект, 22. Цена 1 р. 20 к.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

**В 1966 г. ВЫПУСТИТ В СВЕТ НОВЫЕ КНИГИ:**

**Г. В. Нестеренко, В. М. Цибульчик. Источники питания титаноносных отложений на юго-востоке Западной Сибири.** 9,3 л. Цена 62 коп.

**Нефтегазоносность Южно-Минусинской впадины.** 26 л. Ориентировочная цена 2 р. 05 к.

**Об остроклимате Сибири.** 10 л. Ориентировочная цена 80 коп.

**А. М. Дымкин. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая.** 12 л. Ориентировочная цена 1 р.

Книги высылаются наложенным платежом.

*Заявки направляйте по адресу: Новосибирск-99, Советская, 20, комн. 403 или Новосибирск-76, Красный проспект, 51, магазин «Академкнига».*