


А. А. АБДУЛИН,  
А. В. АВДЕЕВ, Н. С. СЕИТОВ

ТЕКТОНИКА  
САКМАРСКОЙ  
И ОРЬ-ИЛЕКСКОЙ  
ЗОН  
МУГОДЖАР



АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА

551.24

А. А. АБДУЛИН, А. В. АВДЕЕВ, Н. С. СЕИТОВ

# ТЕКТОНИКА САКМАРСКОЙ И ОРЬ-ИЛЕКСКОЙ ЗОН МУГОДЖАР



Издательство «НАУКА» Казахской ССР  
АЛМА-АТА · 1977



KAZAKH SSR ACADEMY OF SCIENCES  
K. I. SATPAYEV GEOLOGICAL SCIENCE INSTITUTE OF  
THE ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR

A. A. ABDULIN, A. V. AVDEEV, N. S. SEITOV

TECTONICS OF SAKMAR AND OR'-ILEK ZONES  
OF MUGODJAR

---

Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар. Абдулин А. А.,  
Авдеев А. В., Сеитов Н. С. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1977.  
241 с.

*Монография посвящена характеристике двух структурно-формационных зон западных Мугоджар. В ней подробно рассмотрены до сих пор остро дискутирующиеся в печати вопросы стратиграфии, магматизма, метаморфизма, петрохимии, геофизики. Комплекс данных позволил наметить основные черты структуры этих сложно построенных зон, удовлетворительное объяснение которой возможно только с мобилистских позиций. Намечены главные моменты истории развития Мугоджар как важной составной части Уральской складчатой системы и обсуждены некоторые вопросы новой глобальной тектоники.*

*Модель строения и развития Сакмарской зоны может быть использована при расшифровке геологической истории аналогичных сомкнувшихся палеорифтовых зон внутриконтинентальных геосинклинальных областей Лавразии.*

*Книга рассчитана на геологов широкого профиля. Она будет полезна также для студентов геологических вузов и факультетов.*

Ил. 104, табл. 7, библи. 111.

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН КазССР А. А. АБДУЛИН

Editor-in-Chief,  
Corresponding Member of the Kazakh Academy of Sciences A. A. ABDULIN

А 20802—027  
407(07)—77 8—77

© Издательство „Наука“ Казахской ССР, 1977 г.

С 1960 г. по настоящее время группой сотрудников Института геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР проводятся комплексные геолого-геофизические исследования Мугоджар, основные итоги которых по состоянию на 1970 г. опубликованы (Абдулин, 1973). Структура изученной территории рассматривается как система меридиональных поясовых антиклинориев и синклинориев, соответствующих структурно-формационным зонам, разделенным близвертикальными глубинными разломами (Абдулин, 1968, 1969, 1971).

В то же время некоторые геологи развивают представления о покровном строении Урала (Пейве и др., 1971; Камалетдинов, 1974). В частности, Сакмарская зона принимается за останец тектонического покрова, надвинутого из эвгеосинклинальной Зеленокаменной зоны на миогеосинклинальные образования западного склона Урала, в том числе на флишвидную зилаирскую свиту.

Главной задачей настоящего исследования является обобщение дополнительно собранного нами в 1970—1975 гг. и накопленного предыдущими исследователями материала для более уверенного суждения о структуре и истории становления складчатых сооружений казахстанской части Урала (Абдулин, Авдеев, Звонцов, 1973).

Дополнительный фактический материал был собран авторами при полевых исследованиях на территории Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар, во время кратковременных экскурсий в другие зоны этого региона, а также в отдельные зоны Северного, Среднего и Южного Урала.

В процессе камеральных работ просмотрено около 3000 прозрачных шлифов горных пород, обработано 276 силикатных анализов, в том числе 93 анализа, выполненных по материалам авторов. Силикатные анализы были сделаны в лабораториях ИГН им. К. И. Сатпаева АН КазССР химиками Е. Н. Горловой и Ф. М. Якуповой под руководством Р. К. Шарипова.

На изученной территории в настоящее время исследователями отмечено 300 пунктов захоронения ископаемой фауны и флоры, из них 240 обнаружено В. Г. Кориневским, 25 — Б. И. Хворовым и др., 12 — А. Т. Зверевым и 23 — авторами. В пятидесяти обнажениях авторами были осуществлены повторные сборы ископаемой фауны и флоры.

Определение ископаемых остатков проведено специалистами М. К. Аполлоновым, Е. А. Балашовой, Н. К. Ившиным, З. М. Максимовой (трилобиты), И. Ф. Никитиным, Н. Ф. Петровым, О. Н. Андреевой, В. Ю. Горянским (брахиоподы), И. С. Барсковым (головоногие), Д. Т. Цай, Т. Н. Корень (граптолиты), М. А. Сенкевич (флора).

Авторами в шлифах из кремнистых пород 37 обнажений обнаружена микрофауна радиолярий, изученная Л. С. Усольцевой и Б. Б. Назаровым.

При составлении геологических карт были использованы материалы предыдущих исследователей, прежде всего В. Г. Кориневского, а также Н. Н. Целикова, А. Д. Кузнецова, Л. А. Русиновой, Ф. А. Муратовой по состоянию на 1974 г. (Сакмарская зона), Р. А. Сегедина, 1967 г., О. Ф. Гордеева и др., 1972 г. (Кемпирсайский массив и Орь-Илекская зона), В. С. Шарфмана, В. И. Козлова, 1961 г., М. А. Касымова, Г. Х. Ергалиева, О. А. Рийконен, 1970 г., Б. И. Хворова, В. И. Маегова и др., 1971 г. (Хабарнинский массив и Орь-Илекская зона), Л. А. Кима, В. П. Короткова, В. В. Прокопьева, 1965 г. (Велиховский массив). Выполнение работы потребовало анализа материалов аэромагнитных (А. П. Бачин, 1967 г.) и глубинных сейсмических (А. Н. Антоненко и др., 1973 г.) исследований.

При подготовке работы авторам была оказана техническая помощь со стороны бюро оформления ИГН АН КазССР (заведующий бюро М. Х. Ажикеев, ст. инженеры О. Н. Колесникова, Н. И. Каплуненко и др.) и Н. В. Авдеевой.

Авторы выражают глубокую признательность всем названным товарищам.

Прежде чем приступить к изложению материала, необходимо дать некоторые общие пояснения.

Называя свою работу «Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар», авторы пытаются рассмотреть в ней весь комплекс исходных данных, необходимых для надежного геотектонического синтеза по весьма сложному, но типичному фрагменту «эвгеосинклинальных» зон.

Для большей доказательности выдвигаемых положений авторы стараются документировать важные обнажения и горные породы фотографиями и микрофотографиями. Микрофотографии шлифов сделаны с разными увеличениями. Различия в размерах микрофото отражены условными знаками их буквенной нумерации. Если буквенный номер (а, б, в и т. д.) микрофото заключен в двойную круглую рамку, диаметр поля зрения составляет 1,3 мм, круглую рамку — 0,5 мм, квадратную — 3,5 мм, при отсутствии рамки — 4,1 мм.

К сожалению, авторы не имеют права устранить существующий в литературе разнобой в названиях географических и производных от них геологических объектов. На картах последних изданий географические названия частично приведены в соответствие с фонетикой современного казахского языка (например, р. Куагаш вместо р. Куагач), однако в «Стратиграфический словарь СССР» (1966, 1975) эти изменения не внесены. Следует обратить внимание МСК и других комитетов на необходимость ликвидации разночтений как стратиграфических, так и иных объектов (например, пос. Кемпирсай — Кимперсай, р. Егиндысай — Ягондысай и т. п.).

В связи со сложностью даже фрагментарных геологических схем и разрезов условные обозначения к ним даны единым списком в конце книги (рис. 100).

Кроме общепринятых, в текст и в подписи к графике введены следующие условные сокращения:

зим. — зимняя животноводческая ферма,  
лет. — летняя животноводческая ферма,  
выс. — сопка с отметкой ее высоты над уровнем моря,  
т. н. — точка наблюдения в пределах крупных обнажений.

#### Минералы

|                  |  |                        |
|------------------|--|------------------------|
| Аб — альбит      | Кпш — калиевые полевые шпаты                 | Сп — серпентин         |
| Ав — авгит       | Кп — клинопироксены                          | Ст — серпентин + тальк |
| Ак — актинолит   | Ол — оливин                                  | Стл — стильномелан     |
| Ал — альмандин   | Пи — пироксены                               | Сф — сфен              |
| Ан — анальцим    | Пл — плагиоклазы                             | Тм — титаномагнетит    |
| Ап — апатит      | Пц — плагиоклаз + цоизит                     | Ув — уваровит          |
| Би — биотит      | Пс — плагиоклаз, сосюритизи-<br>рованный     | Хл — хлориты           |
| Вл — волластонит | Рг — роговая обманка                         | Хр — хромшпинелиды     |
| Ги — гиперстен   | Рш — роговообманково-шпинеле-<br>вые сростки | Цз — цоизит            |
| Гл — глаукофан   |  | Эн — энстатит          |
| Гр — гранат      |  | Эп — эпидот            |

#### Горные породы

$\alpha$  — андезиты  
 $\beta$  — базальты  
 $\beta\mu$  — диабазы  
 $\lambda$  — липариты  
 $\gamma$  — граниты

НЕКОТОРЫЕ СПОРНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ  
САКМАРСКОЙ И ОРЬ-ИЛЕКСКОЙ ЗОН

Планомерное изучение геологического строения рассматриваемого региона началось, по существу, в первой половине сороковых годов. Результаты исследований наиболее полно отражены в работе Н. И. Леоненко (1955), в «Геологии СССР. Т. XXI, Западный Казахстан» (1970) и в последней сводке А. А. Абдулина (1973).

На территории Орь-Илекского антиклинория Н. П. Херасков и Е. Е. Милановский (1953) выделили толщи терригенных и туфогенных пород нижнего и среднего ордовика, соответствующие кидрясовской и кураганской свитам Южного Урала, туфогенно-осадочную чаушскую свиту верхнего кембрия и, наконец, четыре толщи метаморфизованных пород нижнего — среднего кембрия: эбетинскую, бегетинскую, лушниковскую и богумбайскую. По мнению авторов, последние по своему составу и стратиграфическому положению отвечают каялинской свите нижнего — среднего кембрия Южного Урала, выделенной Н. К. Разумовским в 1932 г.

Стратиграфическая схема Сакмарской зоны разрабатывалась Н. И. Леоненко (1955). Она выделила эффузивно-туфогенную акайскую и туфогенную косистекскую свиты верхнего кембрия, терригенную кидрясовскую свиту нижнего и эффузивно-туфогенно-осадочную куагачскую свиту нижнего — среднего ордовика, вулканогенную сугралинскую и вулканогенно-осадочную сакмарскую нижнего и карабутацкую свиты верхнего силура. Н. И. Леоненко совместно с Х. С. Розман и Р. А. Сегединым в 1952 г. была выработана стратиграфическая схема девонских образований, включающая эффузивно-туфогенно-терригенную шандинскую свиту нижнего — среднего девона, вулканогенную чанчарскую и осадочную айтпайскую свиты среднего девона, осадочную егиндинскую свиту верхнего девона.

В последующие годы геологи в той или иной мере придерживались этих стратиграфических схем, причем каждый исследователь старался дополнять и развивать их. Тем не менее до настоящего времени нет единой стратиграфической схемы рассматриваемого района. Скорее, наоборот, с каждым новым исследованием противоречия в воззрениях на геологию Южного Урала и Северных Мугоджар не сглаживаются, а обостряются.

Чтобы не быть голословными, обратимся к некоторым примерам из истории развития взглядов на стратиграфию рассматриваемого района.

У исследователей не вызывает пока особых разногласий стратиграфическая последовательность самой нижней и самой верхней частей колонки, т. е. эбетинской, бебетинской, лушниковской и богумбайской толщ Н. П. Хераскова и Е. Е. Милановского, соответствующих каялинской свите Южного Урала, а также подразделения девонских отложений, выделенные Н. И. Леоненком, Х. С. Розман и Р. А. Сегединым. В последующих стратиграфических схемах предлагается объединить некоторые толщи Н. П. Хераскова и Е. Е. Милановского в подсвиты (В. С. Шарфман, В. И. Козлов, 1961 г.; Р. А. Сегедин, 1970 г.) и свиты (Б. И. Хворов и др., 1971 г.; Абдулин, 1973). Однако возраст толщ остается спорным. Многие исследователи считают их кембрийскими (В. С. Шарфман и В. И. Козлов, 1961 г.; Б. И. Хворов и др., 1971 г.; Зверев, 1973), а некоторые полностью (Р. А. Сегедин, 1967 г.; О. Ф. Гордеев, 1972 г.) или частично (Абдулин, 1973) переводят в докембрийские.

Как это ни парадоксально, противоречия между исследователями возникают при изучении стратиграфии не только «немых», но и фаунистически охарактеризованных нижнепалеозойских толщ района.

Коротко остановимся на наиболее спорных вопросах стратиграфии палеозоя.

*Катралинская свита* выделена Е. Э. Разумовской в 1933 г. на Южном Урале по р. Катрала (приток р. Сакмара), где она представлена филлитизированными кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами. Свита в основании имеет полимиктовые конгломераты. Автор датирует ее верхним кембрием.

Многие исследователи отмечают присутствие аналогов катралинской свиты и на территории Орь-Илекского антиклинория.

Г. Х. Ергалиев (1969), основываясь на находках в верхах песчано-сланцево-кремнистой с основными эффузивами толщи (в 2,5 км выше устья р. Эбита) фауны брахиопод, относит катралинскую свиту к верхнему тремадоку. А. Т. Зверев (1973), составивший несколько последних разрезов толщи, отмечает присутствие в ней фауны поздне-тремадокского возраста и относит толщу в целом к верхней подсвите кидрясовской свиты. С. В. Руженцев (1971) в катралинскую свиту выделяет толщу переслаивания песчаников и кремнистых сланцев (кварцитов) в среднем течении р. Эбита, оставляя ее в кембрии.

*Акайская и косистекская свиты* выделены Н. И. Леоненком в 1955 г. соответственно по рекам Акай и Косистек на территории Сакмарской зоны. Обе свиты, по ее данным, имеют позднекембрийский возраст и наращивают друг друга. В составе акайской свиты описываются метаморфизованные спилиты, базальтовые порфириды, альбитофиры, туфы, туфопесчаники и филлиты, а в составе косистекской — альбитофиры, их туфы, туфобрекчии, туфопесчаники и туфосланцы.

Некоторые исследователи (Р. А. Сегедин, 1967 г.; О. Ф. Гордеев, 1972 г.) выделяют акайскую свиту в более крупную самостоятельную стратиграфическую единицу, включающую породы косистекской свиты, и датируют ее верхним кембрием. Так, на геологической карте О. Ф. Гордеева (1972 г.) к акайской свите отнесены бирюзово-зеленые туфогенные породы в среднем течении р. Косистек, где Н. И. Леоненком выделила стратотип косистекской свиты. Другие же авторы, наоборот, рассматривают акайскую свиту в составе кураганской свиты Орь-Илекского антиклинория (В. С. Шарфман, В. И. Козлов, 1961 г.) или косистекской свиты Сакмарской зоны (Абдулин, 1973; Кориневский, 1974<sub>2</sub>).

Почти все исследователи отказываются от кембрийского возраста косистекской свиты. Так, Р. А. Сегедин (1967 г.) и О. Ф. Гордеев (1972 г.) включают ее в состав куагачской, а В. С. Шарфман и В. И. Козлов (1961 г.) — кураганской свиты нижнего — среднего ордовика.

На территории Орь-Илекского антиклинория этим свитам соответствует губерлинская свита среднего ордовика, выделенная Е. Э. Разумовской в 1941 г. Уральские геологи Б. И. Хворов и др. (1971 г.), проводившие геологические съемки в районе Хабаровинского массива, в настоящее время считают губерлинскую свиту средне-верхнеордовикской.

С. В. Руженцев (1971), А. А. Абдулин (1973), В. Г. Кориневский (1974<sub>2</sub>) рассматривают отложения косистекской свиты как силурийские на основании находки В. Г. Кориневским граптолитовой фауны среднего лландовери в обломках черных фтанитов среди поля развития косистекских пород Акайского поднятия Сакмарской зоны. С. В. Руженцев склонен считать свиту даже более молодой, например, девонской.

*Кураганская свита* выделена Е. В. Лермонтовой и Н. К. Разумовским в 1932 г. на Южном Урале по р. Кураган (приток р. Сакмара). В стратотипе свиты отмечаются пестроцветные туфогенные глинистые и кремнистые сланцы с прослоями песчаников. В верхах свиты присутствуют известняки. Свита датируется как средний ордовик.

По мнению первоисследователей, кураганской свите Южного Урала литологически полностью отвечает губерлинская свита Орь-Илекского антиклинория, а также акайская и косистекская свиты Сакмарской зоны. Тем не менее в лексиконе многих исследователей сохраняется «кураганская свита» гораздо более пестрого или даже совершенно иного состава.

В. С. Шарфман и В. И. Козлов (1961 г.) к кураганской свите наряду с губерлинскими туфогенными породами относят песчаники и кислые, а также основные эффузивы северо-западного склона Орь-Илекского антиклинория. Г. Х. Ергалиев вслед за В. С. Шарфманом и В. И. Козловым оставляет в кураганской свите именно песчаники и эффузивы низовьев р. Эбита, и из приводимых им разрезов исчезают голубые губерлинские туфопесчаники и кремнистые аргиллиты как главная составная часть первоначально выделявшейся кураганской свиты.

А. Т. Зверев (1973), работавший на Орь-Илекском антиклинории, не признает ни губерлинской, ни кураганской свит. Огромные поля по левобережью р. Урал он относит к кидрясовской свите тремадока.

*Куагачская свита* выделена Н. И. Леоненок в 1955 г. по р. Куагаш, в районе пос. Кызылжол. В стратотипе свиты отмечаются мандельштейны, порфириды, их туфы и туфобрекчии, порфиры, туфы порфиритов и альбитофиров, туфопесчаники и подчиненные им кремнистые породы, песчаники, конгломераты и известняки. Свита датируется нижним — средним ордовиком.

В. Г. Кориневский (1974<sub>1</sub>) относит куагачскую свиту к нижнему ордовика, считая ее вместе с кураганской аналогом кидрясовской свиты. Сходство куагачской и кураганской свит несомненно, хотя оно оспаривается Г. Х. Ергалиевым. Любопытно, что самые западные выходы куагачской свиты Сакмарской зоны Н. И. Леоненок (1955) и Р. А. Сегедин (1970 г.) рассматривают в составе карабутацкой свиты верхнего силура.

Большое разнообразие пород в стратотипе этой свиты позволяет некоторым исследователям включать в ее состав и другие стратиграфические единицы района. Р. А. Сегедин (1967 г.) и О. Ф. Гордеев

(1972 г.) в куагачскую свиту нижнего — среднего ордовика выделяют огромные поля монотонных базальтов в низовьях рек Кокпекты — Куагаш, отнесенные как Н. И. Леоненко (1955), так и большинством других исследователей (Абдулин, 1973; Кориневский, 1974<sub>2</sub>) к сугралинской свите силура.

Выше нами были затронуты наиболее спорные вопросы стратиграфии. Бесспорного в геологии района слишком мало. Дискутируются возраст, объем и состав таких свит, как дангазанская, кидрясовская и катралинская\*. Не меньше споров вызывают вопросы возрастного датирования и выяснения природы гранитоидных и базит-гипербазитовых массивов района (Павлов, Кравченко, Чупрынина, 1968; Москалева, 1972).

Рассмотрение даже некоторых примеров показывает, что твердо установившихся представлений об объеме, составе, возрасте, а самое главное, о пространственном распределении и взаимоотношениях стратифицированных и нестратифицированных додевонских образований района нет. Главной причиной является недооценка стратиграфами и магматистами сложностей тектонического строения района. Только комплексный подход к изучению геологии района способен дать более объективные результаты.

Предлагая свои схемы стратиграфии, магматизма и тектоники, построенные на работах предыдущих исследователей с целью устранить их недочеты, мы далеки от мысли, что разработали окончательный и объективный вариант, и поэтому постараемся оговорить спорные вопросы всюду, где это будет уместно.

---

\* Например, вопросы о возрасте дангазанской свиты — палеозой или допалеозой — обсуждаются в публикации Р. В. Гетлинга и др. (1973), о возрасте кидрясовской свиты — кембро-ордовик или ордовик — в статьях Н. Я. Анцыгина, В. Г. Варганова, В. А. Наседкиной (1970) и В. Г. Кориневского (1975), об объеме катралинской свиты — в статье Ю. Д. Смирнова и В. К. Крыжановского (1960) и т. д.

## О МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ СТРАТИГРАФИИ

Преыдущие исследователи создавали стратиграфические схемы Сакмарской и Орь-Илекской зон, опираясь на так называемые послойные разрезы, составлявшиеся по скальным выходам вдоль рек, ручьев и сухих балок. При описании таких разрезов отмечались порой сильная складчатость и рассланцевание пород, обилие разрывных нарушений, тем не менее основой построения разрезов служил постулат моноклинального залегания пород в структурных сечениях. Например, Б. И. Хворов и В. И. Маегов (1971 г.) называли Уралтаускую и Эбетинскую (Орь-Илекскую) структуры антиклинориями, но изображали их в виде антиклиналей, осложненных лишь мелкой плоччатостью. Малую достоверность создаваемых таким путем стратиграфических схем можно проиллюстрировать на примере выделенной этими исследователями каялинской свиты среднего — верхнего кембрия. В разрезе свиты они установили до 3—4 ритмов. В основании ритмов отмечаются туфопесчаники и туфы основного состава, которые сменяются филлитами и филлитизированными глинистыми сланцами, и, наконец, в верхах ритмов появляются окварцованные темно-серые глинисто-кремнистые сланцы. Разрез отложений третьего ритма по р. Эбита в 13 км к юго-востоку от устья им представляется таким (снизу вверх):

1. Зеленые туфоалевролиты, туфопесчаники до туфогравелитов, преимущественно основного состава, с прослоями основных эффузивов. Видимая мощность 350 м.
2. Слюдистые алевролиты, филлитизированные кремнисто-глинистые сланцы постепенно переходящие в зеленые сланцы . . . . . 110 м.
3. Филлитизированные углисто-кремнистые и кремнистые сланцы, сильно окварцованные . . . . . 300 м.  
Описанная часть разреза выделена в первый полуритм.
4. Зеленые туфоалевролиты, туфопесчаники, эффузивы основного состава, зеленые и фиолетовые филлиты с частыми маломощными прослоями кварцито-песчаников . . . . . 425 м.
5. Сильно филлитизированные темно-серые кремнисто-глинистые сланцы с примесью углистого материала . . . . . 300 м.
6. Филлитизированные темно-серые кремнистые сланцы . . . . . 85 м.  
Эта часть разреза отнесена ко второму полуритму.
7. Брекчированные эффузивы основного состава . . . . . 150 м.
8. Филлитизированные кремнистые сланцы и брекчии . . . . . 85 м.
9. Эпидотизированные, карбонатизированные и рассланцованные основные эффузивы . . . . . 125 м.
10. Разлитованные алевролиты, туфоалевролиты, переходящие иногда в мелкозернистые песчаники и туфопесчаники . . . . . 210 м.

|   |        |
|---|--------|
| 11. Разлистованные темно-серые углисто-кремнистые сланцы и брекчии  | 425 м. |
| 12. Порфириты и брекчии основного состава   | 110 м. |
| 13. Желтовато-серые филлитизированные алевролиты  | 185 м. |
| 14. Серые и темно-серые филлитизированные кремнистые сланцы с прослоями филлитизированных глинистых сланцев | 240 м. |

Несмотря на большую ширину выхода пород свиты (более 3 км), ее мощность оценивается составителями в 650 м, т. е. допускается весьма интенсивная складчатость. Средне-позднекембрийский возраст каялинской свиты определяется на основании сделанной Б. И. Хворовым (1970 г.) находки по правобережью р. Эбита, в 5,6 км к юго-востоку от ее устья, фауны беззамковых брахиопод, отнесенных В. А. Наседкиной к отряду Kutorginidae, кембро-ордовикского облика.

Породы описанного выше разреза А. Т. Зверев (1973) выделяет в верхнюю подсвиту кидрясовской свиты, в составе которой он отмечает полимиктовые, туфогенные, кварцевые и аркозовые песчаники, алевролиты, алевросланцы, глинистые, глинисто-кремнистые, кремнистые, углисто-кремнистые сланцы, фтаниты, лидиты, линзы известняков. В 1970 г. там же, где Б. И. Хворовым были найдены куторгиниды, А. Т. Зверев обнаружил остатки трилобитов *Dikelocephalina dicraeura* (Апг.), по определениям Е. С. Левицкого и Е. А. Балашовой характеризующих цератопигиевые слои верхней части тремадокского яруса. Наконец, в 1972 г. О. А. Рийконен и К. Т. Косанов по правобережью р. Эбита в 150 м к востоку от фермы колхоза «Передовик» в кремнистых сланцах нашли граптолиты из семейства *Diplograptidae* ордовикско-силурийского облика (Рийконен, Косанов, 1972).

Нами примерно для тех же мест составлены схематические карты масштаба 1:10 000, отобраны и изучены под микроскопом шлифы горных пород. Выяснилось, что Б. И. Хворов и А. Т. Зверев не дали правильного истолкования структуры участка, потому и предложенные ими стратиграфические схемы являются «сборными». Приведенный выше разрез нельзя рассматривать как разрез какой-либо одной определенной свиты — кембрийской каялинской (по Б. И. Хворову), ордовикской кидрясовской (по А. Т. Звереву) или ордовикско-силурийской катралинской (по О. А. Рийконен).

Анализ этого разреза показывает, что в нем присутствуют следующие типы пород:

1. Зеленые туфопесчаники, туфогравелиты, туфоалевролиты с прослоями основных эффузивов и кварцито-песчаников (слои 1, 4).
2. Филлитизированные или разлистованные глинистые или глинисто-кремнистые сланцы, известняки, алевролиты, слюдистые алевролиты, туфоалевролиты, песчаники, туфопесчаники [слой 2 (частью), 10, 13, прослой филлитов из 14 слоя].
3. Филлитизированные темно-серые кремнистые сланцы, нередко с примесью углистого материала, сильно брекчированные и окварцованные [слой 2 (частью), 3, 5, 6, 11, 14 (частью)].
4. Брекчированные, эпидотизированные, карбонатизированные эффузивы основного состава (слои 7, 9, 12).

Филлиты (второй тип) содержат деформированные конкреции известковистых песчаников с массой плохо сохранившихся остатков трилобитов, замковых и беззамковых брахиопод и по всем признакам являются полными аналогами алевролитов кидрясовской свиты Сакмарской зоны, выделяемых палеонтологами в цератопигиевые слои. От кидрясовских алевролитов Сакмарской зоны орь-илекские породы отличаются лишь сильным рассланцеванием. Поэтому совершенно

закономерна находка А. Т. Зверевым в этих породах фауны цератопигиевых слоев. Определения В. А. Наседкиной кембрийской фауны куторгинид в тех же слоях, скорее всего, ошибочны.

Кремнистые сланцы (третий тип) оказываются рассланцованными радиоляритами, аналогичными черным фтанитам сакмарской свиты среднего лландовери — нижнего лудлова одноименной зоны, поэтому не случайно в этих сланцах О. А. Рийконен и К. Т. Косанов находят остатки граптолитов, столь типичных для сакмарских фтанитов.

«Основные эффузивы» (четвертый тип), по данным картирования, представляют собой силлы и факолиты зеленокаменно измененных диабазов и порфиритов, прорывающие вмещающие породы. Такова же природа сильнее метаморфизованных «эффузивов», размещающихся среди пород первого типа.

Несколько особняком от всех опознанных путем сравнения с сакмарскими пород стоят лишь значительно сильнее метаморфизованные зеленые туфогравелиты, туфопесчаники, кварцито-песчаники и туфоалевролиты первого типа, которые аналогичны терригенным породам так называемой чаушской свиты, широко распространенной на бортах Орь-Илекского антиклинория.

Таким образом, задокументированный в работе Б. И. Хворова разрез является не послойным разрезом циклично построенной свиты, а отрезком структурного сечения западного крыла Эбетинского (Орь-Илекского) антиклинория, причем в этом сечении многократно повторяются разновозрастные породы и свиты, каждая из которых имеет вполне определенные литологические признаки, т. е. является маркирующей. А. Т. Зверев, разделяя мнение о маркирующем значении свит и в общем правильно разгадав структурный рисунок Орь-Илекского антиклинория, не смог нарисовать правильной стратиграфической схемы, так как был недостаточно детально знаком с породами Сакмарской зоны и не допускал тектонических срывов между пакетами однотипных пород, начисто отрицая проявление покровной тектоники, без которой невозможно свести концы с концами и понять взаимоотношения свит. Отыскав органические остатки лишь в некоторых типах орь-илекских пород, он посчитал возможным все породы антиклинория отнести к палеозою.

Приведенный пример показывает, что вряд ли метод составления послойных разрезов можно считать основополагающим при изучении стратиграфии сложно дислоцированных толщ. Кажущиеся весьма информативными мощные стратиграфические колонны разнотипных пород, объединяемых в одну свиту, создают иллюзию отличного владения фактическим материалом и надежности выделения свит, хотя зачастую уводят в сторону от истины.

Гораздо более плодотворной представляется методика детального структурного картирования отдельных узлов на обширной территории взаимосвязанных структурно-формационных зон, исходящая из признания для геосинклиналей постулата «простая стратиграфия — сложная тектоника», а не наоборот «сложная стратиграфия — простая тектоника». Последний постулат более оправдан при изучении позднегеосинклинальных и орогенных образований, для которых характерны пестрота состава, большая мощность и фациальная изменчивость.

Ниже приводятся основные сведения о стратиграфии Сакмарской и Орь-Илекской зон, полученные из анализа разномасштабных геологических карт и структурных профилей, проиллюстрированных графической.

СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ  
И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

## ДОКЕМБРИИ

Древнейшие породы Орь-Илекской и Сакмарской зон выходят в ядерной части Орь-Илекского антиклинория, в периферических частях Кемпирсайского массива и протягиваются далеко на юг, где вскрываются по р. Аксу. В составе докембрийских пород повсеместно присутствуют три наращивающие друг друга «немые» толщи: сланцево-кварцитовая, порфиroidная и песчаниковая. А. А. Абдулиным (1973) они выделены соответственно в эбетинскую, лушниковскую и чаушскую свиты.

## Эбетинская свита

Сланцы и кварциты эбетинской свиты по своему структурному положению являются самыми древними из перечисленных выше образований. В монографии «Геология Мугоджар» (Абдулин, 1973, стр. 56—59) охарактеризованы структурные сечения свиты по рекам Коксу и Койсарысай (по данным О. А. Рийконен и Г. Х. Ергалиева). Нами дополнительно осматривались отдельные участки развития свиты в районах севернее с. Эбита, в Коксуйском врезе на юге, картировались в районах северной периклинали Орь-Илекского антиклинория, по западному обрамлению Чкаловского блока, а также по западному и восточному обрамлениям Кемпирсайского массива.

В районе с. Эбита в породах эбетинской свиты фиксируется антиклинальная зона шириной более 2 км (рис. 1), в ядре которой размещается «факолит» габбро-диабазов, преобразованных в тонкозернистые амфиболиты (амфиболовые сланцы) с краевыми оторочками протрузивных серпентинитов и апосерпентинитовых лиственитов. По краям базит-гипербазитового тела и в нем самом протягиваются ленты темных метаморфических сланцев и кварцитов, принадлежащих к нижней подсвите. Сильная перемятость пород и неполная обнаженность не дают возможности составить надежный разрез подсвиты. По видимому, в его основании залегает пачка черных графитистых кварцитов мощностью около 200 м. Выше следует пачка черных, нередко порфиробластических слюдисто-углисто-кварцевых сланцев мощностью более 150 м, содержащих в низах маломощные (в десятках метров) прослои темных мраморизованных известняков. Возможно, черные сланцы по простиранию сменяются серыми филлитовидными сланцами.

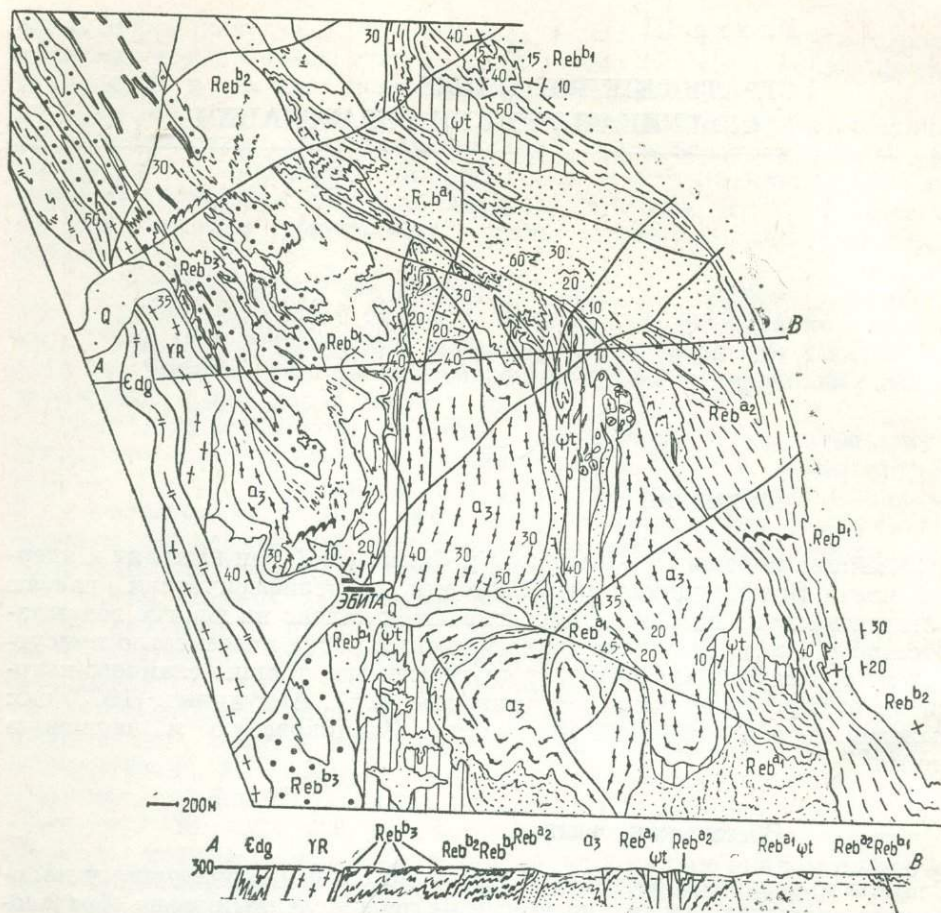


Рис. 1. Схема геологического строения ядра Орь-Илекского антиклинария (район с. Эбита).

На западном и восточном крыльях антиклинальной зоны черные сланцы нижней подбиты перекрываются светлыми метаморфическими сланцами и кварцитами верхней подбиты. В ее основании залегает горизонт мощностью около 50 м белых тонкополосчатых слюдястых кварцитов, переходящих вверх в серые филлитовидные сланцы. Последние формируют пачку мощностью свыше 100 м. Слагающие ее породы имеют зачастую зернистое сложение, хотя на плоскостях сланцеватости обладают характерными для филлитов тонкозернистыми структурами и шелковистым отливом. На восточном крыле зоны филлитовидные слюдястые сланцы секутся многочисленными послойными телами базитов, превращенных порой в грубозернистые альбит-глаукофановые породы.

На западном крыле зоны филлитовидные сланцы перекрываются или постепенно переходят в пачку белых малослюдястых кварцитов и кварцито-сланцев с неполной мощностью около 100 м. Прекрасные скальные выходы этих пород прослеживаются непосредственно по правому берегу р. Эбита, северо-западнее одноименного поселка (рис. 2). Близ ядра зоны белые кварциты слагают вершинные части двух-трех увалов, разделяясь «филлитовыми» логами, на западном крыле количество кварцитовых «слоев» и ширина их выхода увеличиваются до

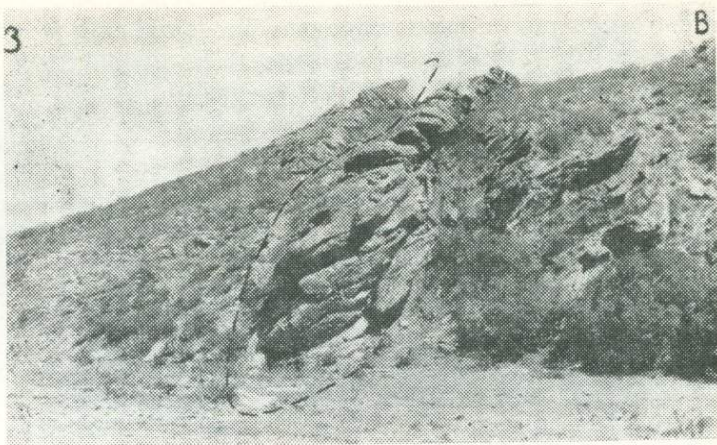


Рис. 2. Выходы кварцитов верхов разреза эбетинской свиты северо-западнее с. Эбита (т. н. 23/1-75).

10—20 и даже сотен метров. Местами отчетливо видно, что кварциты и филлиты смяты в серии асимметричных складок с пологими западными ( $\angle 20-30^\circ$ ) и крутыми, опрокинутыми на восток, восточными крыльями, причем «филлиты» выходят в ядрах антиклиналей, а кварциты тяготеют к синклиналиям. При этом по мере движения к западу узкие изолированные опрокинутые кварцитовые синклинали, гребнями торчащие в рельефе, в связи с западным погружением зеркала складчатости начинают «сливаться» в сплошные выходы кварцитов. Вдоль границы раздела сланцев и кварцитов нередко размещаются крупные (до  $1100 \times 250$  м) деформированные силлы голубовато-зеленых сланцев по диабазам и габбро-диабазам.

В породах эбетинской свиты, особенно в низах ее разреза, отмечается масса зонк метасоматического окварцевания, метаморфогенных седловидных кварц-гематитовых, кварц-альбит-эпидотовых прожилков и мощных (в первые метры) чисто кварцевых жил. Выходы этих жил вытягиваются согласными со структурами вмещающих пород плейчатых гривами близмеридионального, а в замках складок близширотного простирания. Кварц этих жил и прожилков составляет до 30—50% от объема пород, резко преобладая над ними в глинизованном элювии. Подобные площадные развалы молочно-белого метаморфогенного кварца, очень часто безрезультатно расканавленные, являются постоянным спутником докембрийских образований и поисковым признаком на них.

В ядре Орь-Илекского антиклинория у его северной периклинали (см. рис. 7) редкие выходы кварцево-сланцевых сланцев, пропитанных метаморфогенными жилами, также засыпаны элювием кварцевых глыб, к которым присоединяются ноздреватые желваки бирбиритов по гипербазитам. В ядрах дугообразных антиклиналей среди темно-серых «дикоплойчатых» слюдисто-кварцевых сланцев размещаются черные антофиллитизированные и оталькованные серпентинитовые сланцы, а на крыльях складок нередко узкие тела зеленых сланцев по интрузивным диабазам. На отдельных участках удается наблюдать фрагменты разреза эбетинской свиты из чередующихся горизонтов до 5—10 м мощностью серых филлитовидных черных углисто-сланцевых сланцев и белых тонкоплитчатых слюдистых кварцитов, смятых в интенсивные складки.

Сходные с описанными выше породы обнажаются также по западному обрамлению Кемпирсайского массива в верховьях рек Бутак, Карабутак (западнее Тайкеткенского рудника) и по западному обрамлению Чкаловского блока (см. рис. 23, 43). В районе зим. Чкалов эбетинские сланцы и кварциты выходят в ядрах и на крыльях перфоантиклиналей в виде узких полос шириной не более 100 м. Эбетинские сланцы обнажаются также в ядрах лежащих антиклиналей по западному борту Мамытской антиклинали. Ядра всех этих антиклиналей пронизаны протрузиями серпентинитов.

Аналогичные породам верхов эбетинской свиты темно-серые слюдястые кварциты отмечены в верховьях р. Аксу, где они приурочиваются к широкой и пологой, осложненной мелкой плейчатостью антиклинальной зоне с узкими выходами порфиroidов и рассланцованных гранитов на западном и восточном крыльях. Блок докембрийских пород здесь с запада и востока обрамляется телами серпентинитов, причем на востоке докембрийские породы отделяются от хромитоносных серпентинитов широкой полосой крупноглыбовых брекчий слюдястых кварцитов и гнейсированных гранитов явно тектонического происхождения, так как в них присутствуют обломки палеозойских диабазов, свежих липаритов и серпентинитов (Горохов, Сегедин, Фонарев, 1966).

Сильная дислоцированность и региональный метаморфизм пород не позволяют рисовать какой-либо послойный разрез свиты, достоверный в деталях строения и мощностей слоев. Суммарная мощность свиты, возможно, достигает 1,5 км, из них более 300 м приходится на кварциты верхов разреза.

При микроскопических исследованиях устанавливается, что сланцы низов эбетинской свиты состоят из микрогранобластовых зубчатых изодиаметричных и анизодиаметричных агрегатов мелких (0,01—0,1 мм) зерен альбита и кварца с послойными равномерно рассеянными или сконцентрированными в маломощные слои лепидогранобластовыми скоплениями чешуек бурого биотита, мусковита, нередко замещенных хлоритом и эпидотом. В темных разновидностях пород отмечается до 5% графитизированных органических примесей в виде сыпи темных непрозрачных зерен. Характернейшим признаком эбетинских сланцев является постоянное присутствие в них послойных скоплений, а в кварцито-сланцах изолированных мелких идиобласт альмандина размерами от 0,01 до 0,3 мм в поперечнике (рис. 3, г, д, е). По этому признаку эбетинские сланцы уверенно отличаются от сланцев по алевролитам чаушской, кидрясовской и косистекской свит, в которых не было отмечено ни одного случая развития граната.

Кварциты верхов разреза эбетинской свиты отличаются от сланцев более грубозернистыми (до 0,1—0,2—0,5 мм) гранобластовыми зубчатыми изометричными (рис. 3, б) и анизодиаметричными (рис. 3, в) структурами. Правда, структуры эбетинских сланцев неравнозернистые, пятнистые, и в замках микроскладок всегда присутствуют зоны перекристаллизованного кварца, однако этим зонам более свойственна микрогранобластовая мозаика. Порой и кварциты верхов эбетинской свиты выглядят как тонкозернистые породы, однако в этом случае сохраняются следы проявления катаклаза и милонитизации исходных пород в виде линз, будин и очков — деформированных реликтов более крупных зерен. В кварцитах встречаются мелкие окатанные зерна акцессорных минералов. Иногда кроме кварца в их состав входят слюды — бурый биотит и мусковит (до 5%), нередко замещенные хлоритом. Обычно кварциты верхов эбетинской свиты лишены граната, однако в слюдястых и обогащенных органикой (до 10%) тем-

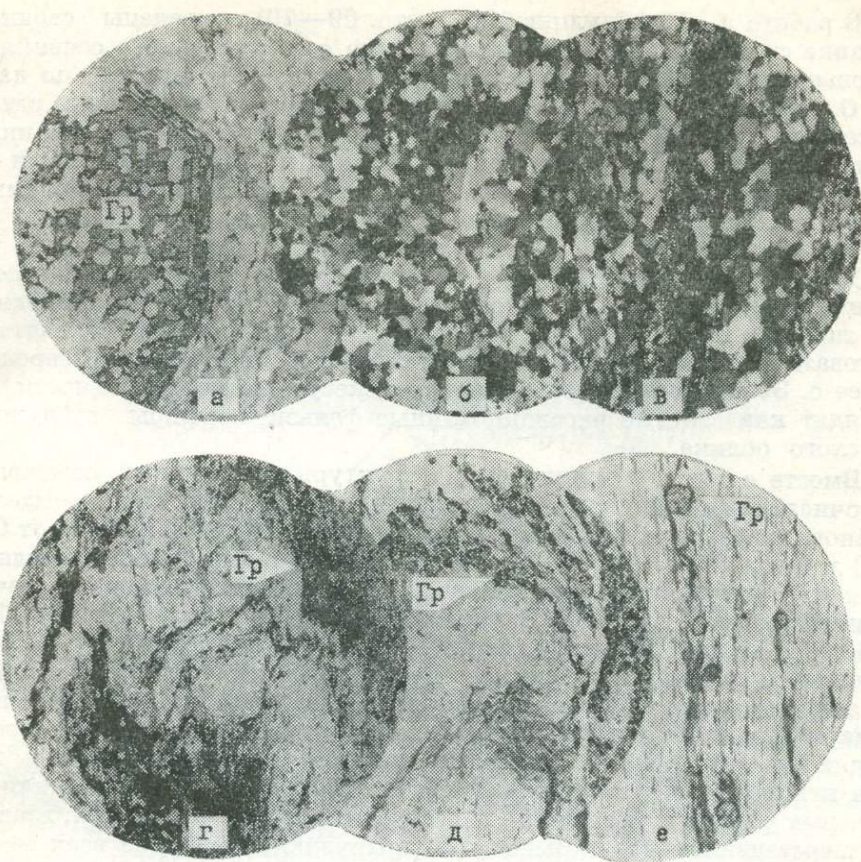


Рис. 3. Микрофото шлифов гнейсов кызылкаинской толщи, кварцитов и сланцев эбетинской свиты.

*a* — шл. 26/7, гнейс кызылкаинской толщи с крупным зональным полурастворенным идиобластом граната; *b* — шл. 18/2-73, ник. +, гетеробластовый мозаичный кварцит, среднее течение р. Бутак; *в* — шл. 1/2-71, ник. +, гетеробластовый анизодиаметричный кварцит, севернее с. Эбита; *г* — шл. 19/3-73, филлитовидный слюди-сто-кварцевый сланец с мельчайшими идиобластами граната, среднее течение р. Бутак; *д* — шл. 18/8-73, углисто-слюдисто-кварцевый сланец с идиобластами граната, среднее течение р. Бутак; *e* — шл. 51/8-73, слюдистый кварцито-сланец с идиобластами граната, Санасапсайская периклиналь Орь-Илекского антиклинория.

ных тонкослоистых разновидностях кварцитов аксуйского разреза содержатся обильные, довольно крупные (до 0,5 мм) порфиробласты альмандина.

По этим данным можно предполагать, что эбетинская свита первоначально представляла собой пелито-алевритовую толщу, в низах которой преобладали глинистые осадки, а в верхах — мелкозернистые кварцевые песчаники и алевролиты с примесью глинисто-алевритового материала. Отдельные прослои из низов разреза были также обогащены примесью органического вещества. Обилие метаморфогенного кварца закономерно отражает существенно кварцевый характер осадков.

### Лушниковская свита

Породы лушниковской свиты слагают в основном западные крылья Орь-Илекского антиклинория, отделяясь разрывами от эбетинских сланцев и кварцитов.



В работе А. А. Абдулина (1973, стр. 69—70) приведены сводное описание свиты в целом и характеристика ее структурного сечения в верховьях р. Чаушка от развалин Бегеты до с. Лушниковка (по данным О. А. Рийконен и А. И. Хабелашвили). Лушниковская свита здесь сложена преимущественно монотонными сильно катаклазированными, милонитизированными и рассланцованными кристаллотуфами — игнимбритами дацитового состава. Катаклазированные вкрапленники или кристаллокласты представлены альбитом и кварцем. Местами в породах отмечается множество темно-серых линз размерами до  $1-3 \times 10-30$  см, ориентированных вдоль сланцеватости, но напоминающих реликты крупных литокластов или текстурных неоднородностей типа «фьямме». Окраска пород светло-серая, серая, беловатая, желтоватая, местами реликтивно-красноцветная (лиловая). Северо-западнее с. Эбита породы свиты теряют текстурные неоднородности и выглядят как светлые рассланцованные фельзит-порфиры субвулканического облика.

Вместе с тем в лушниковском структурном сечении отмечены многочисленные «прослои» и «покровы» рассланцованных мандельштейнов, диабазов и диабазовых порфиритов с шириной выхода от 0,5 до 40 м (слои 11, 13, 23, 28, 32, 45). Выделены также пачки переслаивания рассланцованных метадиабазов, метамандельштейнов с туфами альбитофиров и песчаников мощностью от 22 до 180 м (пачки 3, 16, 30, 33, 41, 43) при мощности слоев 1—5 м, редко более. Детальное изучение «прослоев» и попытки проследить их по простиранию показали, что все основные по составу породы лушниковского сечения суммарной мощностью 390 м (около 10% от ширины сечения) представляют собой дайки и факолиты, секущие монотонные кислые туфы и игнимбриты лушниковской свиты. Это доказывается наличием в краевых частях диабазов 10—20-сантиметровых зон закалки, взаимным пересечением даек. Выводы об интрузивной природе всех метадиабазов, метамандельштейнов и метагабброидов подтвердились при картировании лушниковских порфириоидов в Чкаловском блоке, во врезе по р. Супильсай и в других местах.

В лушниковском сечении установлены также многочисленные «прослои» тонкослоистых туфогенных алевропесчаников, граувакковых песчаников и гравелитов (слои 8, 9, 10, 12, 14, 20, 22, 33, 51) мощностью от 4 до 60 м при суммарной видимой мощности около 150 м, составляющей около 5% ширины сечения. Определить природу этих слоев удается не всегда. Частично они представляют собой линзы милонитов по туфам, большей же частью принадлежат к лежащей выше чаушской свите.

Повторное изучение хорошо обнаженных порфириоидов передовикского (рис. 4) и лушниковского (рис. 5) структурных сечений позволило наметить такой разрез свиты.



Рис. 4. Выходы рассланцованных липаритовых порфиритов (порфириоидов) лушниковской свиты (район «Передовикской» периклинали Орь-Илекского антиклинария).

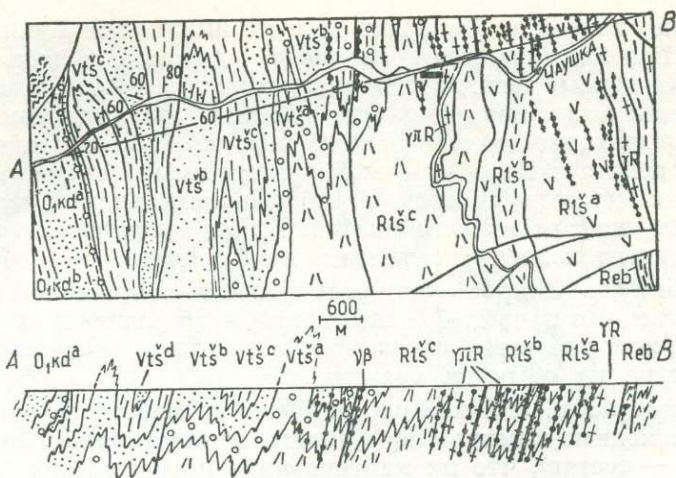


Рис. 5. Схема геологического строения западного крыла Орь-Илекского антиклинария (район с. Лушниковка).

Его основание сложено толщей однообразных зеленовато-серых и серовато-зеленых милонитизированных «лентотуфов» дацит-андезитового состава мощностью около 600 м. Эти породы повсеместно содержат реликты более светлых сильно вытянутых по сланцеватости обломков или «фьямме» в темном сланцеватом и глаукофанизированном цементе. Первоначально это могли быть и литокластические туфы, и игнимбритоподобные породы. Принадлежность данной толщи к низам разреза доказывается тем, что она прорывается купольными выступами светлых мелкозернистых гранитов — апикальных выступов Лушниковского массива, приуроченного к границе раздела между порфирами и кварцито-сланцами эбетинской свиты.

Средняя часть разреза представлена толщей лито-витрокластических туфов. Ширина выхода этой толщи составляет около 600 м, хотя мощность ее может оказаться и вдвое меньше. Толща сложена ритмично-слоистыми туфами андезит-дацитового состава. В основании ритмов развиты зеленовато-серые крупнообломочные литокластические туфы андезитового или андезит-дацитового состава («лентотуфы»), сменяющиеся к верхам ритма более мелкообломочными до пелловых светлыми туфами дацитового или дацито-липаритового состава. Мощность ритмов варьирует от 1—2 до 5—10 м. Толща эта достаточно хорошо представлена к северо-востоку от с. Лушниковка и в районе периклинали Лушниковской структуры у фермы колхоза «Передовик».

Наконец, в верхах разреза свиты присутствуют те же ритмичные «лентотуфы» с мощными (более 10 м) телами светлых и сиреневых фельзит-порфиров дацито-липаритового и липаритового состава. Мощность этой толщи, по-видимому, превышает 300 м, но надо отметить, что базальные конгломераты лежащей выше чаушской свиты состоят почти нацело из обломков подобных фельзит-порфиров, так что первоначальная мощность этой толщи должна быть более значительной. В нижней и средней части разреза лушниковской свиты такие фельзит-порфиры формируют многочисленные дайки мощностью от 40 см до 2,5—5—10 м, во многих пунктах подверженные будинированию.

Выше уже указывалось, что для лушниковского сечения характерны бесчисленные дайки диабазов и габбро-диабазов со средними

мощностями около 5 м. На крыльях и периклиналях Лушниковской структуры преобладают более крупные «факолитоподобные» тела мощностью в первые сотни метров при длине в первые километры. Эти дайки и силлы отчетливо прорывают не только породы лушниковской, но и перекрывающие их терригенные породы чаушской свиты и не имеют отношения к породам самой лушниковской свиты.

Явления метаморфического преобразования, видимо, привели к развитию глаукофана в зонах сжатия, а метаморфогенного кварца — в зонах относительного растяжения порфириодов.

Подробно этот вопрос будет рассмотрен в специальном разделе. Здесь отметим, что подобной базификации подверглись и интрузивные комагматы, которые часто выглядят как темные сланцеватые породы, мало похожие на обычные гранитоиды.

Таким образом, сильное рассланцевание настолько полно затуманивает исходные текстуры эффузивных и интрузивных пород (а метаморфизм — состав), что их картирование превращается в целую проблему.

Выходы рассланцованных и перемятых порфириодов лушниковской свиты отмечены также по западному обрамлению Мамытской антиклинали и Чкаловского блока в виде полос на крыльях перфоантиклиналей с шириной выхода не более 250 м, а иногда вообще в узких тектонических клиньях размерами 50×200 м (см. рис. 43).

Во врезе по р. Супильсай, восточнее Новой Деревни, перемятые и рассланцованные порфириоды «сидят» в виде широкого клина, окруженного амфиболит-серпентинитовыми протрузиями и пронизанного огромной массой даек диабазов. При средней мощности от 3—5 до 10 м эти дайки секут порфириоды через каждые 10—20 м и сами подвергаются интенсивному смятию и волочению, превращаясь в глаукофановые сланцы с реликтами диабазовых, а в краевых частях даек — микрозернистых структур. В порфириодах, насыщенных дайками, по плоскостям сланцеватости развиваются метельчатые агрегаты роговой обманки, близкой к глаукофану (рис. 6, е).

Клинья порфириодов встречены также в восточных контактах Кемпирсайского массива между поселками Кемпирсай и Жусалы и в верховьях ручья Мамыт, где они залегают на крыльях лежащих складок, ядра которых сложены эбетинскими сланцами, протрудированными серпентинитами. И эбетинские сланцы, и порфириоды здесь превращены в кварц-альбит-мусковит-стильпномелановые сланцы (рис. 6, е).

В связи с сильной дислоцированностью порфириодов мощность лушниковской свиты оценить трудно. О. А. Рийконен принимает цифру 3600 м. А. Т. Зверев приводит для лушниковских порфириодов вместе с чаушскими песчаниками цифры мощностей до 750 м. Истинная мощность находится где-то посредине и, видимо, близка к 2000 м.

Следует отметить, что под микроскопом весьма трудно, а порой и невозможно, отличить сланцы по лушниковским порфирам (рис. 6, в, г, д, е) от эбетинских сланцев, сланцев по гранитам и чаушским песчаникам. Все они представлены микрозернистыми лепидогранобластовыми агрегатами мелких зерен кварца, альбита, слюд со сланцеватой и плейчатой текстурами. Выручает в этом случае только статистика: эбетинские сланцы обогащены кварцем, сланцы по чаушским песчаникам — темноцветными метаморфическими минералами — эпидотами, актинолитами, хлоритами. В микрозернистой ткани порфириодов и сланцев по гранитам обнаруживается больше микрозерен и прожилок

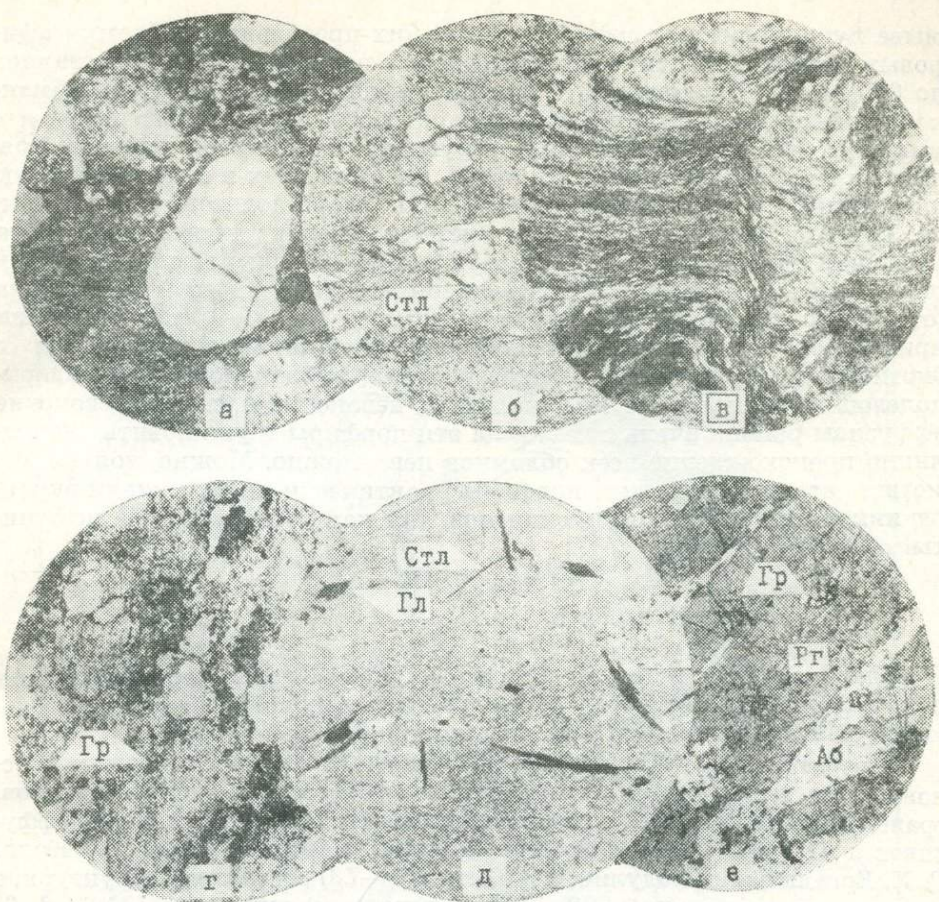


Рис. 6. Микрофото шлифов порфиридов лущиковской свиты.

*a* — шл. 44/6-73, ник. +, порфириод по липаритовому кристалло-витротуфу, в 2,5 км северо-восточнее зим. Чкалов, правобережье р. Куагаш; *б* — шл. 44/6-73, порфириод по витротуфу, видны мелкие чешуйки стильпномелана, там же; *в* — шл. 12/27-73, пloyчатый кварц-альбит-стильпномелановый сланец по туфу, верховья р. Мамыт; *г* — шл. 41/6-73, порфириод с гранатом, у зим. Чкалов; *д* — шл. 1/18а-71, порфириод с глаукофаном по фельзит-порфиру, северо-западнее с. Эбита; *е* — шл. 13/7-73, слюдисто-альбит-кварцевый сланец с крупными кристаллами сине-зеленой роговой обманки, включающими мелкие идиобласты граната, восточнее Новой Деревни.

ковых агрегатов альбита и, что самое главное, присутствуют реликты порфириковых выделений, а в гранитах — порфирикласты кварца и полевых шпатов, обычно подверженные дезинтеграции и перекристаллизации в агрегаты мелких зерен кварца и шахматного альбита. Впрочем, шахматный альбит в виде псевдоморфоз по первичным вкрапленникам полевых шпатов иногда формирует довольно крупные «вторичные» вкрапленники.

Местами сохранность пород достаточно хорошая, удается наблюдать вкрапленники кварца размером 2—5 мм с типичными для вулканитов бухтообразными оплавленными формами, олигоклаза № 20—25, реликты включений типа «фьямме». Общее количество вкрапленников не превышает 10% (рис. 6, *a, б*).

В кидрясовских и куагачских песчаниках обильны обломки кислых эффузивов хорошей сохранности, видимо, образованные при раз-

мыве лушниковских порфиров. Среди них преобладают обломки афировых сферокристаллических фельзитов с размерами сферокристаллов до 0,5—1 мм, базокварцевые биотит-плагноклазовые и роговообманково-плагноклазовые порфиры липаритового и дацитового состава с микролит-микропйкилитовыми структурами основных масс, состоящих из микролитов полевых шпатов, погруженных в мелкозернистую пятнистую, существенно кварцевую или кварц-полевошпатовую массу. Один из крупных обломков в конгломератах низовьев р. Эбита позволяет говорить о том, что среди порфиров присутствовали разности, содержащие около 15% вкрапленников зонального плагноклаза (от олигоклаза № 27—32 в ядре до альбита № 10—15 по периферии кристаллов) и опациitizedированной роговой обманки в ассоциации с биотитом, погруженных в тонкозернистую войлокоподобную кварц-полевошпатовую массу. К сожалению, девонские и силуро-девонские эффузивы района очень похожи на эти порфиры и установить доподлинно происхождение всех обломков невозможно. Можно только отметить, что лушниковские порфиры практически не содержали вкрапленников калиевых полевых шпатов, так как более молодые псаммиты обеднены ими.

### Чаушская свита

Породы чаушской свиты залегают на лушниковских порфирах и широко развиты по западному обрамлению и северной периклинали Орь-Илекского антиклинория в полосе шириной до 1,5—2 км.

В работе А. А. Абдулина (1973) показано, что свита состоит в основном из терригенных пород: филлитизированных конгломератов, гравелитов, песчаников, кремнисто-глинистых сланцев, кислых эффузивов и их туфов. В верховьях р. Чаушка, восточнее устья р. Копа, Г. Х. Ергалиевым (Абдулин, 1973, стр. 72—73) составлено структурное сечение свиты шириной 800—900 м, в котором три слоя (№ 1, 2, 6) суммарной мощностью 115 м отнесены к лито-витрокластическим туфам липарит-дацитового состава, два слоя (№ 9, 10) мощностью 230 м — к вулканомиктовым песчаникам и алевролитам с прослоями алевропесчаников, а остальные выделены в пачки переслаивания туфов с терригенными породами при мощности отдельных пачек от 25 до 160 м. Составители разрезов подчеркивают, что породы чаушской свиты согласно, с постепенными переходами залегают на породах лушниковской свиты. А. Т. Зверев, также составивший несколько послонных разрезов на крыльях Орь-Илекского антиклинория, даже не решился назвать этот комплекс пород самостоятельной свитой и выделил его в верхнюю подсвиту лушниковской свиты мощностью до 450 м.

В чаушском сечении чрезвычайно интенсивно развита складчатость ламинарного течения, приведшая к массовому развитию узких остроугольных изоклинальных складок, осложняющих контуры более крупных структур. Учесть эти осложнения при слабой контрастности пород практически невозможно. В связи с этим и смешанный осадочно-эффузивный тип чаушской свиты, и постепенность ее перехода в лушниковские порфиры, скорее всего, иллюзорны. В порфирах района с. Лушниковка можно увидеть узкую, в сто метров шириной, синклиналь, крылья которой сложены развальцованными гравелитами и конгломератами с галькой кислых эффузивов и эбетинских кварцитов. В ядре размещаются нечетко слоистые рассланцованные полимиктовые песчаники и алевролиты, а вдоль восточного крыла — факолит

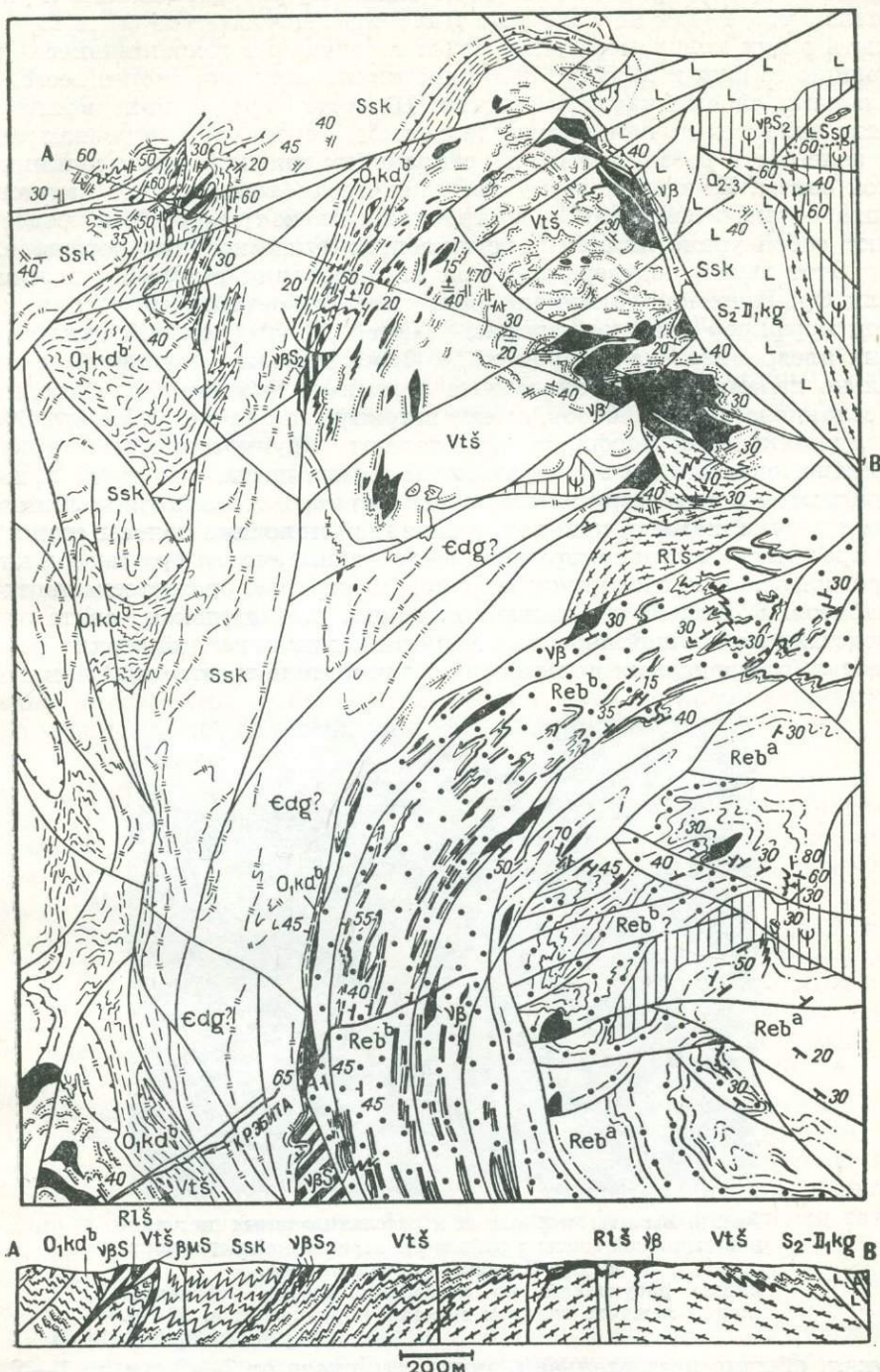


Рис. 7. Схема геологического строения Санасапсайской периклинали Орь-Илекского антиклиналя.

рассланцованных габбро-диабазов мощностью 30—50 м, аналогичный телам, рвущим лушниковские порфиры. Обломки в породах крыльев синклинали подвержены настолько сильному развальцеванию и уплощению, что, глядя на подобные милониты, невозможно было бы открыть в них конгломераты, если бы не случайно сохранившиеся настоящие гальки и валуны. Эта синклиналь сложена, скорее всего, базальными слоями чаушской свиты. Наличие среди них конгломератов является лучшим доказательством того, что чаушская свита залегает с разрывом на подстилающих кислых туфах лушниковской свиты. Именно поэтому логичнее предположить, что чаушская свита — чисто терригенная, а «прослой кислых туфов» в ней представляют собой узкие клинья подстилающих лушниковских порфиров.

Этот вывод подтвердился при картировании северной периклинали Орь-Илекского антиклинория, между островками лушниковских порфиров на юго-востоке (рис. 7) и полосой кидрясовских алевролитов на северо-западе. Здесь породы чаушской свиты, сильно перемятые и пронизанные огромным количеством факолитов рассланцованных диабазов, имеют ширину выхода около 1,5 км. Вблизи лушниковских порфиров преобладают крупнозернистые аркозопесчаники розовато-серого цвета, западнее аркозы чередуются с грубозернистыми зеленовато-серыми аркозо-полимиктовыми песчаниками и, наконец, в западной половине полосы становятся преобладающими незранные мелкозернистые и среднезернистые серовато-зеленые песчаники, с трудом отличимые от пересекающих их диабазов. В скальных обнажениях видно, что чаушская свита здесь представлена толщей переслаивания песчаников разной зернистости и состава (от кварцевых до полимиктовых и даже граувакк). Слоистость



Рис. 8. Выходы перемятых и рассланцованных песчаников чаушской свиты в районе Санасапсайской периклинали Орь-Илекского антиклинория.

Видны рисующиеся по метаморфогенным кварцевым жилам лежащие складки высоких порядков (т. н. 52-73).

четкая, обычно параллельная, мощность слоев от 1—2 мм до 1—2 м. Мощные прослой сложены обычно грубозернистыми полимиктовыми разностями. В районе периклинали чаушские песчаники сильно перемяты, рассланцованы, будинированы, превращены в зеленые сланцы, пронизанные метаморфогенными жилами кварца (рис. 8).

Гораздо лучше породы свиты сохранились все же в охарактеризованном выше чаушском разрезе. Здесь они повсеместно обладают четко слоистыми, нередко косослоистыми текстурами. Широко развит кливаж, пересекающий слоистость под разными углами. Мощность косых серий достигает 10—20 см. Любопытно, что среди зеленых, затронутых региональным метаморфизмом песчаников и алевролитов здесь встречаются лиловые разности, сохранившие признаки первоначально красноцветных пород.

Общая ширина выхода пород свиты в чаушском сечении достигает максимума — 3,5 км, однако истинная мощность свиты, скорее всего, значительно уступает этой цифре. Попытка разобраться со структурами в этом сечении приводит к такому разрезу свиты (снизу вверх, см. рис. 5):

1. Пачка переслаивания зеленовато-серых песчаников и мелкогалечных вулканомиктовых конгломератов с расплющенной галькой фельзит-порфиров, реже эбетинских кварцитов с диаметром 1—3 см, встречены клинья валунных разностей. Слои разнообломочных пород имеют нередко красную окраску, мощность — в первые метры при мощности пачки 200 м.

2. Пачка переслаивания зеленовато-серых мелкогалечных вулканомиктовых конгломератов с палевыми алевролитами при мощности слоев в десятки сантиметров и метры, а всей пачки — 200 м. Пачки 1 и 2 можно объединить в толщу конгломератов, песчаников и палевых алевролитов.

3. Толща серых полимиктовых песчаников и зеленых алевролитов. Представлена чередующимися прослоями серых, иногда реликтов-красноцветных разнозернистых песчаников и зеленых, светло-зеленых алевролитов с характерной тонкой, нередко косою слоистостью при мощности косых серий в десять сантиметров, а мощности толщи — 200 м.

4. Толща светлых полимиктовых песчаников и гравелитов. Стоит из переслаивающихся пластов разнозернистых, преимущественно мелкозернистых песчаников, гравелитов и палевых алевролитов. Мощность пластов варьирует от 5—7 см до 1 м. Гравелитовые прослои редки. Мощность толщи составляет около 300 м.

5. Толща красноцветных полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Пестроцветные, преимущественно красноцветные мелко- и среднезернистые косослоистые песчаники переслаиваются с палевыми и лиловыми алевролитами и аргиллитами. Мощность слоев колеблется от 10 до 40—50 см при мощности толщи 200 м. Суммарная мощность всех толщ чаушской свиты составляет около 1100 м.

Низы разреза свиты гораздо лучше представлены в балке Глубокой, восточнее с. Богунбай. Здесь крупное поле в периклинальной части структуры занято полого залегающими крупногалечными конгломератами, разбитыми интенсивным вертикальным кливажом близмеридионального простирания. Расплющенная по сланцеватости галька светлых фельзит-порфиров имеет размеры от 1—3 до 10 и даже 30 см по длинной оси. Мощность конгломератов, по-видимому, превышает 100 м.

Конгломераты перекрываются толщей красноцветных косослоистых полимиктовых песчаников и филлитизированных красных алевролитов. Последние обнажены значительно хуже конгломератов, присутствуют в узких тектонических клиньях, и их положение в разрезе остается неясным. Вдоль границы песчаников с конгломератами размещается крупный силл или факолит диабазов мощностью более



Рис. 9. Подошва диабазового силла, рвущего чаушские песчаники (светлое) и однозначно с ними рассланцованного. Врез по балке Глубокой в районе Богунбайской периклинали Орь-Илекского антиклинория, восточнее с. Богунбай.

100 м, деформированный и рассланцованный однозначно с вмещающими породами (рис. 9). Контакты песчаников с диабазами затушеваны рассланцеванием и метаморфизмом. В отлично обнаженном Богунбайском врезе хорошо видны следы метаморфического позеленения (резкой базификации) цемента кислых по составу конгломератов и покраснения зеленых диабазов, которые можно объяснить обменными метаморфическими реакциями. Обилие таких силлов и факолитов в чаушской и более древних свитах, слабая кристалличность слагающих их пород и обширные площади распространения позволяют нам думать, что аналогичные образования на Южном Урале нередко принимаются за эффузивные толщи докембрия, что должно сильно запутывать стратиграфические построения. Возраст диабазов отвечает, скорее всего, интервалу венд — кембрий, так как обильные их обломки характерны для песчаников кидрясовской свиты нижнего ордовика.

Клинья и блоки метаморфизованных чаушских песчаников встречаются в ассоциации с другими породами докембрия по западному и восточному обрамлению Кемпирсайского массива в верховьях рек Бутак, Куагаш (у пос. Жусалы), Карабутак, Кызылкаин (у южной периклинали Орь-Илекского антиклинория) и по западной периферии Чкаловского блока. Всюду чаушские песчаники прорваны разновозрастными дайками, силлами и факолитами диабазов и габбро-диабазов, обычно превращенных в зеленые сланцы.

Чаушские песчаники состоят в основном из обломков кристаллов кварца с характерными заливчатыми «эффузивными» очертаниями (30% всех обломков), олигоклаза ( $\approx 30\%$ ) и обломков кислых эффузивов лущниковского типа — кварцевых и базокварцевых липаритов и дацитов с микрогранобластовой тканью ( $\approx 40\%$ ). Весьма характерное отличие чаушских песчаников от кидрясовских заключается в повсеместно выраженных более сильной дислоцированности и метаморфизме чаушских пород. В шлифах даже из «свежих» чаушских песчаников видны следы перекристаллизации цемента — обломки в них приобретают расплывчатые очертания в связи с разъеданием их кристификационными каемками актинолита в ассоциации с хлоритом и

эпидотом (см. рис. 17, а). При далеко зашедшем процессе сохраняются лишь реликты псаммитовых структур, подчеркиваемые рудной пылью и видимые только в параллельных николях, в то время как в скрещенных николях обломки выгладят дезинтегрированными и превращенными в мелкозернистые агрегаты кварца, альбита, обтекаемые актинолитом, хлоритом, эпидотом и разьедаемые мелкими метельчатými скоплениями стильпноелана, а порода превращается в обычный зеленый сланец.

Принадлежность пород эбетинской, лушниковской и чаушской свит к докембрию определяется нами исходя из тесной структурной общности толщ, их значительного метаморфизма, чем они отличаются от самых древних палеозойских пород, несущих ясные и проблематичные органические остатки.

Привлекаемые ранее аналогии лушниковской свиты с кембрийскими свитами Южного Урала не могут считаться удовлетворительными, поскольку уральские стратиграфические схемы весьма неопределенны и нечетки, что в известной мере объясняется слабой обнаженностью Урала. Гораздо более приемлемыми представляются стратиграфические сопоставления эбетинской, лушниковской и чаушской свит с широко развитыми во всем Казахстане докембрийскими толщами кварцито-сланцев и порфиридов рифея и песчаников позднего докембрия (венда).

В последнее время докембрийские кислые вулканы и ассоциирующие с ними гранитоиды обнаружены и на западном склоне Полярного Урала (Иванов, 1975). Это убеждает в большой значимости подобных ассоциаций для установления преемственности в развитии крупнейших структурных элементов докембрия и палеозоя.

## ПАЛЕОЗОЙ

### КЕМБРИЙ

#### Дангазанская свита

Наиболее представительные выходы пород свиты отмечены по балке Дангазан, западнее с. Бородиновка. Здесь породы свиты участвуют в строении сложной синклинальной зоны из лежачих (рис. 10) и опрокинутых складок с периклинальным падением их осевых поверхностей. Ширина зоны достигает 3 км. С запада и востока она протрудируется серпентинитами.

Породы зоны подвержены интенсивному экзогенному обелению, выветриванию, серпентиниты — бирбиритизации. Кора выветривания перекрыта горизонтальными нащепками\* верхнемеловых и палеогеновых конгломератов. В западной части зоны среди развалов бирбиритов и измененных дангазанских пород с промежутками 10—20 м тянутся в меридиональном направлении полосы зеленых сланцев шириной от 2—3 до 20 м, образованные по дайкам диабазов.

На востоке и западе зоны полосами шириной до 250 м обнажаются сильно перемятые и выветрелые известняки с прослоями кремней. Слои имеют мощность до 10—20 см, кремни рассланцованы. В известняках присутствуют мелкие округлые почковидные с радиально-лучистой внутренней структурой стяжения арагонита до 0,5—1 см в

\* Этим «образным» термином геологи-полевики выражают не всегда господствующие в рельефе маломощные останцы пород, принадлежащие верхам стратиграфических разрезов или тектоническим покровам.

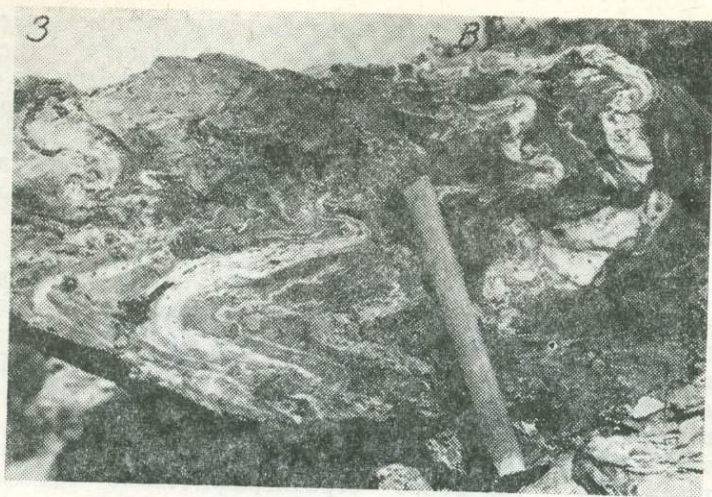


Рис. 10. Лежачие складки в кремнистых сланцах дангазанской свиты.  
Врез по балке Дангазан (т. н. 16/10-73).

поперечнике, связанные, по-видимому, с корообразованием. Мощность карбонатной пачки не превышает 100 м. Судя по структуре, карбонатные породы залегают в основании дангазанской свиты. В восточном выходе рядом с этой пачкой наблюдался элювий каких-то гравелитов, напоминающих чаушские.

Центральная часть синклиналильной зоны сложена с поверхности обеленными, а у дна глубокой (до 20 м) балки серыми и темно-серыми тонкополосчатыми кварцито-сланцами с характерным филлитовидным блеском на плоскостях сланцеватости. В замках опрокинутых и лежачих складок эти породы характеризуются карандашной и мечевидной отдельностью (рис. 11). Здесь же отмечаются обособления метаморфогенного кварца мощностью до 5—10 см.

Кремнистые сланцы дангазанской свиты являются, по существу, микрокварцитами с гранобластовыми зубчатыми и анизодиаметричными структурами при размерах зерен кварца 0,05 мм, увеличивающихся лишь в зонах призмкового метаморфогенного окварцевания. Кроме кварца присутствует небольшое количество углисто-глинистого материала и рудной сыпи, сообщающих породам темную окраску. Дангазанские кварциты отличаются от эбетинских большей монотонностью и тонкозернистостью, а от метаморфизованных сакмарских кремней — практически полным отсутствием реликтов радиолярий. В двух десятках наших шлифов из пород дангазанской свиты в Дангазан-балке органических остатков не обнаружено. Однако А. Т. Зверев указывает на находки именно в этих породах остатков радиолярий и гистрикосферид палеозойского облика. Внешне сходные с ними метаморфизованные сакмарские кремни, также обладающие мечевидной отдельностью и развитые на правобережье р. Эбита, в верховьях рек Тыгаша, Куагаш (северо-восточнее пос. Жусалы) и в других местах, содержат многочисленные реликты радиолярий. Южнее пос. Жусалы кварциты с мечевидной отдельностью, аналогичные дангазанским, по наличию мусковита и зернистости кварца приближаются к эбетинским, однако в них отсутствуют порфиروبласты граната, очень характерные для эбетинских сланцев и кварцитов.



Рис. 11. Мечевидная отдельность в кремнистых сланцах дангазанской свиты, характерная для замков складок. Врез по балке Дангазан (т. н. 16/10-73).

Дангазанские кварциты, кроме балки Дангазан, встречаются также по рекам Куагаш, Талдысай, по ручью Шандаша, северо-западнее с. Эбита. Почти во всех пунктах они соседствуют с выходами метаморфизованных песчаников и алевролитов чаушской свиты, что свидетельствует о залегании дангазанских кварцитов выше чаушских песчаников. Для суждения о возрасте дангазанских кварцитов нами привлечены и другие данные.

Грубозернистые песчаники и гравелиты кидрясовской свиты тремадока, а также сходные с ними по литологии песчаники и конгломераты куагачской свиты периферии Орь-Илекского антиклинория и отдельных тектонических клиньев Сакмарской зоны содержат в изобилии гальку черных фтанитов и серых кремней, внешне очень сходных с сакмарскими. Нами из этих галек, отобранных в районах правобережья рек Шанды, Карабутак, среднего течения р. Куагаш у горы Карагансай и низовьев р. Эбита, изготовлено около 40 шлифов. Микроскопическое изучение показало, что эти породы представлены смятыми и брекчированными криптозернистыми черными фтанитами и серыми кремнями, на самом деле очень сходными по текстурам с сакмарскими породами, но отличающимися от них бедностью органическими остатками (см. рис. 35, а). Единичные реликты мелких радиолярий встречаются всего лишь в пяти шлифах, в то время как сакмарские кремни повсеместно насыщены радиоляриями (обычно более 10% поля шлифа), отличающимися крупными размерами, нередко хорошей сохранностью и сложным внутренним строением (см. рис. 35, б, д, е).

Эти особенности позволяют проводить аналогию между обломками кремней и фтанитов из кидрясовской и куагачской свит и кремнями дангазанской свиты. Правда, в современных выходах дангазанские кремни отличаются более значительной рассланцовкой и перекристаллизацией, что представляется вполне естественным.

Присутствие обломков дангазанских фтанитов с радиоляриями в нижнеордовикских отложениях свидетельствует о кембрийском возрасте дангазанской свиты, так как впервые радиолярии появляются в осадках не древнее раннего кембрия (Назаров, 1975).

## НИЖНИЙ ОРДОВИК

### ТРЕМАДОК

#### Кидрясовская свита (терригенные толщи)

Выходы пород кидрясовской свиты известны во многих пунктах Сакмарской зоны и на периферии Орь-Илекского антиклинория.

В пределах Сакмарской зоны наиболее представительные обнажения отмечены в верховьях р. Алимбет и ручьев Акбулаксай и Белый Ключ. Изолированные блоки кидрясовских пород рассыпаны в междуречье Калымбай — Медес, на правобережье рек Куагаш, Косистек, в верховьях р. Жаксы-Каргала и в других местах.

Несколько сильнее метаморфизованные породы кидрясовской свиты, залегающие выше чаушских песчаников, слагают обширные площади в низовьях р. Эбита, откуда они протягиваются в верховья той же реки, именуемой здесь Чаушка, и далее в район низовьев р. Тыгаша, почти непрерывно трассируя западное крыло Орь-Илекского антиклинория и даже переходя на восточный его борт в 5,5 км южнее пос. Энбекши-Казахский.



Рис. 12. Аэрофото выходов пород кидрясовской свиты в верховьях р. Алимбет.

Маркирующий горизонт светлых оболовых песчаников (указан стрелками) «отрисовывает» серию складок.

Представление о полном разрезе и мощности кидрясовской свиты получить весьма трудно, так как она либо встречается в виде небольших фрагментов, либо, в случае значительной ширины выходов, смята в серии складок и разбита разрывами, причем в большинстве случаев расшифровать складки не удастся. Пожалуй, единственным районом, где складки достаточно хорошо картируются, является правобережье р. Алимбет в ее верховьях. Породы кидрясовской свиты обнажаются здесь в полосе шириной более 2 км. Они обладают

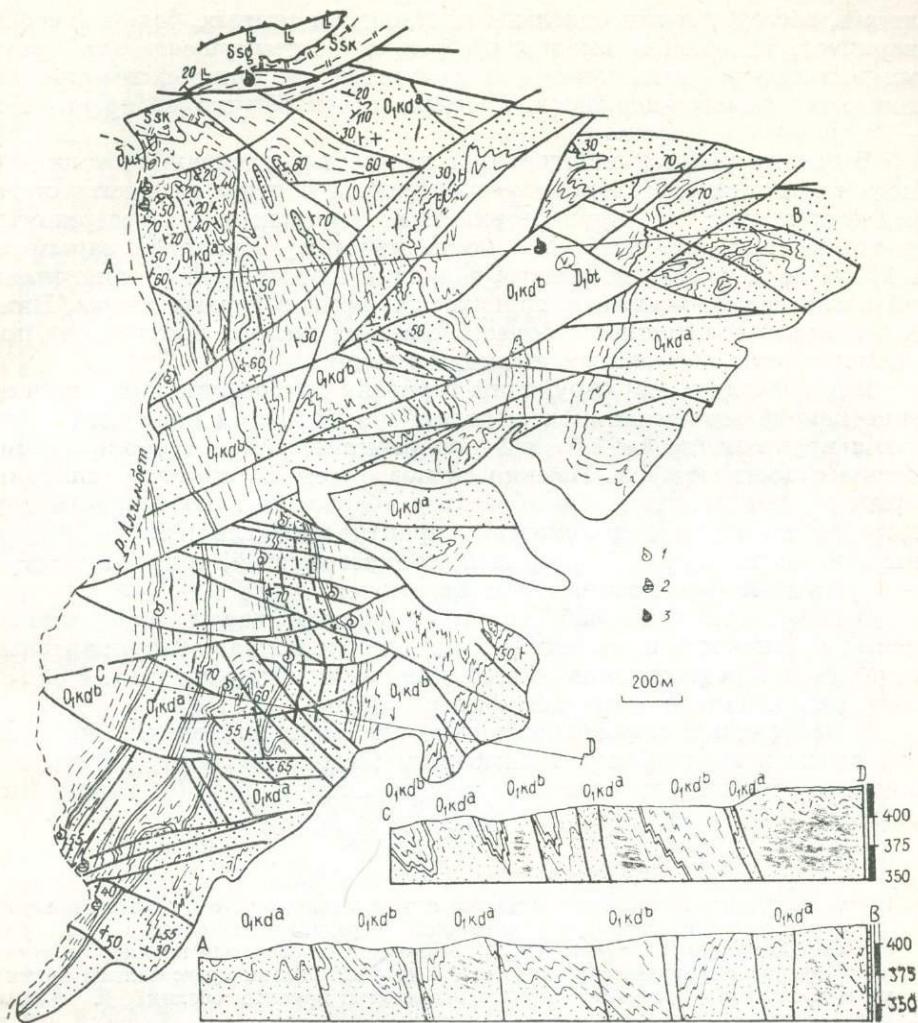


Рис. 13. Схема геологического строения Алимбетовского участка развития кидрясовской свиты.

Точки массового распространения фаунистических остатков: 1 — беззамковых брахиопод, 2 — замковых брахиопод, 3 — крупных трилобитов.

преимущественно восточным падением под углами около  $50-70^\circ$ , «рисую» как бы моноклираль с наращавающимся к востоку разрезом. Однако эта картина обманчива. Благодаря наличию маркирующего горизонта светлых, существенно кварцевых оболочковых песчаников, четко читающегося на аэрофотоснимках и прослеживающегося на местности, удается отрисовать несколько узких (до 300 м), опрокинутых на запад антиклинальных и более широких (до 700 м) синклиналильных зон (рис. 12). Впрочем, для севера участка «моноклиральное» залегание нехарактерно. Здесь в условиях пологих падений (рис. 13) стратиграфическая последовательность, установленная на юге, находит хорошее подтверждение. Последовательность эта такова.

В основании свиты залегает толща грубо-косослоистых грубозернистых светлых желтовато-серых аркозовых и существенно кварцевых песчаников с маломощными пропластками конгломератов или

слоями, обогащенными отдельными гальками темных, белых и серых кварцитов, кремней и кислых эффузивов — преимущественно розовых мелкосферокристаллических фельзитов и микролит-микропоякитовых фельзит-порфиоров. Размеры галек обычно не превышают 1—3 см в поперечнике.

Выше по разрезу наблюдается частое переслаивание тонкозернистых песчаников зеленовато-серого цвета с отдельными пластами среднезернистых и крупнозернистых светлых и мелкозернистых красноцветных разностей. Мощность пластов песчаников варьирует от 30 см до 1 м. Многие пласты обладают весьма грубой диагональной косою слоистостью с длиной косых серий в первые метры. Нижняя толща имеет мощность более 130 м. Эта цифра получается при игнорировании возможных мелких складок.

Выше следует маркирующий горизонт грубозернистых существенно кварцевых песчаников, переполненных массой плохо сохранившихся крупных (до 1—1,5 см в поперечнике) раковин оболид. Мощность его достигает 5 м. Именно он позволяет отрисовать складки. Горизонт этот является своеобразным «барьером», отделяющим грубозернистую, грубо-косослоистую, практически лишенную фауны нижнюю часть разреза от верхней, тонкозернистой, тонкослоистой и очень богатой фаунистическими остатками.

В низах алевролитовой толщи довольно часты маломощные пласты средне- и тонкозернистых аркозовых и кварц-глауконитовых песчаников. Представление об этой нижней части, у границы с оболочными песчаниками, дает следующее сечение.

В затронутых корообразованием скальных выходах кидрясовской свиты в верховьях р. Алимбет по северному борту широтной излучины наблюдается такое чередование пород (с запада на восток):

1. Крупнозернистые аркозовые песчаники серого, светло-серого и желтовато-серого цвета с косою слоистостью, обусловленной чередованием слоев с различной окраской, составом и структурой. В песчаниках встречаются пропластки гравелитов и конгломератов мощностью от 0,5 до 4 см. Гальки представлены кремнями и кислыми эффузивами. Характерны остатки крупных оболид . . . 12 м.
2. Задерновано . . . . . 12 м.
3. Тонкослоистые зеленовато-желтые алевролиты с плитчатой отдельностью. На поверхности плит остатки раковин очень мелких беззамковых брахиопод 4 м.
4. Среднезернистые аркозовые песчаники серого и желтовато-серого цвета с косою слоистостью и раковинами оболид. Наблюдаются прослойки алевролитов мощностью 2—5 см . . . . . 5 м.
5. Тонкоплитчатые алевролиты с толщиной плиток 2—3 мм . . . . . 5 м.
6. Мелкозернистые аркозовые песчаники, косослоистые . . . . . 1 м.
7. Тонкоплитчатые алевролиты, нарушенные поперечными сдвигами с амплитудами 0,5—0,8 м . . . . . 0,5 м.
8. Мелко- и среднезернистые аркозовые песчаники, косослоистые . . . . . 2 м.
9. Алевролиты . . . . . 5 м.
10. Частое чередование тонкоплитчатых алевролитов и грубозернистых песчаников. Песчаники характеризуются более светлой окраской и существенно кварцевым составом. Мощность прослоев колеблется от 2 см до 2 м . . . . . 9 м.
11. Алевролиты с фауной беззамковых брахиопод . . . . . 19 м.
12. Мелко- и среднезернистые песчаники . . . . . 1 м.
13. Алевролиты . . . . . 8 м.
14. Чередующиеся песчаники и алевролиты. Песчаники серые, косослоистые, аркозовые и кварцевые с маломощными (до 10 см) прослоями гравелитов с кремнистыми и эффузивными обломками. Среди песчаников отмечается 5 прослоев тонкоплитчатых алевролитов с фаунистическими остатками беззамковых и замковых брахиопод. Мощность этих прослоев варьирует от 5 до 40 м. . . . . 24 м.
15. Задерновано, через каждые 10—15 м встречаются выходы сильно выветрелых, глинизированных алевролитов, нередко конкреционных с остатками фауны брахиопод, трилобитов и диктионем . . . . . 50 м.

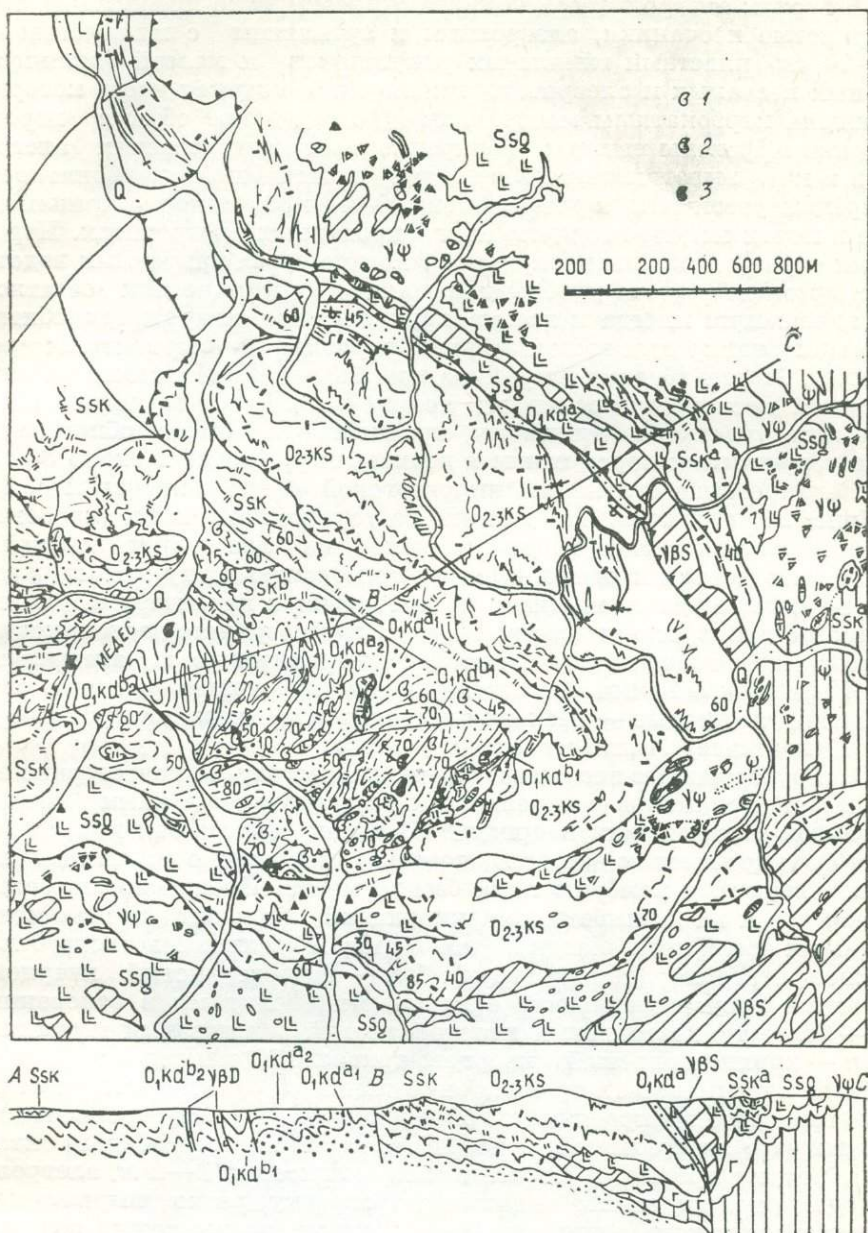


Рис. 14. Схема геологического строения Медесского участка развития кидрясовской свиты.

Южнее зим. Кенсайран. Точки массового распространения фаунистических остатков: 1 — беззамковых брахиопод, 2 — замковых брахиопод, 3 — крупных трилобитов.

Породы падают к востоку под углами 55—60°, но, вероятно, они рассечены продольными разрывами и смяты в складки, причем к крылу синклинали приурочены мощные «прослои» алевролитов (№ 11, 12, 13, 15). Хотя продольных разрывов в частично задернованном врезе не видно, убеждение в их наличии возникает, когда переходишь с северного берега р. Алимбет на южный. В 20 м южнее описанного сечения тонкозернистые породы в разрезе отсутствуют.

В верхах алевролитовой толщи начинают резко преобладать тонкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты с маломощными (10—20 см) пластами глинистых ракушняков и массой эллипсоидальных песчаных и алевритовых конкреций, ядерная часть которых обогащена карбонатным материалом (до 30% от объема пород). Особенно эффектны выходы конкреционных кидрясовских алевролитов в коре выветривания. Благодаря повышенной карбонатности конкреции устойчивы к выветриванию и прекрасно сохраняются даже в почти нацело вторично глинизированных алевролитах. Нередко они образуют крупные скопления на дне русел временных водотоков и промоин и очень удобны для поисков органических остатков, принадлежащих иногда к весьма крупным экземплярам трилобитов. «Россыпи» конкреций весьма обычны в руслах пересыхающих рек Алимбет, Медес, Куагаш (в районе пос. Жусалы). Мощность тонкозернистой песчано-алевролитовой толщи кидрясовской свиты Алимбетовского участка, по-видимому, превышает 200 м при общей мощности терригенных пород свиты в верховьях р. Алимбет около 350 м.

Картирование отложений кидрясовской свиты в низовьях р. Медес (рис. 14) показало, что деление ее терригенной части (карбонатная описывается в следующем разделе) на две толщи (подсвиты) может быть детализировано. Здесь кидрясовскую свиту можно разделить на четыре различающиеся по литологии и характеру фаунистических остатков пачки (снизу вверх): грубозернисто-песчаниковую, мелкозернисто-песчаниковую, песчано-алевролитовую и алевролитовую. Первые две пачки соответствуют нижней толще (песчаниковой подсвите), а вторые — песчано-алевролитовой, или алевролитовой, толще (подсвите) Алимбетовского участка.

1. Грубозернисто-песчаниковая пачка состоит из грубозернистых аркозовых песчаников с отдельными крупными гальками кислых эффузивов и эбетинских кварцитов. В низах разреза эти породы лишены фаунистических остатков, поэтому дискуссия о их принадлежности к верхнему кембрию пока беспредметна. Прекрасно выражен тот же, что и на Алимбете, маркирующий горизонт песчаников с крупными оболдами. Видно, что он имеет мощность около 5 м и сложное строение (снизу вверх): 1 м — грубозернистый кварцево-аркозовый песчаник-гравелит с крупными оболдами в основании; 3 м — более тонкозернистый неяснослоистый зеленоватый песчаник; 50 см — крупнозернистый кварцево-аркозовый песчаник; 1 м — красный слюдястый алевролит, нарушающий слоистость аркоза. Выше горизонта на протяжении 30—50 м вскрывается переслаивание песчаников с алевролитами (рис. 15). Песчаники более бедны кварцем, образуют простые и сложные слои мощностью 1—2 м, алевролиты подчинены им, имеют зеленоватую окраску, резко выраженный слюдястый характер, мощность 30—50 см, не выдержаны по простиранию и содержат детрит мелких беззамковых брахиопод. Мощность пачки превышает 100 м.

2. Мелкозернисто-песчаниковая пачка представлена бурыми косослоистыми мелкозернистыми песчаниками-алевролитами с 10-сантиметровыми прослоями ракушняков из детрита раковин мелких беззамковых брахиопод и редкими прослоями светлых крупнозернистых кварцево-аркозовых песчаников мощностью в первые десятки сантиметров. Мощность пачки можно ориентировочно оценить в 100 м.

3. Песчано-алевролитовая пачка обнажена еще более фрагментарно, чем предыдущие, и состоит из 20—40-сантиметровых прослоев зеленоватых мелкозернистых аркозо-глауконитовых песчаников,

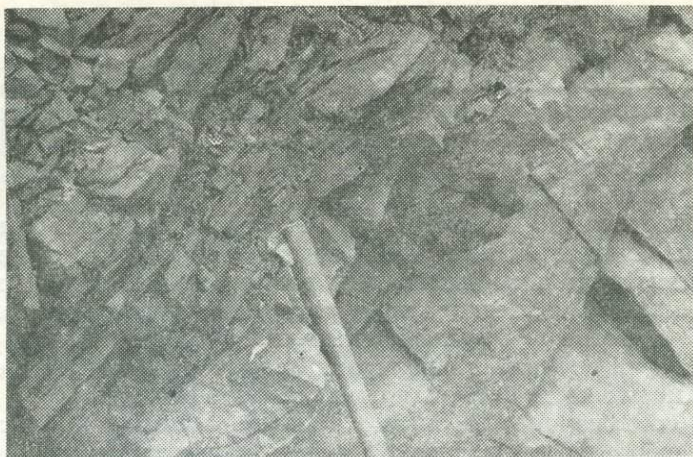


Рис. 15. Характерные выходы косослоистых разнозернистых песчаников нижней толщи кидрясовской свиты Медесского участка, содержащих остатки беззамковых брахиопод (т. н. 2/6-75).

разделенных 6-метровыми по мощности слоями серых конкреционных известковистых алевролитов. В прослоях песчаников и конкреционных алевролитов присутствуют остатки фауны замковых брахиопод, головоногих моллюсков, мелких беззамковых брахиопод и диктионом. Породы смяты в отчетливые опрокинутые складки шириной от двух десятков до 1—2 м. Мощность пачки составляет, по-видимому, 100 м.

4. Алевролитовая пачка слагает верхи кидрясовской свиты Медесского участка. Она представлена зеленовато-серыми слоистыми и неяснослоистыми алевролитами и конкреционными известковистыми алевролитами с тонкими пропластками аргиллитов и бурых известня-

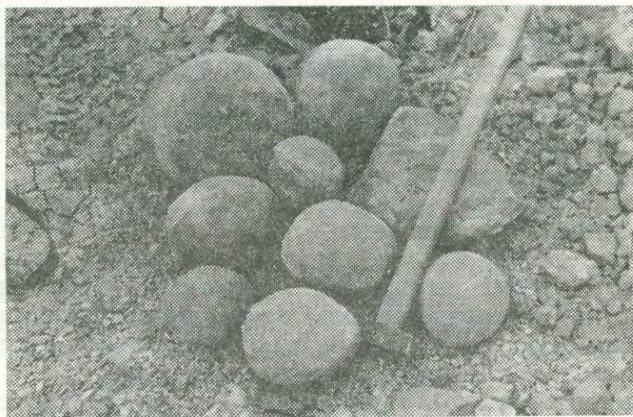


Рис. 16. Высыпки конкреций из выветрелых алевролитов верхней толщи кидрясовской свиты в русле р. Медес, включающих остатки крупных трилобитов (т. н. 2/1-75).

ков. Размеры конкреций колеблются от  $11 \times 10 \times 8$  до  $21 \times 18 \times 16$  см при средних значениях  $19 \times 16 \times 13$  см и соотношениях осей 1,5:1,25:1 (рис. 16). В этих породах обильны остатки средней величины и крупных (до 10—15 см) трилобитов. Реже встречаются

мелкие беззамковые брахиоподы, головоногие моллюски и гастроподы. Неяснослоистые алевролиты обычно содержат остатки трилобитов плохой сохранности. Мощность пачки превышает 200 м.

Общая мощность терригенной части кидрясовской свиты в низовьях р. Медес, по-видимому, превышает 500 м.

Отложения кидрясовской свиты в верховьях р. Чаушка, по оценке Г. Х. Ергалиева, имеют мощность 740 м. В основании разреза здесь присутствует 30-метровый горизонт красноцветных конгломератов, а выше следует 100-метровая пачка зелено-серых среднезернистых полимиктовых песчаников, еще выше преобладают мелкозернистые песчаники и алевролиты с фаунистическими остатками и отдельными пластами крупнозернистых аркозов. Свита лежит с размывом на чаушских алевролитах. Нами в этом сечении отмечены складки, так что ее мощность должна быть уменьшена.

Более тонкозернистые сильно рассланцованные и филлитизированные алевролиты кидрясовской свиты характерны для северных периклиналей Орь-Илекского антиклинория, где некоторыми исследователями они принимаются за отложения каялинской свиты кембрия. На самом деле такие филлиты трудно отличить от чаушских. Часто выручают лишь многочисленные сильно уплощенные конкреции с реликтами «кидрясовской» фауны. Блоки и клинья раздавленных грубозернистых существенно кварцевых кидрясовских песчаников и рассланцованных конкреционных алевролитов отмечены в верховьях р. Кызылкаин. Мощность свиты здесь неизвестна.

Сведения о наличии в алимбетовских разрезах кидрясовской свиты горизонтов основных эффузивов ошибочны. По правобережью р. Алимбет на самом деле можно встретить узкие (до 10 м) клинья основных эффузивов. Особенно эффектные выходы базальтов у излучины р. Алимбет. Они представлены шаровыми лавами с диаметрами шаров простого строения до 50—70 см, под которыми залегают подушечные миндалекаменные разности. Цепочка выходов этих лав тянется почти на 1 км. Во врезях рядом с лавами на кидрясовских песчаниках появляются узкие синклинали чернофтанитовой сакмарской свиты, и становится ясно, что лавы, как и сакмарские кремни, никакого отношения к терригенным породам кидрясовской свиты не имеют.

В районе севернее развалин Алимбет, по правобережью одноименной реки, южнее скальных обрывов габбро-гипербазитового меланжа среди алимбетовских алевропесчаников с врезанными в них синклиналями сакмары на самом деле присутствуют тела порфиринов, однако внимательное изучение показывает, что они имеют форму силлов мощностью 2—3 м, сложены хорошо раскристаллизованными породами типа габбро-диоритовых порфиринов, вмещают ксенолиты алевролитов и ороговикуют вмещающие породы на ширину 3—5 см. Более подробно вопрос об эффузивах и их соотношениях с кидрясовскими породами будет рассмотрен ниже.

Породы кидрясовской свиты очень богаты фаунистическими остатками, которые можно найти практически в любом пункте их развития (Балашова, 1961) и даже в метаморфизованных разностях. Списки фауны, собранной в последние годы В. Г. Кориневским и нами, вместе с заключениями изучавших ее палеонтологов М. К. Аполлонова и И. Ф. Никитина приведены после описания арениг-лланвирнских отложений.

Нарисованная нами выше по чисто структурным соображениям стратиграфическая схема совпадает со схемами, предложенными А. В. Хабаковым и А. Д. Петровским, а в последнее время

М. И. Гаранем, Н. Ф. Петровым и В. М. Моисеевой (1970 г.), Н. Ф. Петровым (1970).

Нижнюю, преимущественно грубозернистую толщу, включая мелкозернистые песчаники низов верхней толщи верховьев р. Алимбет, Н. Ф. Петров относит к кидрясовскому горизонту, отвечающему горизонтам *H* и *J* В. Е. Лермонтовой и Н. К. Разумовского (1933), пачкам 1—20 М. И. Гараня (1959), нижней части кидрясовской свиты А. Д. Петровского и А. В. Хабакова. Руководящими формами этого горизонта он считает *Dictyonema* sp. (*D. ex gr. flabelliforme*), *Acrothyra* (?) *chabakovi* L e r m., *Obolus rasumovskii* L e r m., *Billingella* (?) sp., *Alimbella armata* A n d r., *Kainella alimbetica* B a l a s c h.

Верхнюю (среднюю в общем разрезе кидрясовской свиты) толщу мелкозернистых глауконитовых песчаников, алевролитов и аргиллитов с конкрециями Н. Ф. Петров выделяет в алимбетовский горизонт, отвечающий горизонту *K* Е. В. Лермонтовой и Н. К. Разумовского, коктогайским и сарытогайским слоям (Келлер, Розман, 1961). Характерными формами горизонта он считает *Dictyonema uralense* O b u t, *Obolus apollinis* var. *quenstedti* M i c k w, *Westonia* sp., *Siphonotreta* sp., *Altorthis kinderlensis* A n d r., *Tritoechia lermontovae* L e s n., *Medessia uralica* A n d r., *Ceratopyge forficula* S a r s., *Apatokephalus serratus* S a r s. et В о е с к., *Leiagnostus alimbeticus* B a l a s c h.

Кидрясовский горизонт по присутствию оболид и дендроидей Н. Ф. Петров сопоставляет с нижней половиной диктионемо-цератописигиевой серии Норвегии или с пакарортским горизонтом Прибалтики, а алимбетовский горизонт — с цератописигиевыми слоями Норвегии. В Казахстане кидрясовскому горизонту Урала, по его мнению, соответствует кендыктасский горизонт, в Саяно-Алтайской области — добринский горизонт с двумя трилобитовыми зонами. Б. М. Келлер, основываясь на тех же разрезах правобережья р. Алимбет, выделяет тонкозернистые породы кидрясовской свиты в коктогайские и сарытогайские слои, считая, что грубозернистые оболовые песчаники тяготеют к верхам разреза свиты (Келлер, Розман, 1961). Основанием для таких построений служит постулат восточного моноклинального падения пород. Как было показано выше, этот постулат ошибочен. Если принять нашу точку зрения о существовании в этом районе опрокинутых на запад складок с антиклинальными ядрами из грубозернистых песчаников, тогда исчезнет противоречие между биостратиграфической последовательностью разреза по р. Алимбет по Б. М. Келлеру и классическими последовательностями, установленными в Скандинавии. Станет понятным также наличие в разрезе синклиналей из черных фтанитов сакмарской свиты (см. рис. 26).

Псаммитовые и алевритовые породы кидрясовской свиты по составу являются преимущественно кварцевыми и аркозовыми, достаточно хорошо отсортированными и окатанными (рис. 17, б, в, г). Степень окатанности уменьшается в тонкозернистых разностях (рис. 17, г). Обломки кварца составляют от 50 до 70% от объема пород. Около 30% псаммитового материала приходится на плагиоклазы, шахматный альбит, ортоклаз, решетчатый микроклин (не более 1%), биотит и мусковит (в отдельных прослоях до 5—10%) и породы. Среди них отмечаются обломки кислых эффузивов, гипидиоморфных и гранофиловых гранитов (рис. 17, б, в), грубозернистых кварцитов с гранобластовыми зубчатыми изо- и анизодиаметричными структурами, халцедонов, зубчатых микрокварцитов, брекчированных криптозернистых дангазанских фтанитов и кремней, а также обломки хорошо и слабо раскристаллизованных диабазов (рис. 17, б, в). В качестве

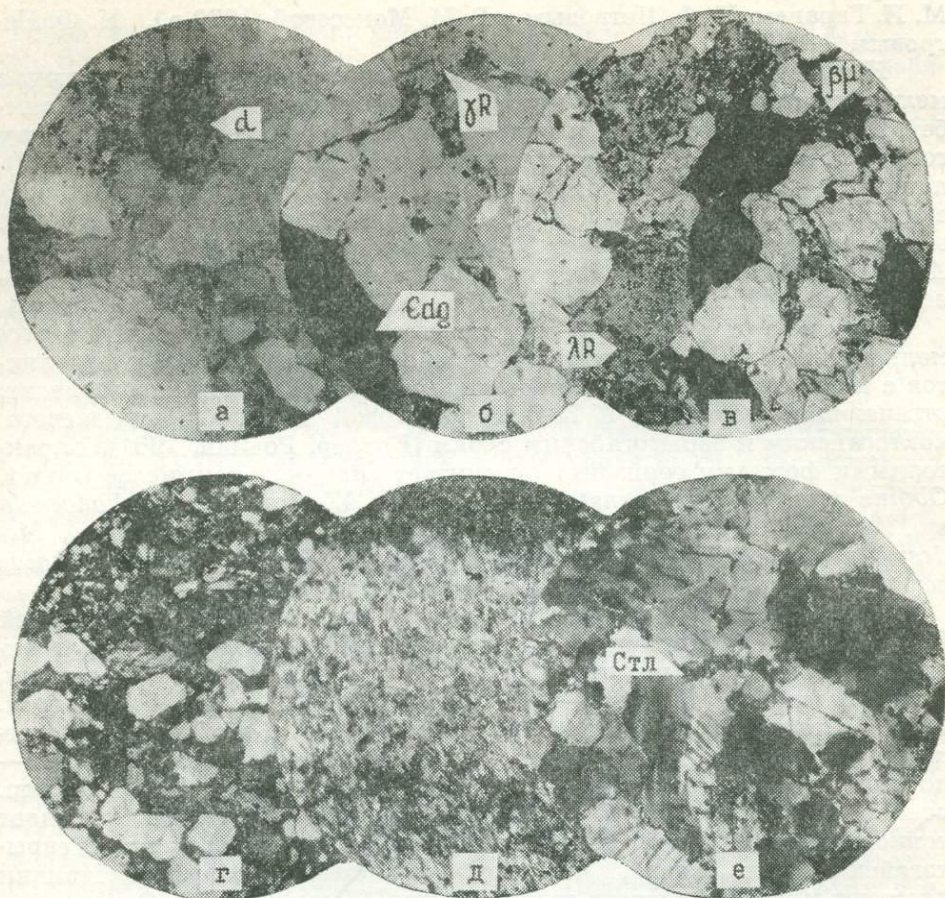


Рис. 17. Микрофото шлифов песчаников чаушской и кидрясовской свит.  
*a* — шл. 1/42-71, полиминеральный песчаник чаушской свиты, западнее с. Лушниковка;  
*б* — шл. 11/14-71, грубозернистый песчаник-гравелит с обломками дангазанских кремней ( $\epsilon dg$ ) и гранофировых гранитов ( $\gamma R$ ), среднее течение р. Карабутак;  
*в* — шл. 39/3-71, грубозернистый вулканомиктово-аркозовый песчаник с обломками фельзитов ( $\lambda R$ ) и диабазов ( $\beta \mu$ ), верховья р. Алимбет; *г* — шл. 38/8-71, переслаивание песчаника с алевролитом, там же; *д* — шл. 48/4-73, ник. +, рассланцованный алевролит, диагональная сланцеватость стирает слоистую текстуру породы, правобережье р. Эбита в ее низовьях; *е* — шл. 24/21-73, ник. +, катаклазированный кварцевый песчаник с мелкочешуйчатыми стильномеланом в интерстициях зерен кварца, южная периклиналь Орь-Илекского антиклинория, у зим. Караагаш.

второстепенных минералов присутствуют окатанные зерна эпидота, цирконов, магнетитов. Как седиментогенный минерал встречается побуревший окисленный глауконит, более типичный для мелкообломочных и карбонатных фаций. В деформированных породах развиваются метаморфические минералы (рис. 17, *д*, *е*).

Состав обломочного материала не оставляет никакого сомнения в том, что кидрясовские песчаники возникли в основном при размыве массива кислых эффузивов и гранитов, прорванных дайками основного состава. Таким массивом, скорее всего, служил Орь-Илекский антиклинорий, так как здесь обнажаются все перечисленные породы и, кроме того, кремни и фтаниты дангазанской свиты. Обилие кварца и халцедонолитов предполагает некоторое корообразование (наличие кор выветривания) в пределах размываемой суши.

## Кидрясовская свита (карбонатные толщи)

Увеличение карбонатности терригенных пород вверх по разрезу кидрясовской свиты наводит на мысль, что она должна венчаться существенно карбонатной толщей.

В процессе картирования выходов кидрясовских песчаников западнее Жаксы-Каргалинской плотины в элювии между грядами порфиритов были найдены образцы косослоистых песчанистых известняков, в которых карбонатный материал чередовался с кварц-глауконитовым псаммитом явно кидрясовского типа. Эта находка подкрепила уверенность в реальности такой карбонатной толщи. Позже по левобережью ручья Акбулаксай в непосредственной близости от фаунистически охарактеризованных алевропесчаников кидрясовской свиты (алимбетовский горизонт) были обнаружены выходы светло-серых и красноватых бугристо-слоистых мраморизованных известняков с мощностью слоев 2—3 см при размерах выхода 200 м<sup>2</sup>. Известняки отделяются от алевропесчаников узкой задернованной долиной, но имеют общие элементы залегания. Правда, на площади развития кидрясовских пород имеется довольно много узких синклиналей из сакмарских фтанитов, т. е. структура участка сложная\*. В известняках обильны плохо сохранившиеся остатки панцирей трилобитов цератопигиевых слоев тремадока.

Подобные известняки в виде мелких и крупных изолированных глыб и жил, иногда с фауной хорошей сохранности, присутствуют в эффузивах основного, среднего и кислого состава по правобережью р. Шанды, в районе горы Карагансай и в междуречье Карабутак — Косистек. Размеры их весьма невелики — десятки сантиметров и метры. Нередко картируются известняковые брекчии, залечивающие разноориентированные трещины в брекчированных эффузивах (см. рис. 97) и сопровождающиеся в головной части карбонатных инъекций ореолами карбонатизации.

Многие исследователи, принимая такие образования за линзы известняков в эффузивах, считают возможным выделять так называемую осадочно-эффузивную куагачскую свиту тремадока. Однако ордовикскому возрасту эффузивов противоречат жилообразные формы залегания известняковых «линз», брекчированность «линз» и вмещающих пород, а также тесное соседство с иными по составу включениями явно протрузивного происхождения.

В районе горы Карагансай блоки и отторженцы известняков оказываются включенными не только в кидрясовские песчаники и куагачские эффузивы, но и в фаунистически охарактеризованные радиолариты сакмарской свиты.

Подробнее вопрос о возрасте куагачской свиты будет рассмотрен в специальном разделе. Здесь же приводятся списки фауны, найденной в известняках района горы Карагансай В. Г. Кориневским и изученной И. Ф. Никитиным и М. К. Аполлоновым, а также другими исследователями.

1. Обнажение в 1,5 км юго-восточнее горы Карагансай. Здесь Н. И. Леоненок собраны трилобиты, определенные Е. А. Балашовой как *Leiagnostus alimbeticus* Balasch., *Trinodus angustiformis*

\* Сейчас выяснено, что известняки цератопигиевых слоев на востоке контактируют по разлому с биллингселловыми вулканомиктовыми известковистыми песчаниками, конкреционными алевролитами и конгломератами, относимыми Н. Я. Анцыгиным к хмелевскому горизонту верхнего кембрия, «немые» аналоги которого он выделяет также по рекам Медес и Купа.

М с' С о у, *Niobe laeviceps* D a l m., *Glaphurus trinodus* B a l a s c h., *Harpi-  
des nanus* B a l a s c h., характерные для аренигского яруса. Найден-  
ные В. Г. Кориневским в этом же обнажении (В-517-2) трилобиты  
определены М. К. Аполлоновым как *Niobe (Niobella) sp.*, *Varvia aff.*  
*longicauda* T j e r n v i k, *Apatokephalus sp.*, *Nyaya sp.* и отнесены к тре-  
мадокскому ярусу. В данном обнажении известняки образуют цепочку  
небольших тел, «выглядывающих» вместе с алимбетовскими алевро-  
песчаниками из-под фаунистически охарактеризованных граптолитито-  
вых сланцев сакмарской свиты силура.

2. Обнажение В-518, в 2,37 км восточнее горы Карагансай.  
В. Г. Кориневский вблизи подошвы дацитовых лав в брекчированных  
известняках, соседствующих с кидрясовскими песчаниками, собрал  
остатки трилобитов *Geragnostus sp.*, *Microparia sp.*, *Homagnostoides*  
*kasachstanicus* (B a l a s c h.). В 2 км к юго-западу в блоках извест-  
няков среди брекчированных андезито-базальтовых эффузивов в ядре  
антиклинали (В-523, В-521) найдены остатки трилобитов *Varvia aff.*  
*longicauda* T j e r n v i k, *Niobe (Niobella) sp.*, Lichidae, Illaenidae, бра-  
хиопод *Archaeoorthis sp.*, *Nanorthis ex gr. hamburgensis* (W a l c o t t),  
*Finkelburgia sp.*, *Tetralobula ex gr. latens* I. N i k., *Clarkella supina*  
I. N i k., Huenellidae, беззамковых брахиопод (определения В. Ю. Го-  
рянского) *Orbiculoidea cf. schollochensis* R e e d., *Acrothele (?) burbata*  
M o b e r g e t S e d e r b e r g, *Acanthambonia sp. (?)*, *Spondylotreta sp.*  
nov., *Lingula sp.*

3. Обнажение В-520, в 3 км по азимуту ЮВ—117° от горы Караган-  
сай. Переотложенный карбонатный цемент средне-крупнообломочных  
туфов дацитового состава и крупные глыбы известняка, окруженные  
развалами туфоконгломератов, содержат остатки трилобитов *Homag-  
nostoides kasachstanicus* (B a l a s c h.), *Apatokephalus sp.*, Pliomeridae,  
Bathyridae, Illaenidae и брахиопод *Nanorthis sp.*, *Tetralobula sp.*, *Clar-  
kella sp.* В этом же обнажении Н. И. Леоненок собрала *Obolus sp.*,  
*Acrothyra (?) sp.*, *Clarkella sp.*, *Lingulella sp.*, *Orthis sp.*, *Eoorthis sp.*,  
Plectambonitidae, *Symphysurus aff. angustatus* В о е с к, *Symphysu-  
rus sp.*, *Agnostus sp.*, *Lichas (?) sp.*, *Illaeus sp.*, *Isotelus sp.*, *Homag-  
nostoides sp. nov.*, *Eobronteus (?) sp. nov.*

В 1 км к юго-юго-западу в глыбе известняка рядом с габбро-  
диабазом (т. н. В-522) В. Г. Кориневский нашел трилобиты *Varvia aff.*  
*longicauda* T j e r n v i k., *Apatokephalus sp.*, *Nyaya sp.*, *Niobe (Niobel-  
la) sp.*, *Glaphurus sp.*, *Geragnostus sp.* и брахиоподы *Clarkella ex gr.*  
*supina* I. N i k.

Этот набор фаунистических остатков характерен также для бло-  
ков известняков среди основных эффузивов междуречья Карабутах —  
Косистек (5—6 км к западу и юго-западу от устья р. Бутах). Кроме  
перечисленных выше форм здесь отмечены трилобиты *Andesaspis ar-  
gentinensis* К о б а j a s h y, *Niobe aff. lindströmi* S c h m i d t, *Remo-  
pleurides sp.* (данные Н. И. Леоненок), *Hintzeia sp.*, *Agerina (?) sp.* (дан-  
ные В. Г. Кориневского).

В. М. Руденко (1964) в 9 км по азимуту СЗ—342° от с. Ленинское  
в известняках среди порфиринов нашел остатки трилобитов *Cybella*  
(*Atractopyge*) *aff. worthi* E i c h w., *C. (A.) uralica sp. nov.*, *Novicaspis*  
*crassus sp. nov.* и брахиопод *Orthis sp.*, *Plactorthis sp.* Трилобиты  
вначале были отнесены Н. К. Ившиным к лландейльскому ярусу.  
Затем М. К. Аполлонов переопределил их как *Goniophrys breviceps*  
(B i l l i n g s), *Cybella uralica* I v s c h i n i n l i t t., характерные для ллан-  
винского яруса.

Таким образом, возраст известняковой толщи остается неясным.  
Одни палеонтологи относят известняки к аренигу, т. е. помещают в

разрезах заведомо выше алимбетовского горизонта. Другие считают, что фауна в известняках, существенно отличаясь от алимбетовской, принадлежит все же тремадокскому ярусу. Вместе с тем появление лланвирнских форм в близких по структурному положению породах указывает на то, что аренигский возраст части известняков весьма вероятен.

Сходные с описанными выше, но «немые» красные мраморизованные известняки встречены также в виде нашлапок на протрузивном серпентиновом ядре Сарытогайской перфоантиклинали в более тесной связи с косистекскими филлитами, нежели с порфиритами. Отдельные выходы подобных известняков фиксировались на алевролитах кидрясовской свиты на правом берегу р. Эбита, у северной периклинали Орь-Илекского антиклинория.

Те же проблемы возраста и структурного положения известняков стоят и перед уральскими геологами. По результатам работ Оренбургского геологического управления по р. Киндерля у пос. Каракуль-Шевченковский обнаружены многочисленные, разбросанные по площади тела известняков, окружающие с юга, запада и северо-запада выходы кидрясовских песчаников. Известняки лежат чуть ли не на кидрясовском горизонте (алимбетовский горизонт здесь отсутствует), и в то же самое время отдельные «линзы» известняков соприкасаются с силурийскими фтанитами сакмарской свиты.

В этих известняках Г. А. Степановой в 1964 г. произведены сборы фаунистических остатков, определенных Н. Я. Анцыгиным (трилобиты) и Н. Ф. Петровым (брахиоподы).

1. В обнажении 840 найдены брахиоподы *Lingulella* sp., *Elcania* (?) sp., *Prantlina* sp., *Productorthis* ex gr. *eminens* (P a n d.), *P.* ex gr. *parallela* (P a n d.), *Orthambonites* sp., *Porambonites* aff. *bröggeri* L a m a n s k y и трилобиты *Metopolichas* aff. *verrucosus* (E i c h w), *Cyrtometopus* aff. *clavifrons* (D a l m.), *Illaenus* aff. *oblongatus* A n g., *Remopleurides* sp., *Pliomerops* sp., *Atractopyge* sp.

2. В обнажении 858 собраны брахиоподы *Panderina* sp., *Productorthis* aff. *obtusa* (P a n d.), *Orthambonites* (?) sp., *Porambonites* ex gr. *bröggeri* L a m a n s k y и трилобиты *Kawina* sp., *K.* aff. *vulcanus* (B i l l i n g s.), *Illaenus* sp., *Platillaenus* sp., *Trinodus* (?) sp.

3. В обнажении 842 обнаружены брахиоподы *Paurorthis* (?) sp., *Platystrophia* ex gr. *C. R u b e l*, *Porambonites* sp., *Productorthis* sp.

4. В обнажении 396 кроме брахиопод *Siphonotreta* ex gr. *verrucosa* E i c h w., *Prantlina* sp., *Productorthis* aff. *parallela* (P a n d.), *Orthis* ex gr. *callactis* D a l m., *Orthambonites* ex gr. *calligramma* D a l m., *Glossorthis* (?) sp. определены трилобиты *Cyrtometopus* sp., *Illaenus* sp., *Glaphurina* (?) sp.

Обобщая сведения о фаунистических остатках киндерлинских известняков, изучавшие их палеонтологи констатируют:

1. Присутствующий во всех выходах род *Cyrtometopella* принадлежит группе нижнеордовикских *C. semireticularis*, а не среднеордовикских *C. kuckersiana*.

2. Род *Prantlina* известен из подгоризонтов  $V_{1\beta}$  и  $V_{1\alpha}$  низов аренига Прибалтики.

3. Род *Productorthis* (*P. parallela*) не поднимается выше горизонта  $V_{III}$ . Большая часть видов характерна для отложений волховского горизонта.

4. Род *Orthambonites* встречается преимущественно в волховском и кундском горизонтах аренигского яруса.

5. Род *Glossorthis* свойствен волховскому горизонту и исчезает в кукерском. Формы наиболее близки к нижнеордовикским.

6. Почти все виды *Platystrophia* характерны для среднего и верхнего ордовика, хотя род появился в нижнем ордовике. Группа видов *P. C. Rubel* известна из низов кундских слоев (подгоризонт В<sub>III</sub> а).

7. Род *Porambonites* (*P. bröggeri* Lamansk y) отмечен в подгоризонте В<sub>I</sub>β низов волховского горизонта.

Комплекс фауны позволяет параллелизовать киндерлинские известняки с волховским горизонтом Прибалтики аренинского возраста.

Следует обратить внимание на подчеркнутую выше неопределенность возраста и структурного положения известняков. Будучи по литологическим особенностям близки верхам кидрясовской свиты, они часто непосредственно контактируют с ее низами, входят в контакты с косистекскими аргиллитами (южнее пос. Сарытогай), основными и кислыми эффузивами, сакмарскими кремнями и гипербазитами. Тектонически сорванное положение известняков может свидетельствовать о некоторой самостоятельности карбонатных фаций ордовика. В пользу такой самостоятельности говорят находки в низовьях р. Карабутак зеленоцветных алевропесчаниковых фаций, очень сходных по внешнему виду с алевропесчаниками алимбетовского горизонта, но имеющих лланвирнский возраст. В мелкозернистых кварц-глауконитовых песчаниках первого перевала по дороге из с. Каргалы в с. Кызылфлот В. Г. Кориневским и нами (обн. В-562, 22/1) собраны остатки лланвирнских граптолитов *Loganograptus* sp., *Expansograptus* sp., *Climacograptus* sp., *Glyptograptus* sp., *Pseudoclimacograptus* sp. (определения Д. Т. Цая), ассоциирующих с мелким детритом трилобитов и беззамковых брахиопод, что делает внешнее сходство вмещающих пород с алимбетовскими алевропесчаниками еще более разительным. К сожалению, полного разреза лланвирнских пород здесь нет. С востока они перекрыты девонскими андезит-дацитовыми туфами, с запада — сакмарскими фтанитами, формирующими, скорее всего, тектонический покров. На подъеме к перевалу со стороны пос. Каргалы кроме фтанитов появляются гипербазиты и клинья сходных с лланвирнскими зелеными полимиктовых песчаников, алевропесчаников и кремнистых аргиллитов с остатками девонской флоры. В общем, как и всюду в Сакмарской зоне, здесь господствует макромеланж. Мощность лланвирнских алевропесчаников во фрагменте этого меланжа не превышает первых десятков метров.

**Список трилобитов наиболее полных коллекций В. Г. Кориневского, определения М. К. Аполлонова.**

А. Трилобиты в известняках верхней подсвиты кидрясовской свиты.

1. Точка В-227-1. Правобережье р. Карабутак, в 4,47 км по аз. ЗСЗ — 287° от полигонометрического пункта 438,5 м. *Geragnostus* sp., *Homagnostoides kazachstanicus* Val., *Nyaya* sp., nov., *Varvia* aff. *longicauda* Tjerner v., *Pilekia* sp., *Agerina* sp. nov., Glaphuridae (?), Illaenidae.

2. Точка В-265-1. Правобережье р. Карабутак, в 2,075 км по аз. ЗЮЗ — 253° от полигонометрического пункта 438,5 м. *Niobe* (*Niobella*) sp., *Kielanella* sp., *Varvia* sp., *Homagnostoides* sp., *Nileus* sp., Glaphuridae (?), Pliomeridae (*Hintzeia* ? sp.), *Apatokephalus* sp., *Agerina* sp. nov.

3. Точка В-523. Правобережье р. Куагаш, в 1,55 км по аз. ВЮВ — 132° от горы Карагансай (432,0 м). *Varvia* sp., *Niobe* (*Niobella*) sp., Lichidae, Glaphuridae, Illaenidae, *Homagnostoides*, *Lichakephalus*, Hystrycuridae.

Фауна т. н. В-227-1, В-265-1, В-523 отвечает верхам тремадокского, возможно, низам ареннигского ярусов.

4. Точка В-608-11. Верховье р. Акбулаксай, в 1,27 км по аз. ВЮВ—96° от тригопункта 432,8 м. *Ceratopyge* sp., *Apatokephalus* sp., *Varvia* sp., *Nyaya* sp., *Agerina* aff. *praemature* Tjernv., Illaenidae.

5. Точка В-614-2. Междуречье Терекла — Калымбай, в 1,49 км по аз. ЗЮЗ — 230° от выс. 312,5 м на восточном берегу р. Терекла. *Harpides* sp., *Apatokephalus* sp., Cyclopygidae, *Shumardia* sp., *Niobe* (?) sp., *Ceratopyge forficula* Sars., *Trinodus* sp., *Orometopus* sp., *Geragnostus* sp.

Б. Трилобиты в породах средней подсвиты кидрясовской свиты.

1. Точка В-675, в песчаных известняках. Правобережье р. Алимбет. В 1 км ниже полевого стана. *Geragnostus* aff. *crassus* Tjernv., *Leiagnostus* sp., *Hospes* sp., *Dikelokephalina* sp., *Pricyclopyge* sp. nov., *Shumardia* sp., Olenidae gen. nov., Glaphuridae (?), *Parapilekia* sp. nov., *Apatokephalus* sp., *Euloma* sp. 1, *Euloma* sp. 2, *Promegalaspides*, *Harpides* sp., *Ceratopyge forficula* Sars., *Orometopus* sp. 1, *Orometopus* sp. 2, *Niobe* (*Niobe*) sp., *Niobe* (*Niobella*) ? sp., *Macropyge* sp.

2. Точка В-611-1. Междуречье Медес — Калымбай. Правобережье р. Медес, в 2,28 км по аз. ЮЮВ—143° от т. н. В-614-2. Алевролиты. *Acerocarina* sp. nov., *Parapilekia* sp. nov., *Harpides* sp. nov., *Ceratopyge forficula* Sars., *Dikelokephalina* sp., *Geragnostus* sp., *Apatokephalus* sp., *Asaphellus* sp., *Niobella* sp.

3. Точка В-676. Русло левого притока р. Алимбет. Алевролиты. *Alimbetaspis kelleri* Bal., *Alimbetaspis* sp. nov., *Geragnostus* (*Micragnostus*) sp., *Dikelokephalina* sp., *Pharostoma* (?) sp., *Niobe* (*Niobella*) sp., *Shumardia* sp. 1, *Shumardia* sp. 2, *Nyaya* sp. nov.

4. Точка В-578-4. Правобережье р. Алимбет (сарытогайские слои Б. М. Келлера, алевролиты). *Alimbetaspis kelleri* Bal., *Dikelokephalina* sp., *Nileus* sp., *Euloma* sp. ?, *Alimbetaspis* sp. nov.

В. Трилобиты в песчаниках низов средней подсвиты кидрясовской свиты.

1. Точка В-610-1. Междуречье Медес — Калымбай. Левобережье р. Медес, в 2,22 км по аз. ЮЮВ — 155° от т. н. В-614-2. *Geragnostus* (*Micragnostus*) sp., *Shumardia pusilla* Sars., *Geragnostus* (*G.*) sp. 1, *Geragnostus* (*G.*) sp. 2, *Dikelokephalina* sp., *Ceratopyge forficula*, *Apatokephalus* sp., *Promegalaspides* sp., *Asaphellus* sp., *Parapilekia* sp., *Orometopus* sp.

2. Точка В-578-1. Правобережье р. Алимбет (коктогайские слои Б. М. Келлера). *Asaphellus alimbeticus* Bal., *Promegalaspides kasachstanensis* Bal., *Geragnostus* (*Micragnostus*) sp., *Parapilekia*, *Ceratopyge* sp., *Shumardia pusilla* Sars.

Фауна, собранная в т. н. В-608-11, В-614-2, В-675, В-676, В-578-4, В-610-1, В-578-1, отвечает, скорее всего, верхам тремадокского яруса.

Список брахиопод наиболее полных коллекций В. Г. Кориневского, определения И. Ф. Никитина, 1972—1973 гг.

А. Брахиоподы в розовых известняках верхней подсвиты кидрясовской свиты.

1. Точка В-520. Правобережье р. Куагаш в 3,1 км по аз. ВЮВ—117° от горы Карагансай (432,0 м). *Clarkella supina*, *Tetralobula latens*, *Eoorthis* ?, *Nanorthis* sp., *Glyptotrophia* sp., Orthidae, Stutrophinidae.

2. Точка В-523. Отвечает той же точке с трилобитовой фауной. Правобережье р. Куагаш, в 1,55 км по аз. ВЮВ—132° от горы Карагансай (432,0 м). *Clarkella supina*, *Tetralobula* sp., *Nanorthis* sp.

По фауне брахиопод известняки т. н. В-520, В-523 являются аналогами олентинского горизонта Казахстана, относимого И. Ф. Никитиным к верхнему тремадоку. Резко отличаются от пород обычного «кидрясовского» типа (разные фаии или разновозрастные комплексы).

Б. Брахиоподы в песчаниках и алевролитах кидрясовской свиты.

1. Точка В-226. Правобережье р. Карабутак, в 4,79 км по аз. ССЗ — 287,5° от полигонометрического пункта 438,5 м, рядом с т. н. 227-1, в которой найдены верхнетремадоко-аренигские трилобиты. *Alimbella armata* Andr., *Nothorthis kinderlensis* Andr., *Archaeorthis* sp. ?.

2. Точка В-603-1. Верховья р. Алимбет в 2,6 км по аз. ССЗ—322° от выс. 426,0 м. *Nothorthis kinderlensis* (Andr.), *Alimbella armata* Andr. — преобладает, *Imbricata lessnikovae* Andr., *Orthacea* gen. et sp. indet.

3. Точка В-606. Верховья р. Алимбет, в 1,89 м по аз. ЗЮЗ — 264° от выс. 426,0 м. *Nothorthis kinderlensis* (Andr.) — преобладает, *Alimbella armata* Andr., *Eoorthis* sp. (?).

4. Точка В-618-1. Междуречье Калымбай — Медес, в 1,75 км по аз. ВСВ — 73° от зим. колхоза «Доброволец». Неподалеку от т. н. В-610-1. *Nothorthis kinderlensis* (Andr.), *Medessia uralica* Andr., *Alimbella* sp.

Фауна т. н. В-226, В-603-1, В-606, В-618-1 принадлежит обычному «кидрясовскому» типу, относимому либо к нижнему (Анцыгин, Варганов, Наседкина, 1970), либо к верхнему тремадоку (Анцыгин, Петров, 1970).

## СРЕДНИЙ — ВЕРХНИЙ ОРДОВИК

### Косистекская свита

В Сакмарской зоне широко распространена толща кремнистых аргиллитов, алевролитов, кварц-плагиоклазовых песчаников и разнообломочных брекчий, выделявшаяся как косистекская свита ордовика (Гаврилов, 1967) или силура (Абдулин, 1973). Слабометаморфизованные породы свиты имеют голубовато-зеленую окраску («бирюзовый косистек»). Севернее р. Урал их выделяют в губерлинскую свиту («голубая губерля»). Более сильно рассланцованные и обладающие не только зеленой, но и красноватой окраской аналоги свиты вместе с основными эффузивами выделены в юго-восточной части Сакмарской зоны в акайскую свиту кембрия (Леоненко, 1955). Вне Казахстана пестрые туфосланцы обычно относят к кураганской свите, считая ее эквивалентом губерлинской.

Наиболее крупные поля развития косистекской (или губерлинской) свиты расположены по обрамлению Хабарнинского массива, а также в районе излучины р. Косистек западнее Кемпирсайского массива. Мелкие изолированные выходы бирюзовых пород косистека встречаются во многих пунктах Сакмарской зоны, а также у северной и южной периклиналей Орь-Илекского антиклинория.

Во всех районах своего развития породы косистекской свиты слагают пакеты лежащих или изоклиналиных складок, практически не поддающихся расшифровке в непрерывном сечении. Контакты с окружающими породами обычно сорваны, поэтому надежные данные о разрезе свиты и ее полной мощности отсутствуют.

Южнее зим. Кенсайран в скалистых врезях правых притоков р. Медес (см. рис. 14) можно наблюдать такое чередование слагающих свиту пород (с запада на восток):

1. Кремнистые бирюзово-зеленые алевролиты и аргиллиты. Наблюдается нечеткая параллельная слоистость, обусловленная чередованием ярко-зеленых и зеленых с желтоватым оттенком разностей. Характерна карандашная отдельность 4 м.
2. Грубозернистые песчаники и гравелит-брекчии зеленого цвета. Материал плохо отсортирован. В цементе брекчий довольно много полевошпатовых кристаллов размерами 0,1—1 мм. В крупных (до 10 см) обломках преобладают кремнистые аргиллиты 18 м.
3. Среднезернистые туфопесчаники бирюзово-зеленого цвета, на выветрелой поверхности серые 8 м.
4. Кремнистые серые и зеленовато-серые аргиллиты. В менее кремнистых разностях устанавливается зернистое строение. В породах наблюдаются тонкие мятые кварцевые и альбитовые жилы и прожилки 12 м.
5. Тонкозернистый тонкослоистый плотный кремнистый алевролит-аргиллит, бирюзово-зеленый 2 м.
6. Зеленые крупнозернистые туфопесчаники, аналогичные породам слоя 3 20 м.
7. Переслаивание кремнистых аргиллитов серого цвета, подобных породам слоя 4, с зелеными алевролитами, аналогичными породам слоя 5 6 м.
8. Аналогичен слою 6 7 м.
9. Кремнистые слоистые алевролиты зеленого цвета, на выветрелой поверхности светло-серые. Излом раковинистый 3 м.
10. Грубозернистые туфопесчаники с многочисленными обломками полевого шпата 16 м.
11. Серые тонкослоистые кремнистые аргиллиты 3 м.
12. Зеленые мелко- и среднезернистые туфопесчаники 2 м.
13. Переслаивание зеленых кремнистых алевролитов, аргиллитов и разноцветных яшмовидных пород. Мощность слоев измеряется сантиметрами 9 м.
14. Зеленые мелкозернистые туфопесчаники с прослойками бирюзово-зеленых кремнистых аргиллитов мощностью до 20 см 15 м.
15. Переслаивание мелкозернистых песчаников с кремнистыми аргиллитами зеленого цвета. Мощность кремнистых прослоев 20—50 см 6 м.
16. Крупнозернистые туфопесчаники и гравелиты 4 м.
17. Зеленые кремнистые алевролиты 8 м.
18. Зеленые и серые среднезернистые туфопесчаники с прослоями кремнистых аргиллитов мощностью до 20—25 см и алевролитов с карандашной отдельностью мощностью до 80 см 12 м.
19. Зеленые алевролиты 3 м.

Породы, обладающие крутым (60—75°) западным моноклинальным падением, скорее всего, смяты в серии узких складок шириной в 10—20 м и амплитудой до 30—50 м.

В Кенсайранском врезе складки обнаруживаются с трудом, но юго-восточнее на отдельных участках врезов по правым притокам р. Медес они видны отчетливо как на аэрофотоснимках, так и на местности, особенно при благоприятном боковом освещении скальных выходов. Однако отсутствие закономерных ориентировок трещиноватости и четких слоистых текстур не позволяет геологу видеть эти складки непосредственно под ногами.

В приведенном разрезе косистекские породы, среди которых преобладают туфопесчаники ( $\approx 60\%$ ), на западе контактируют по надвигу с шаровыми базальтами, а на востоке перекрываются красными яшмами сакмары. Западнее зим. Кенсайран в пределах узкой дугообразной полосы обнажаются те же туфопесчаники, кремнистые аргиллиты и кремни косистека, дающие к тыльной и фронтальной части дуги как будто бы постепенные переходы в зеленоватые и бурые слоистые кремни, аналогичные сакмарским.

Крупный пакет пологих лежащих складок косистекской свиты вскрывается во врезе вдоль излучины р. Косистек (рис. 18, 19). На протяжении 1,3 км с запада на восток здесь обнажаются с шириной выхода в м:

|   |        |
|---|--------|
| 1. Туфопесчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов мощностью до 1 м . . . . .  | 15 м.  |
| 2. Алевролиты со слоями туфопесчаников и кремнистых аргиллитов мощностью 0,3—0,8 м. . . . .   | 18 м.  |
| 3. Брекчии с обломками песчаников, алевролитов и аргиллитов . . . . .   | 10 м.  |
| 4. Алевролиты с карандашной отдельностью . . . . .  | 3 м.   |
| 5. Туфопесчаники . . . . .  | 2 м.   |
| 6. Алевролиты с карандашной отдельностью . . . . .  | 2 м.   |
| 7. Туфопесчаники . . . . .  | 1 м.   |
| 8. Алевролиты с карандашной отдельностью . . . . .  | 4 м.   |
| 9. Туфопесчаники . . . . .  | 2 м.   |
| 10. Алевролиты с карандашной отдельностью . . . . .   | 2 м.   |
| 11. Туфопесчаники . . . . .   | 2 м.   |
| 12. Алевролиты с карандашной отдельностью . . . . .   | 2 м.   |
| 13. Туфопесчаники . . . . .   | 1 м.   |
| 14. Алевролиты с карандашной отдельностью . . . . .   | 5 м.   |
| 15. Брекчии . . . . .   | 7 м.   |
| 16. Туфопесчаники с косою слоистостью . . . . .   | 1 м.   |
| 17. Алевролиты с карандашной отдельностью . . . . .   | 14 м.  |
| 18. Брекчии . . . . .   | 2 м.   |
| 19. Далее то же чередование алевролитов с карандашной отдельностью, туфопесчаников и маломощных пластов кремнистых аргиллитов . . . . . | 877 м. |
| 20. Переслаивающиеся туфопесчаники, алевролиты и брекчии . . . . .  | 135 м. |
| 21. Зеленые алевролиты с карандашной отдельностью и маломощными прослоями кремнистых аргиллитов . . . . .                               | 124 м. |
| 22. Красные кремнистые алевролиты и аргиллиты . . . . .   | 3 м.   |
| 23. Туфопесчаники . . . . .   | 21 м.  |
| 24. Брекчии бирюзовых и красных аргиллитов, алевролитов и туфопесчаников . . . . .  | 14 м.  |
| 25. Красные яшмы сакмарской свиты и марганценозные кремнистые аргиллиты. Встречаются прослойки пиролюзита мощностью 10—15 см . . . . .  | 23 м.  |

Попытка реставрации складок в этом сечении (рис. 18) приводит к заключению о том, что в основании косистекской свиты залегает преимущественно туфоалевролит-кремнисто-аргиллитовая толща с подчиненным развитием туфопесчаников и брекчий, обычно не превышающих по мощности трети разреза. Мощность этой толщи более 250 м. К ней относятся слои 4—19 косистекского разреза.

В верхней части разреза косистекской свиты преобладают грубозернистые туфопесчаники и брекчии, а среди туфоалевролитов и кремнистых аргиллитов появляются маломощные прослои красных кремнистых аргиллитов, присутствующих в виде обломков в брекчиях. Мощность верхней толщи превышает 250 м. К ней относятся слои 1—3 и 20—24 косистекского и большая часть кенсайранского разрезов.

Бирюзовые и красные кремнистые аргиллиты косистекской свиты почти повсеместно содержат многочисленные реликты радиолярий плохой сохранности (рис. 20, ж). По определениям Б. Б. Назарова, они представлены формами *Porodiscus* sp. и *Astroentactinia* sp., типичными для нижне-среднеордовикских отложений Байконурского синклинория. Учитывая несопоставимость разрезов косистекской свиты с тонкозернистыми и карбонатными породами нижнего ордовика, можно предполагать, что косистекская свита имеет средне-верхнеордовикский возраст. Б. Б. Назаров указывает, что в красных аргиллитах косистекской свиты присутствуют радиолярии *Helioentactinia bakanasensis* N a z. sp. n., *Entactinia* sp. ? Discoidea и неясные проблематичные образования рода *Ulcundia*. Этот набор он считает типичным только для среднего — верхнего ордовика. По литологии слагающих пород косистекская свита близка к тойманской (рис. 20, а), обнажающейся в узком меридиональном Балкынбай-Домбаровском грабене Восточно-Мугоджарского антиклинория, для которой принимается тот же возраст.

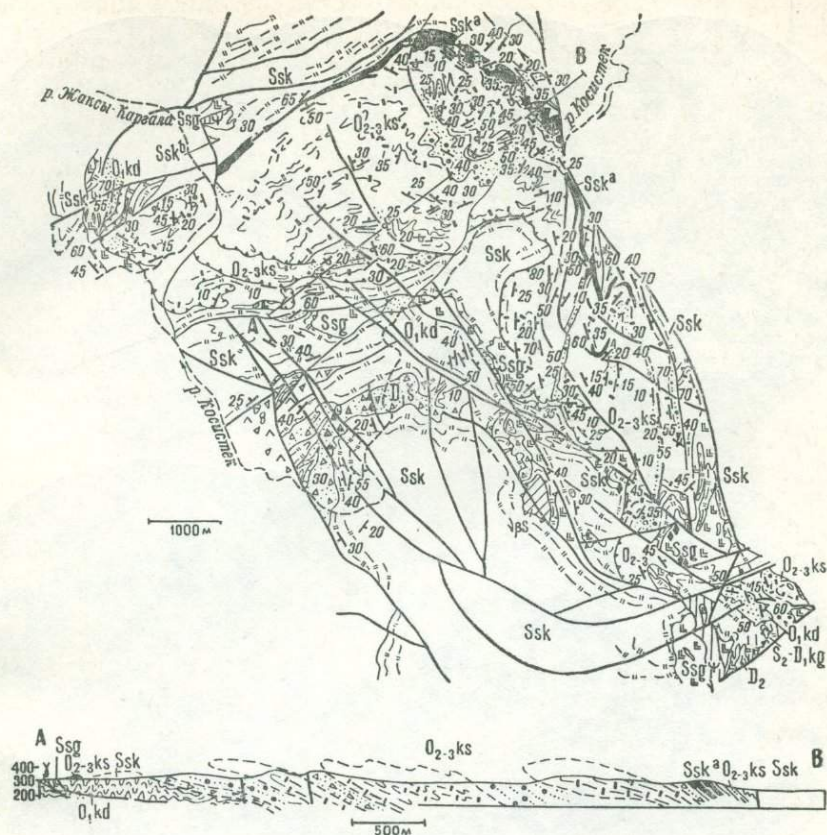


Рис. 18. Схема геологического строения Косистекского участка развития косистекской свиты в районе Жаксы-Каргалинской плотины.



Рис. 19. Лежание складки в туффилах косистекской свиты. Врез по р. Косистек.

Указания В. Г. Кориневского (1974<sub>2</sub>) на наличие в косистекских брекчиях обломков черных фтанитов (радиоляритов) с фауной граптолитов нижнего лландовери справедливо, однако во всех пунктах своего развития эти брекчии являются тектоническими, содержат кроме крупных глыб и мелких обломков фтанитов деформированные экзотические глыбы разнообразных пород, вплоть до карбонат-серпентинитовых милонитов. Судить о возрасте косистекской свиты по этим чужеродным обломкам не представляется возможным, поэтому

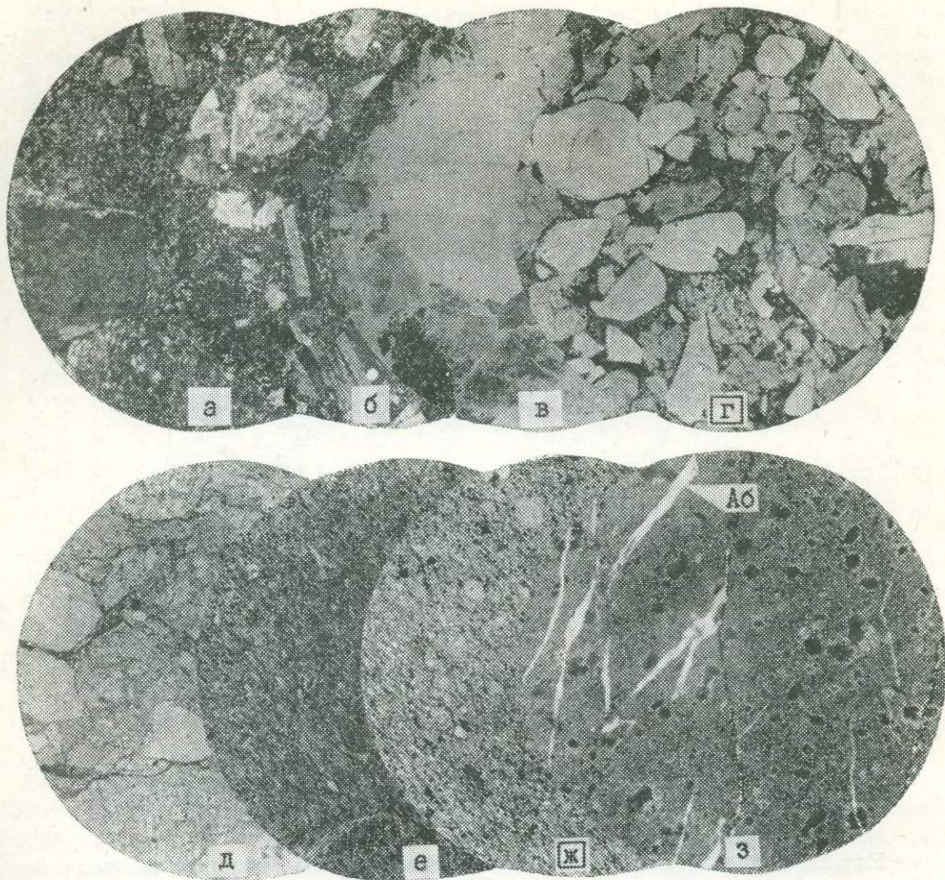


Рис. 20. Микрофото шлифов пород косистекской свиты Сакмарской зоны и тойманской свиты Восточно-Мугоджарского антиклинория.

*а* — шл. 30/3-72, ник. +, дацитовый фельзит-порфир тойманской свиты Балкынбай-Домбаровского грабена; *б* — шл. 29/10-71, ник. +, дацитовой туф, обломок из брекчий верхов косистекской свиты вреза по р. Косистек; *в* — шл. 16/4-71, ник. +, албитизированный туфопесчаник, альбит развивается в форме пертитов замещения в первичном олигоклазе, там же; *г* — шл. 7/4-72, туфопесчаник с бухтообразным кварцем, к юго-востоку от с. Коктогай; *д* — шл. 35/1-71, типичная косистекская брекчия, у Каргалинской плотины; *е* — шл. 7/8-72, пепловый туффит из рогульчатых обломков кислого стекла, юго-восточнее с. Коктогай; *ж* — 37/1-73, кремнистый аргиллит с реликтами радиоларий, в 4 км к северо-западу от с. Новотроицкое; *з* — шл. 37/4-73, адиол по кремнистому аргиллиту с пятнами сегрегированных вторичных минералов (хлорит + эпидот) и жилками альбита, там же.

возрастная параллелизация косистекской и сугралинской свит кажется маловероятной.

Типичные туфопесчаники косистекской свиты — среднезернистые бирюзовые породы, состоящие на 30% из угловатых и округлых кристаллов кварца, во многих разностях напоминающих бухтообразный «эффузивный» кварц, 30—40% кристаллов и обломков кристаллов олигоклаза (№ 32, 30, 27) и обломков различных пород в хлоритизированном обломочном цементе (рис. 20, *в*, *г*).

Среди обломков пород встречаются кремнистые аргиллиты, разнообразные альбитофиры, окисленные и хлоритизированные базальты и диабазы, не похожие на сугралинские.

Алевритовые разновидности косистекских пород имеют практически тот же состав, отличаясь более угловатыми обломками крис-

таллов кварца и плагиоклаза. Эти обломки зачастую как бы плавают в мелкообломочном цементе, в котором при параллельных николях удается различить мелкие рогульчатые частицы, напоминающие частицы пепловых туфов. Подобные пепловые туфы иногда группируются в самостоятельные слои мощностью до 20 см (рис. 20, е).

Довольно часто встречающиеся кремнистые аргиллиты представляют собой очень тонкозернистые, зачастую криптозернистые слоистые породы, содержащие до 5% разобщенных между собой остатков радиолярий (рис. 20, ж; 21).



Рис. 21. Характер слоистости в кремнистых аргиллитах губерлинской (косистекской) свиты. Северный берег р. Урал, юго-западнее пос. Хабаровый (т. н. 47/4-73).

Для всех разновидностей косистекских пород чрезвычайно характерна бирюзовая окраска. Просмотр шлифов убеждает, что она связана с диагенетическими изменениями пород на морском дне в условиях повышенных теплопотоков и представляет собой один из типов конседиментационного зеленокаменного метаморфизма.

В грубозернистых туфопесчаниках обломочный олигоклаз почти повсеместно несет следы интенсивного замещения шахматным альбитом, который сначала «съедает» периферию обломков, а затем развивается и в их центре по системам разноориентированных трещин. Содержание такого альбита достигает 30%, а его распределение в обломках напоминает пертиты замещения (рис. 20, е). В тонкообломочных породах постоянно присутствует масса разноориентированных, часто повторно деформированных тончайших жилок альбита (рис. 20, з). При более сильном увеличении видно, что тонкие осадки представляют собой микрогранобластовые агрегаты с существенным содержанием вторичных альбита, хлорита (селадонита?) и эпидота, образующих агрегаты зерен до 0,5 мм в диаметре и сообщающих столь своеобразную, маркирующую окраску этой толще почти во всех районах ее распространения. Следует заметить, что скелеты всех радиолярий в породах свиты замещены альбитом, иногда ассоциирующим с двумя непрременными спутниками.

В верхах свиты появляются слои более богатых радиоляриями красных аргиллитов, полимиктовых песчаников и разнообломочных (иногда гигантообломочных, с размерами обломков до 1 м при их

угловатых формах) брекчий, в составе которых присутствуют все типы пород косистекской свиты (рис. 20, *д*), включая глыбы дацитовых порфиров (рис. 20, *б*), обломки красных и бирюзовых кремнистых аргиллитов с радиоляриями. Образование таких брекчий, несомненно, связано с обрушением бортов подводных каньонов.

По составу туфопесчаники и алевролиты косистекской свиты хорошо соответствуют вулканогенным породам липаритового и дацитового состава, поэтому кажется вполне логичным стремление В. Г. Кориневского считать породы косистекской свиты верхней ветвью дифференциации сугралинских базальтоидов, чему не противоречит вроде бы стратиграфически согласное залегание сакмарской свиты на косистекской. Более того, проведенный нами в составе уральской тектонической экскурсии 1972 г. осмотр разрезов силурийских толщ восточного склона Среднего Урала в районе р. Багаряк показал черты определенного сходства пород косистекской свиты с толщей дацит-липаритовых туфов и туффитов, залегающей на мощном разрезе андезитовых подушечных лав и литотуфов и перекрытой известняками венлок-лудлова. В основании дацит-липаритовой толщи у с. Зотино залегает несколько горизонтов черных фтанитов с лландоверийскими граптолитами, что делает это сходство еще более разительным.

Допуская возможность предложенного В. Г. Кориневским варианта, мы отдаем предпочтение варианту с ордовикским возрастом косистекской свиты, так как он лучше объясняет совокупность имеющихся фактов — возраст радиолярий, адинолизацию косистекских пород и их пересечение габбро-диабазовыми силлами, сходными с сугралинскими базальтами.

## СИЛУР

### Сугралинская свита

Сугралинская свита весьма широко развита в Сакмарской зоне. Она обнажается на севере по р. Суграла, в верховьях р. Калымбай, на левобережье р. Терекла, а на юге — в верховьях рек Бутак, Карабутак, Жаксы-Каргала и в низовьях р. Кокпекты. Крупным по площади выходам сугралинской свиты соответствуют пенепплены, расчлененные очень густой и разветвленной сетью мелких ложков. На территории Орь-Илекского антиклинория мелкие выходы сугралинских пород в ассоциации с сакмарскими кремнями отмечены у северных и южной периклиналей.

Предшественники отмечали пестроту состава и строения свиты, обилие в ней осадочных и туфогенных прослоев. В Косистекском районе В. Г. Кориневский (1974<sub>2</sub>) выделял три типа разрезов разновозрастных, как ему представлялось, отложений: косистекский плагиолипаритовый туфогенно-осадочный, байтерекский — преимущественно андезитовый осадочно-эффузивный и бутакский базальтовый эффузивный (Абдулин, 1973). Раннесилурийский возраст всех этих образований определялся по граптолитам, найденным в «линзах и прослоях» черных фтанитов, включавшихся в разрезы каждого типа.

Детальное картирование показало, что черные фтаниты нельзя считать линзами и прослоями внутри перечисленных типов разрезов и тем самым доказывать разновозрастность различных по составу толщ. Обнаружилось, что на всех участках своего развития сугралинская свита сложена монотонными по составу основными эффузивами. Пестрота ее обусловлена не чередованием лав с туфогенными и осадочными прослоями, которые практически отсутствуют, а разной

степенью кристалличности слагающих ее пород и обилием в них интрузивных и протрузивных тел, а также тектонических клиньев других свит.

Сами сугралинские эффузивы повсеместно сильно трещиноваты, брекчированы, на востоке рассланцованы. Лишь в редких обнажениях, например, в низовьях р. Куагаш, береговых обрывах рек Кокпекты — севернее устья ручья Шандаша (рис. 22), Бутак и Алимбет удаётся



Рис. 22. Выходы подушечных лав сугралинской свиты по правобережью р. Кокпекты в ее среднем течении (т. н. 38-73).

установить их принадлежность к шаровым и подушечным лавам простого и сложного строения.

На правобережье р. Алимбет видно, что шаровые лавы с диаметрами эллипсоидных шаров до 50—70 см переходят вглубь в линзовидно-подушечные, причем краевые части шаров и подушек сложены более стекловатыми пузыристыми и миндалекаменными, а внутренние — плотными крупнометельчатыми вариолитами.

В большинстве других обнажений краевые части шаров и подушек также сложены закаленными вариолитами, а центральные части — мелковкрапленниковыми до крупнолейстовыми разностями базальтов и даже диабазами. Межподушечное пространство заполнено брекчиями стекловатых базальтов, замещено кальцитом, хлоритом, эпидотом и кварцем. В нескольких пунктах во врезе по ручью Шиликта Вторая в ассоциации с сугралинскими лавами встречены «линзы» бесструктурных красных яшмовидных пород мощностью до 40 см, а в балке северо-западнее пос. Новотроицкий подобран образец полосчатой красной яшмы с реликтами радиолярий. Этими находками и ограничивается набор осадочных пород, сопровождающих сугралинские эффузивы. Все остальные «прослои» хорошо отождествляются с породами эбетинской, чаушской, кидрясовской, косистекской и сакмарской свит, так что включение их в разрезы сугралинской свиты неправомерно.

Мощность свиты остается весьма проблематичной. Многие ее выходы принадлежат относительно тонким тектоническим пластинам. В верховьях р. Бутак при ширине выхода сугралинских пород 1,5 км трижды появляются антиклинальные выступы сланцев докембрия

(рис. 23, разрез № 2). В междуречье Куагаш — Коклекты ширина выхода сугралинской свиты достигает 7 км, но на этом пространстве в базальтах-диабазы сугралы фиксируются три крупные синклинали из пород кидрясовской, косистекской и сакмарской свит. В разрезе по левому притоку р. Бутак как будто в моноклинальном залегании мощность сугралинских пород превышает 1800 м. Примерно такие же мощности ( $\approx 2$  км) снимаются с отстроенных нами схематичных профилей через Сакмарскую зону.

Кое-где сугралинские базальты и диабазы (западнее развалин Акай, севернее с. Новотроицкое и в других местах) перекрываются с размывом нашлапками слоистых граувакк, чередующихся с темными кремнистыми алевролитами и аргиллитами, однако находки радиолярий и флористических остатков свидетельствуют об эйфельском возрасте таких останцов.

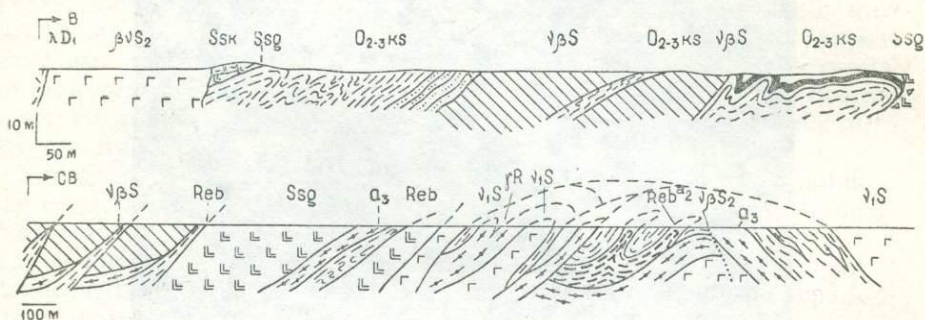


Рис. 23. Разрезы сугралинской свиты и ее аналогов.

Вверху разрез № 11, демонстрирующий прорывание, филлитизированных туффитов и красных яшм (черное) косистекской свиты субвулканическими диабазы — аналогами сугралинской свиты, левобережье р. Карабутак, юго-западнее с. Кызылфлот. Внизу разрез № 2, показывающий взаимоотношения между лавами и субвулканами сугралинской свиты, докембрийскими сланцами и тассайскими габброидами западной части Кемпирсайского массива в верховьях р. Бутак.

В связи с тектоническим характером контактов сугралинских эффузивов с вмещающими породами и обилием пестрых по составу приконтактных брекчий возраст сугралинской свиты мог бы превратиться в неразрешимую проблему, если бы не наличие аналогичных сугралинским эффузивам субвулканических диабазов, прорывающих породы косистекской свиты в низовьях р. Куагаш и по левому притоку р. Карабутак (рис. 23, разрез № 11).

Субвулканические образования, довольно слабо развитые среди сугралинских пород в южной части Сакмарской зоны, чрезвычайно широко распространены на севере, по южному берегу р. Урал.

На юге Сакмарской зоны многочисленные силлы и дайки диабазов с тонкозернистыми краевыми зонами особенно часты среди пород докембрия и косистекской свиты. Мощность тел варьирует от 5 до 100—150 м. Степень кристалличности пород очень высокая, и они приближаются к габбро-диабазам из тел, прорывающих сугралинские шаровые лавы. Наиболее представительный силл габбро-диабазов с габбровыми сгустками встречен на северном берегу р. Куагаш, недалеко от ее устья. Мощность силла составляет около 3 м. На отрезке в 100 м он залегает практически горизонтально, разбиваясь лишь системами сбросов с близвертикальным падением.

На севере Сакмарской зоны субвулканическими массивами заняты обширные поля, не уступающие по площади выходам пород

сугралинской свиты. Здесь выделяются два типа тел — дайки и крупные изометричные или вытянутые массивы.

Наиболее эффектные выходы даек мощностью 10—20 м отмечаются в обрывах цокольной террасы р. Урал западнее с. Сарытогай. Шаровые базальты сугралинской свиты с «давленной» кристаллических известняков прорываются вертикальными дайками диабазов — габбро-диабазов мощностью более 20 м, которые, в свою очередь, пересекаются вертикальными же дайками грубопорфировых диабазовых порфиритов с крупными вкрапленниками основного плагиоклаза. Порфириты имеют мощность около 10 м и оторачиваются на контактах маломощными (около 20 см) дайками флюидальных фельзитов.

Аналогичные дайки обнаруживаются во многих выходах сугралинских базальтов. Они деформированы совместно с вмещающими породами и практически не поддаются картированию (рис. 24).

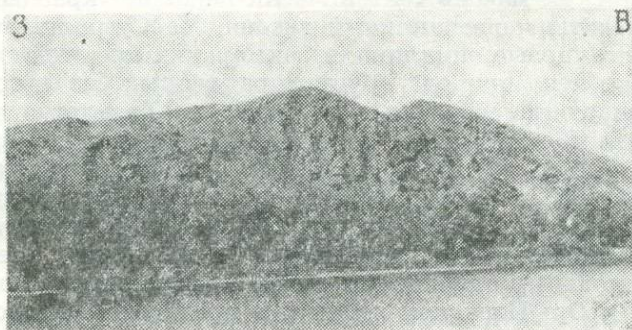


Рис. 24. Sheet-комплексы из многочисленных близвертикальных диабазовых даек, разделенных узкими блоками сугралинских лав.

Северный берег р. Урал, западнее устья Каменной речки (РСФСР).

Крупные субвулканические массивы обычно лучше выделяются на фоне сугралинских базальтоидов по свойственному им более расчлененному рельефу и бугорчатому характеру выходов в отличие от мягких очертаний сопок, сложенных базальтоидами. Наиболее представительными массивами этого типа являются Коктогайский и Сугралинский, размещающиеся в низовьях рек Коктогай и Сугралы. Размеры их составляют  $2,5 \times 1,5$  км, однако они являются лишь будинами более крупных тел, обнажающихся в раздробленном виде на значительных площадях в основании сугралинской свиты. Мощность их, судя по относительным превышениям, не менее 200 м. Контакты с вмещающими породами сугралинской свиты выражены очень нечетко, так как обычно сорваны по разломам, замаскированы зонами краевых катаклазитов, брекчий и протрузиями серпентинитов. Все же местами удается увидеть, что краевые зоны тел сложены базальтовыми вариолитами. В глубь и к центру тел начинается хаотическое чередование среднезернистых габбро-диабазов с тонкозернистыми и почти афировыми разностями. В одних случаях отмечается слоевое совместное близвертикальное течение разных типов пород, в других — породы обладают брекчиевидным строением. Слабо раскристаллизованные базиты в виде полос, пятен, округлых и угловатых ксенолитоподобных обломков размерами от  $1 \times 3$  до  $10 \times 10$  см «плавают» в среднезернистых диабазах, давая к ним резкие и постепенные переходы. Следы хаотического течения устанавливаются в

плохо раскристаллизованных разностях по порфировым выделениям и гломеропорфировым сгусткам темноцветных минералов, темным линзам. В хорошо раскристаллизованных разностях следы течения проявляются по ориентировке порообразующих минералов и гнейсвидности.

Подобный Коктогайскому и Сугралинскому массив отмечен и на юге Сакмарской зоны, южнее с. Каргалы. Он занимает площадь более  $1,5 \text{ км}^2$ , сложен «хаосом» разнозернистых брекчиевидных габбро-диабазов. У выхода в долину р. Жаксы-Каргала в вертикальном хорошо обнаженном сечении виден переход среднезернистых габбро-диабазов в базальты на расстоянии в 3 м, причем слабо раскристаллизованные разности характеризуются шаровой отдельностью.

Коктогайские габбро-диабазы прорваны маломощными жилками плагиогранитов, обособляющихся в восточной части массива в более крупной теле.

Каргалинский массив тектонически перекрыт красными яшмами сакмарской свиты и песчаниками девона. На Сугралинском массиве встречены останцовые синклинали сакмарских кремней.

Не совсем ясна природа крупновкрапленных базальтовых порфиритов, размещающихся среди сугралинских базальтов на северном берегу р. Калымбай, западнее ее устья. Они картируются в виде тела шириной до 500 м, кое-где протруднуемого красными алевролитами и песчаниками, и, возможно, также являются субвулканическими.

Как указывалось выше, на территории Орь-Илекского антиклинория сугралинская свита практически отсутствует. Небольшие по площади выходы ее отмечаются лишь в пограничной полосе между Сакмарской и Орь-Илекской зонами, в пределах Чкаловского блока. Здесь сугралинские базальты, перекрываемые кремнями сакмарской свиты, залегают в виде покрова, надвинутого на куагачские эффузивы и прорванного на востоке гипербазитами Кемпирсайского массива, хотя контакт носит протрузивный характер, и базальты во многих пунктах не несут признаков метаморфизма. Самый крайний восточный выход сугралинских базальтов, затронутых дислокационным метаморфизмом, отмечается в 14 км восточнее Чкаловского блока. Здесь, в низовьях р. Тыгаша, базальты, перекрытые сакмарскими кремнями, слагают клин северо-восточного простирания шириной максимум 100—150 м и длиной 6 км, контактирующий на юге с гипербазитами восточной периферии Кемпирсайского массива, а на севере — с рассланцованными алевролитами и песчаниками кидрясовской свиты.

В ядре и на крыльях Орь-Илекского антиклинория размещается огромное количество базитовых силлов и факолитов. Часть тел, особенно сформированных крупновкрапленными диабазовыми порфиритами, наверняка образовалась синхронно с сугралинской свитой.

Крупновкрапленными порфиритами сложены лишь единичные тела (факолиты), развитые близ контактов кидрясовских и чаушских песчаников. Одно из тел имеет размеры  $500 \times 150 \text{ м}$  и размещается в своде антиклинали, затрагивающей и сакмарские кремни. Порфириты сильно брекчированы и эпидотизированы, рассланцевание проявлено резко, но локально. В краевых частях тел порфириты более мелкозернистые и миндалекаменные.

В петрографическом отношении сугралинские породы довольно монотонны. Разновидности с крупными (1—2 см) вкрапленниками лабрадора редки. Они обладают долеритовыми структурами и, возможно, принадлежат субвулканическим телам (рис. 25, ж).

Гсраздо более типичны мелковкрапленниковые разности базальтов, причем размеры вкрапленников обычно составляют 0,2—1 мм, реже достигают 0,7—1,5 мм. Эти вкрапленники представлены лейстами лабрадора-битовнита (№ 60—70 до № 80) и изометричными кристалликами авгита, иногда группирующимися в гломеропорфировые сростки. Очень часто авгит сростается с одним или несколькими «перекрестными» кристаллами плагиоклаза (рис. 25, г, д). Иногда в авгитовых вкрапленниках удается наблюдать структуру песочных часов. Количество вкрапленников варьирует от 2—5 до 10—15%. Краевые части потоков сложены обычно миндалекаменными разновидностями с массой мелких миндалин.

Основная ткань пород в краевых частях потоков либо интерсертальная (рис. 25, а), либо сферически или сноповидно-вариолитовая с размерами вариолей в 1 мм или первые миллиметры (рис. 25, б, в). Вариолы состоят из тончайших плагиоклазовых волокон с запутанными в них микросталликами клинопироксена. Иногда пироксен обособляется от полевошпатовых волокон, образуя «елочки» удлинённых кристалликов.

Не менее свойственны основной ткани пород микроструктуры в виде разнонаправленного «хаоса» лейст плагиоклаза длиной 0,5 мм, в промежутках между которыми размещается обычно замещенное бурым хлоритом или карбонатами стекло с мелкими выделениями ильменита, пироксенов и апатита (рис. 25, е). Замеры лейст дали состав андезина № 45, однако вряд ли этот состав первичен, так как плагиоклазы обычно сильно сосюритизированы и, возможно, замерам поддаются лишь краевые зоны лейст. Следующий характерный тип структур представлен тем же «хаосом» лейст, между которыми наряду со стеклом «сидят» агрегаты мелких кристалликов клинопироксена размерами 0,01—0,03 мм (рис. 25, ж). Структуры типа «хаоса лейст» типичны для внутренних частей потоков и являются переходными к диабазовым или долеритовым.

Значительно реже в сугралинских породах встречаются структуры типа «пилотакситового войлока» из ориентированных лейст плагиоклаза длиной 0,3 мм и реликтового стекла, замещенного обычным набором вторичных минералов.

Диабазы отличаются от описанных выше пород лишь более грубым обликом структур типа «хаоса лейст». Замеры состава плагиоклазов из этих лейст в свежих разностях диабазов дают от № 60—70 до № 30. Обычные их размеры — 0,5—1 мм, редко больше. Иногда присутствуют редкие мелкие вкрапленники, в 1,5—2 раза превышающие размеры лейст основной ткани. В промежутках между лейстами находятся ксеноморфные или идиоморфные пироксены (в последнем случае структура пород отвечает долеритовой) и замещенные вторичными продуктами реликты стекла (рис. 25, з). Пятна таких стекол сохраняются и в хорошо раскристаллизованных диабазах, так что породы сугралинской свиты полевики нередко называют базальто-диабазами.

Породы субвулканических тел в целом отличаются от сугралинских диабазов большей грубозернистостью (рис. 25, з, и). Размеры главных минералов достигают 1—3 мм. Кроме габбро-офитовых структур отмечаются габбровые с резким идиоморфизмом темноцветных минералов, а также нематогранобластовые. Плагиоклазы в породах отвечают зональным лабрадорам (№ 60—70 в ядрах), но иногда и более кислым разностям. В этом случае присутствуют интерстиционный кварц или гранофировые агрегаты. Пироксены соответствуют

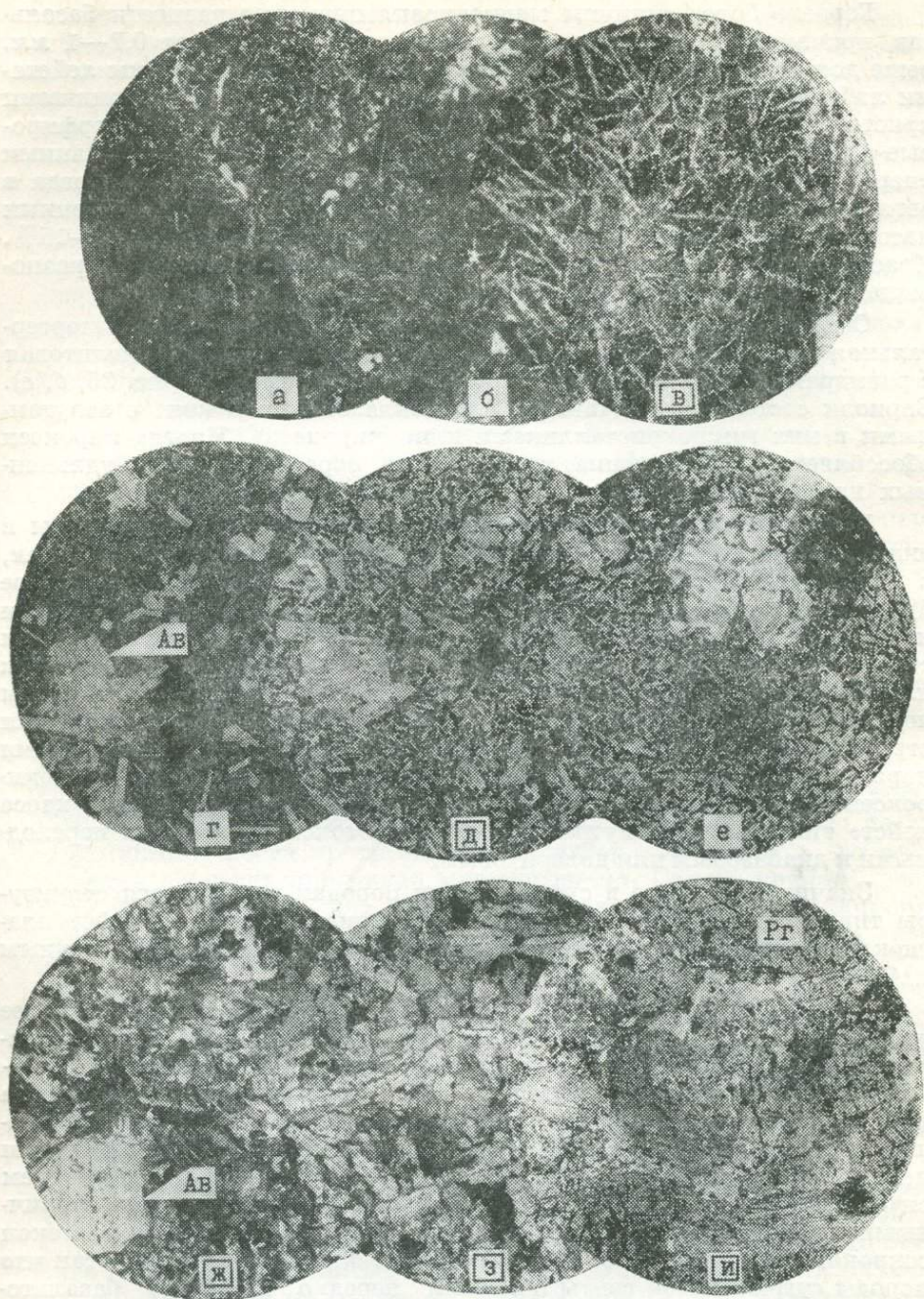


Рис. 25. Микрофото шлифов базальтов-диабазов сугралинской свиты и ее субвулканических аналогов.

*a* — шл. 49/2-73, базальт с интерсертальной структурой основной массы, западнее устья р. Калымбай; *б* — шл. 31/13-71, сноповидный вариолит, правобережье р. Жаксы-Каргала, южнее устья р. Карабутак; *в* — шл. 43/4-71, переход от сноповидных структур к структурам типа «хаос лейст», базальты центральной части подушки, правобережье р. Алимбет; *г* — шл. 27/2-71, мелкокрапленниковый пироксен-плагиоклазовый базальтовый порфирит, из подушечных лав низовьев р. Куагаш; *д* — шл. 4/17-71, базальтовый порфирит с микрофитовой основной массой, балка Хайнсай по правобережью р. Косистек; *е* — шл. 40/9-71, вариолит со спессартитоподобной структурой основной массы, юго-восточный край Коктогайского субвулканиче-

авгитам, однако преобладающим темноцветным минералом становится буроватая и зеленая роговая обманка.

Одним из типичных признаков субвулканических диабазов и габбро-диабазов является хаос слагающих их структурных разновидностей пород и значительно более интенсивное проявление зеленокаменного и динамотермального метаморфизма. Плаггиоклазы в них интенсивно сосюритизированы или «забиты» микроагрегатами зерен эпидота, сфена, кальцита. Клинопироксены (авгиты) замещены зеленой роговой обманкой уралитового типа, довольно часто нацело. Сама уралитовая роговая обманка замещается игольчатым актинолитом и хлоритом. Для многих разновидностей субвулканических амфиболитов характерны гнейсовидно-катакластические текстуры и присутствие сине-зеленой роговой обманки.

Краевые части субвулканических тел в случае их хорошей сохранности имеют вариолитовые зоны закалки. Мощность их измеряется десятками сантиметров, а в крупных телах и метрами. Краевые субвулканические вариолиты обычно обладают сферически-радиальным строением и насыщены мелкими кристаллами клинопироксенов весьма характерного призматического габитуса (рис. 25, е).

### Сакмарская свита

Кремни сакмарской свиты — наиболее типичные породы Сакмарской зоны. На севере они слагают изолированные скалистые гребни, господствующие в рельефе междуречья Алимбет — Терекла. На юге сплошные поля сакмарских пород формируют расчлененное плато Карабутакских гор и уходят в верховья Иткольская. Не менее широко сильнее метаморфизованные кремни этой свиты развиты по западному обрамлению и на северной и южной периклиналях Орь-Илекского антиклинория, где их выделяют в катралинскую свиту.

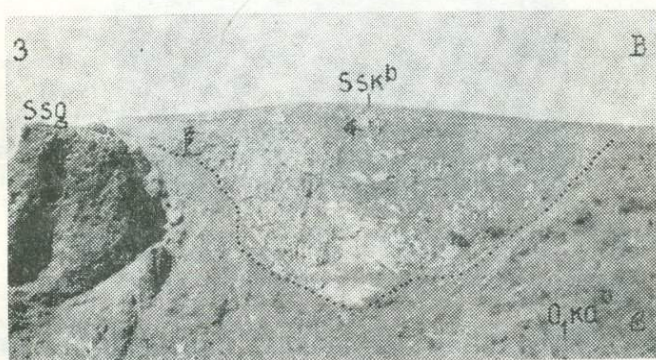


Рис. 26. Залегание черных фтанитов сакмарской свиты на кидрясовских песчаниках и алевролитах в верховьях р. Алимбет (западная часть Сакмарской зоны).

Темный увал в левой части снимка — блок сугралинских лав (т. н. 43/14-71).

Кремни сакмарской свиты имеют контакты с самыми различными породами. В верховьях р. Алимбет (рис. 26), в низовьях р. Ка-

ского массива; ж — шл. 42/7-71, долерит с разложившимся интерстициальным стеклом, правобережье р. Суграла; з — шл. 15/6-71, зеленокаменно-измененный диабаз из силла, прорывающего косистекские туффиты, разрез № 11; и — шл. 45/1-71, среднезернистый габбро-диабаз центральной части Коктогайского субвулканического массива.

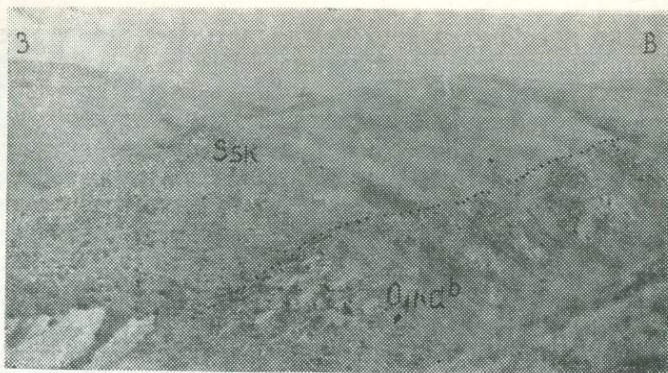


Рис. 27. Залегание кремнистых сланцев сакмарской свиты на кидрясовских алевролитах. Правобережье р. Эбита, недалеко от ее устья. Восточнее Сакмарской зоны.

лымбай и по периферии Орь-Илекского антиклинория (рис. 27) они перекрывают кидрясовские песчаники и алевролиты. На водораздельном пространстве между верховьями рек Алимбет и Терекла (рис. 28),

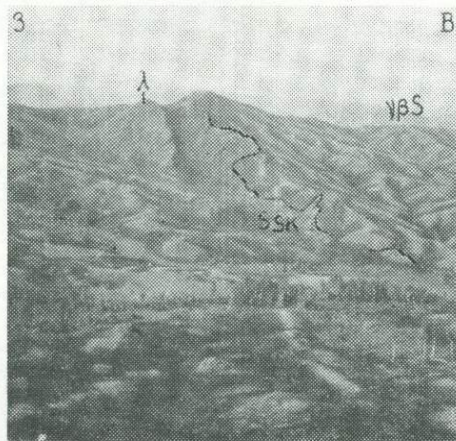


Рис. 28. Залегание сакмарских кремней на субвулканических габбро-диабазе Сугралинского массива. Левобережье р. Урал. Выс. 320,4 м (т. н. 42/10-71).

на левобережье р. Шаншар, в верховьях р. Карабутак и в районе зим. Чкалов красные яшмы и черные фтаниты сакмарской свиты залегают на сугралинских базальтах и субвулканах. Все перечисленные контакты сопровождаются зонами брекчий и являются тектоническими.

Менее значительные срывы проявляются между красными яшмами сакмары и кремнистыми аргиллитами и брекчиями косистекской свиты. Близкие к стратиграфическим перекрытия косистекской свиты отложениями сакмарской видны в районе зим. Кенсайран (рис. 29), на правобережье р. Косистек и восточнее балки Иткольсай. Все же и между косистекскими и сакмарскими породами преобладают сорванные контакты.

Вместе с тем нормальные стратиграфические перекрытия сакмарских пород шандинскими брекчиями и чанчарскими эффузивами отмечаются в верховьях ручья Акбулаксай, р. Шаншар, на правобе-

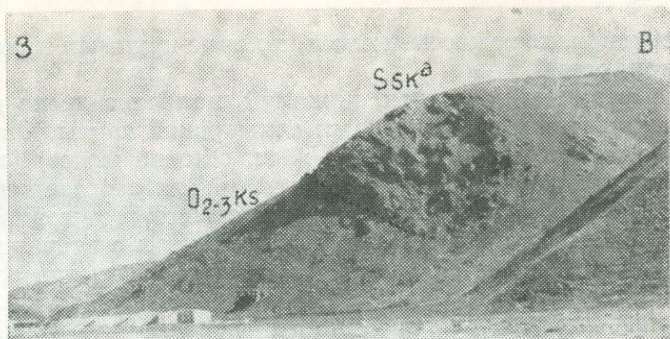


Рис. 29. Залегание перемятых красных яшм сакмарской свиты на бирюзовых и красных туффилах косистекской свиты в районе зим. Кенсайран.  
Выс. 295,5 м (т. н. 36/5-71).

режье р. Шанды, вблизи ее устья, в окрестностях с. Каргалы и во многих других пунктах. Весьма сложный характер складчатости в кремнистых образованиях свиты (рис. 30) и не менее сложные взаимоотношения с породами других свит не позволяют уверенно судить о ее полной мощности и деталях внутреннего строения.

Главные породы сакмарской свиты — красные яшмы, красные глинисто-карбонатные породы, розоватые и зеленые кремни, черные фтаниты — радиоляриты и серые кремни. Широко развиты также кремнистые брекчии, большая часть которых имеет постседиментационное тектоническое происхождение (Авдеев, Сеитов, 1973<sub>1,2</sub>).

Красные яшмы и глинисто-карбонатные породы тяготеют к меридиональной Кенсайранско-Каргалинско-Иткольсайской полосе, где они «стратиграфически» перекрывают бирюзовые кремнистые аргиллиты и конседиментационные песчано-аргиллитовые брекчии косистекской свиты. Мощность этой нижней, «красноцветной», части сакмарской свиты варьирует от 5 до 20 м. Красные яшмы и их менее интенсивно окрашенные гидрокислами железа разности содержат остатки мелких радиолярий. Фациальными аналогами красных яшм, по-видимому, являются красные мелкокристаллические карбонатные породы с существенным содержанием железа и марганца, встреченные западнее слияния рек Медес и Калымбай. «Красноцветные» породы сакмарской свиты сопровождаются марганцевым оруденением, причем концентрации окислов марганца обязаны своим происхождением гипергенному обогащению первичных кремнисто-кар-

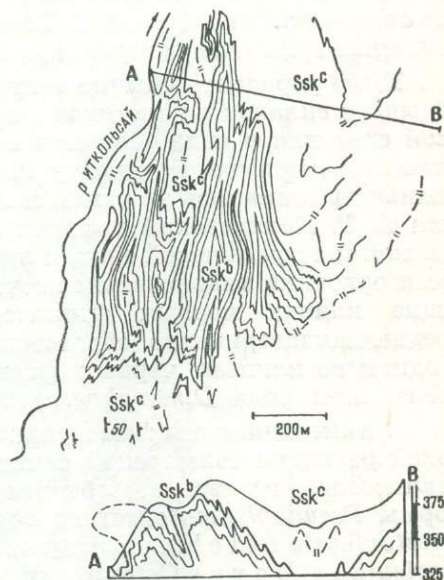


Рис. 30. Схема геологического строения площади развития сакмарской свиты в низовьях балки Иткольсай.  
Выс. 397,3 м (т. н. 20/6-71).

бонатных осадков, хотя несомненно и наличие крупных конседиментационных конкреций.

Черные фтаниты являются, пожалуй, наиболее легко диагностируемыми и характерными породами сакмарской свиты. Они слагают относительно маломощный (до 20—50 м, обычно менее) маркирующий горизонт, приуроченный к средней части разреза свиты, но в связи с частым развитием тектонических срывов этот горизонт нередко оказывается в «основании» свиты в контактах с песчаниками или алевролитами кидрясовской свиты, а также базальтами-диабазами сугралинской свиты силура.

Фтаниты — черные, с поверхности нередко осветленные тонко-слоистые кремнистые породы с массой остатков радиолярий, граптолитов и с маломощными прослойками тонкодисперсных сингенетических сульфидов — марказита и пирита. В низах горизонта весьма обычны светлые линзочки фосфатов мощностью 2—5 см, нередко имеющих тупоовальные ограничения. Мощность фосфатных прослоев, количество граптолитового детрита и сингенетических сульфидов вверх по разрезу горизонта уменьшаются, окраска фтанитов меняется от черной к сероватой и буроватой.

В низах горизонта обычны граптолиты среднего лландовери *Pristiograptus concinnus* (Larw.), *Glyptograptus tamariscus* (Nich.), *Rastrites approximatus* Perner, *R. cf. perigrinus* Barr., *Petalograptus ovato-elongatus* Kurek., *Campograptus elegans* Koren., *Climacograptus* sp., *Pernerograptus* sp., *Dimorphograptus* sp. и др.

Низы горизонта обычно залегают в виде тектонических клиньев, обрывков складок в подстилающих породах кидрясовской и сугралинской свит или в виде обломков в брекчиях подошвы тектонических пластин, например, по фронту Косистекского покрова. Именно эти клинья принимались за линзы и прослой черных фтанитов, по которым В. Г. Кориневский пытался определить возраст «немых» косистекской и сугралинской свит, и лишь богатые фаунистическими остатками ордовика кидрясовские песчаники и алевролиты, также вмещающие клинья черных фтанитов, избежали участи перевода в среднелландоверийские образования. В. Г. Кориневский обнаружил в одном из клиньев черных фтанитов даже нижнелландоверийские граптолиты рода *Dimorphograptus* sp.

В антиклинальных выступах черных фтанитов среди крупных полей развития сакмарской свиты, то есть в более высокой части фтанитового горизонта, обычны верхнелландоверийско-венлокские формы *Pseudoplegmatoraptus obesus* (Larw.), *Monoclimacis* ex gr. *griestoniensis* (Nich.), *Spirograptus minor* Bouček, *Spirograptus turriculatus* (Barr.), *Octavites spiralis* (Geinitz).

Наконец, в верхах горизонта появляются нижнелудловские граптолиты *Monograptus nilsoni* Barr., *M. bohemicus* Barr., *M. kuznetsovi* Tschern., *Pristiograptus bohemicus* Barr., *Pr. ludlovensis* Bouček (по сборам В. Г. Кориневского).

Б. Б. Назаровым (1975) в черных фтанитах установлены радиолярии типа крупных *Discoidea*, реже *Sphaeroidea* (*Thecentactinia indeterminata* Naz. sp. n., *Astroentactinia crubellata* Naz. sp. n., *Tetrenactinia puncticulosa* Naz. sp. n. и др.). Определения и фото радиолярий, выполненные Л. С. Усольцевой по нашим материалам, приведены на рисунке 31.

Верхняя часть разреза свиты сложена грубослоистыми и бугристо-слоистыми серыми, зеленовато- и буровато-серыми, иногда красноватыми криптозернистыми кремнями мощностью до 100—200 м,

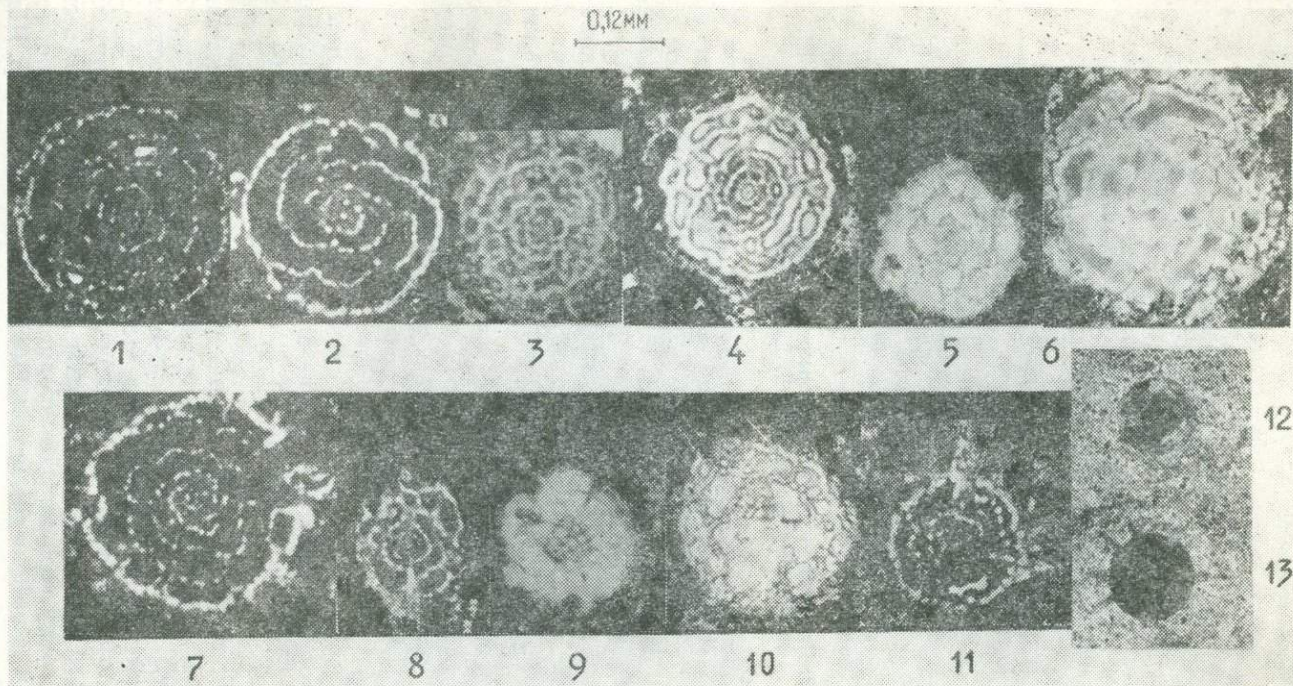


Рис. 31. Микрофото радиоларий из черных фтанитов сакмарской свиты (определения и фото Л. С. Усольцевой по шлифам А. В. Авдеева и Н. С. Сентова).

1—6 — *Porodiscus* sp.; 7—10 — *Xiphodictya* sp.; 11 — *Staurodictya* sp.; 12, 13 — *Archidiscus* sp.; 1—6 — из т. н. 264; 6,9 — из т. н. 27/3-71; 10 — из т. н. 12/7-72; 11 — из т. н. 263; 12, 13 — из т. н. 12/6-72. Привязка точек наблюдений: 27/3-71 — 0,72 км по аз. ЗСЗ — 275° от развалин Акай; 12/6-72, 12/7-72, 263, 264 — междуречье Калымбай — Медес, выходы черных фтанитов из-под девонских эффузивов.

обедненными органическими остатками, среди которых присутствуют лишь крупные редкие радиолярии плохой сохранности.

Здесь нередки мощные (5—10 м) пласты крупноконкреционных кремней. Конкреции имеют ритмично-полосчатое concentрическое внутреннее строение и диаметры до 60 см — 1 м, напоминая гигантские оолиты (рис. 32, 33).

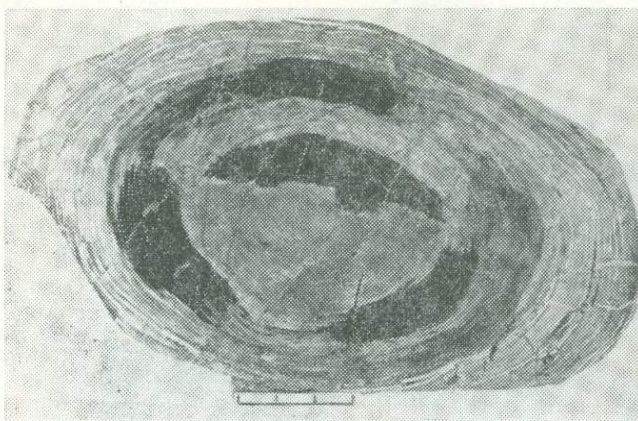


Рис. 32. Ритмично-слоистая конкреция из кремней сакмарской свиты. Коллекция В. Г. Кориневского.

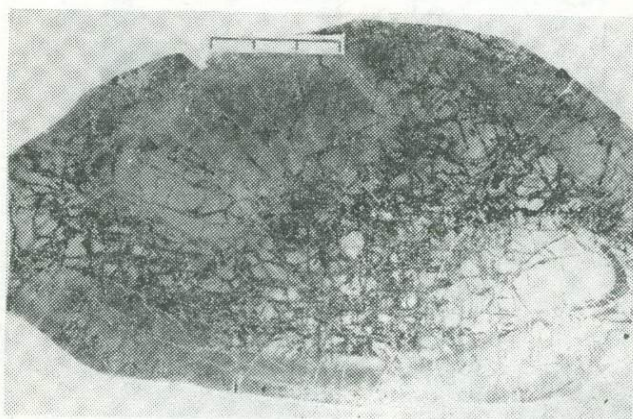


Рис. 33. Брекчиевидное ядро крупной конкреции из кремней верхов разреза сакмарской свиты юго-восточнее с. Коктогай (т. н. 7/12-72).

Выше серых кремней с постепенными переходами к ним залегают голубоватые и красные цефалоподовые известняки (рис. 34) с многочисленными нижнелудловскими фаунистическими остатками *Orthoceras alticola* Вагг., *Michelinoceras* cf. *micelini* (Вагг.), *Paracionoceras originale* (Вагг.), с остатками пелеципод и трилобитов (Абдулин, 1973). Отложения этой свиты Н. И. Леоненко выделены в карабутацкую свиту, развитую в среднем течении р. Карабутац и ручья Иткольсай, в районе развалин Заготскота по притоку р. Шанды, в верховьях р. Алимбет и в других местах.

Постепенные переходы к кремнистым отложениям сакмарской свиты и малая мощность карбонатной толщи (не более 10 м) вряд ли свидетельствуют в пользу ее самостоятельности. Скорее, ее нужно относить к верхам сакмарской свиты.

В. Г. Кориневский (1974<sub>2</sub>, 1974<sub>3</sub>) и С. В. Руженцев (1971) полагают, что линзы и прослои кремней, подобных сакмарским, присутствуют в разрезах терригенно-карбонатной кидрясовской, терригенно-кремнистой косистекской и базальт-диабазовой сугралинской свит. Детальное изучение показывает, что лишь в разрезах косистекской и сугралинской свит имеются сходные с сакмарскими, но весьма мало-

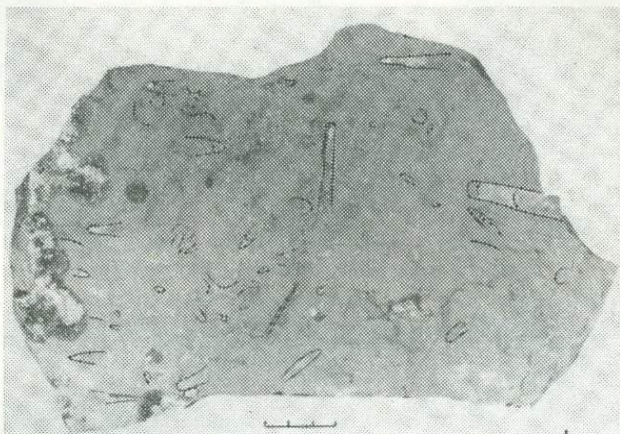


Рис. 34. Розовые известняки с остатками цефалопод. Правобережье балки Иткольсай (т. н. М-1/3-72).

мощные и редкие линзы красных кремнистых аргиллитов и яшм\*. Возможно, красные яшмы сакмарской свиты наиболее близки по возрасту к базальтам-диабазам сугралинской свиты.

Красные яшмы низов сакмарской свиты имеют слоистые и грубослоистые текстуры и состоят из криптокристаллического опалового материала, густо окрашенного гидроокислами железа и марганца, слабо просвечивающего в параллельных николях. Отдельные прослои содержат многочисленные реликты радиолярий, замещенных прозрачным халцедоном. Красные карбонатные породы низов разреза также обогащены гидроокислами железа и марганца и характеризуются идиоморфизмом карбонатов, образующих строгие ромбоэдры (рис. 35, *г*). Цефалоподовые известняки верхов разреза свиты обнаруживают в шлифах прекрасные органические структуры.

При микроскопическом изучении устанавливаются гелеподобные полуаморфные, микросферокристаллические и пятнисто-криптозернистые структуры и тонкослоистые текстуры сакмарских пород. В шлифах отмечается до 10—30% остатков радиолярий. Отдельные экземпляры обладают хорошей сохранностью скелета и даже иглами (рис. 35, *б*, *д*), однако более обычны бесструктурные псевдоморфозы халцедона по скелетам радиолярий размерами 0,1—0,2 мм, чистые от органических примесей и хорошо заметные в проходящем свете. Эти псевдоморфозы в черных фтанитах погружены в слоистую, нередко растресканную гелеподобную массу, первоначально состоявшую из полурастворенных остатков радиолярий в опаловом цементе, окрашенном органическим веществом в бурый цвет, причем содержание органики достигает 10%. В насыщенных органическим веществом прослоях появляются миллиметровые по мощности линзы, обогащенные тонкодисперсным (до 0,05 мм) марказитом и фосфатами. Последние представляют собой линзы кремней, обогащенные остатками

\* Таково же мнение В. Н. Колесникова (1974) для Оренбуржья.

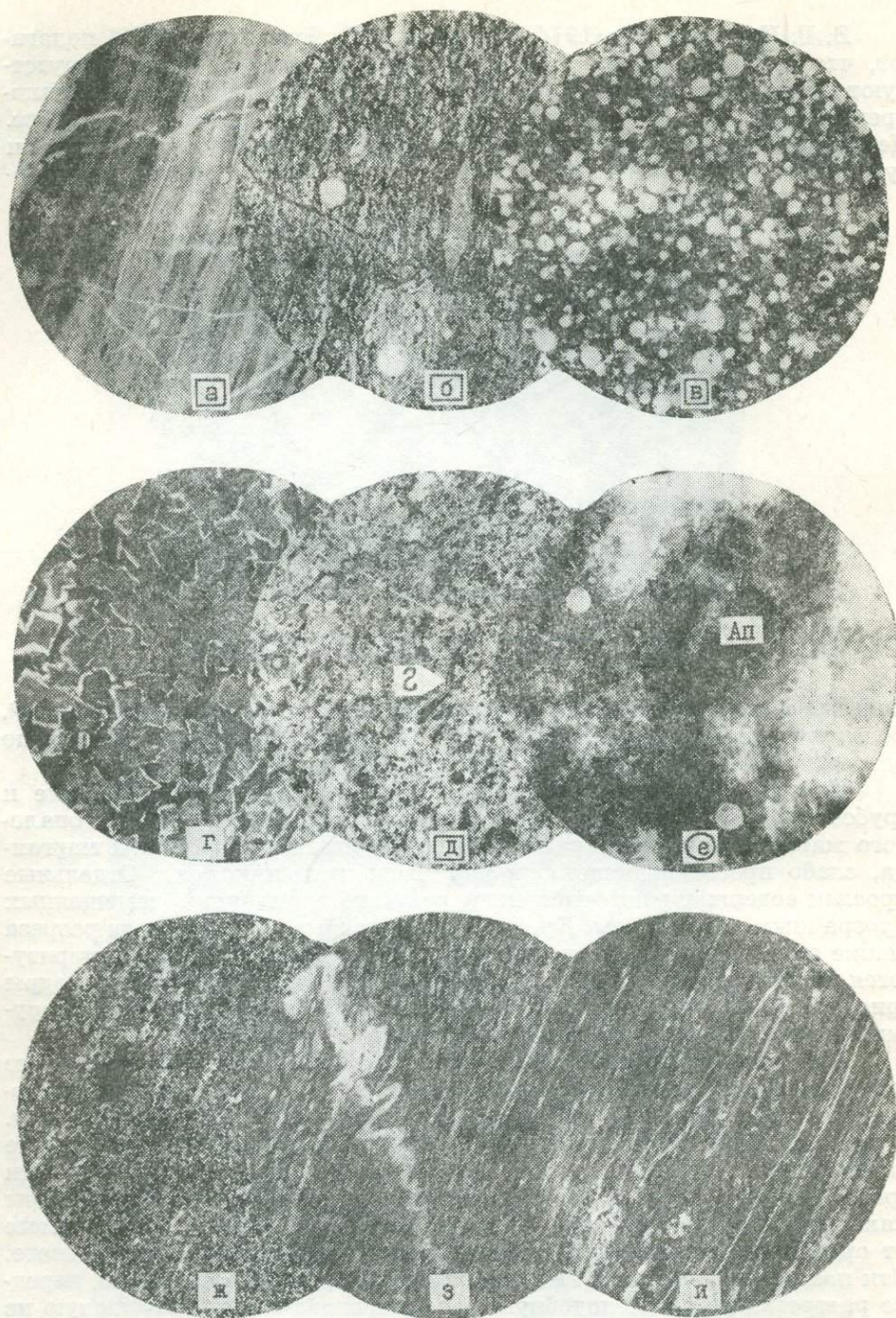


Рис. 35. Микрофото шлифов разновозрастных радиоларитов, свежих и динамометаморфизованных пород сакмарской свиты.

*a* — шл. 1/1-73, черный фтанит дангазанской свиты с редкими реликтами радиоларий, из гальки конгломератов куагачской свиты, восточнее горы Карагансай; *b* — шл. 12/6-72, черный фтанит-радиоларит сакмарской свиты, состоящий из полурастворенных и гелифицированных скелетов радиоларий, отдельные экземпляры имеют хорошую сохранность (см. рис. 31), северная часть Медесской синклинали; *в* — шл. 19/20-72, радиоларит егиндинской свиты, радиоларии не растворены, в этих

организмов. При диагенезе эти линзы превратились в опал-халцедон-фосфатные образования с пятнистой текстурой, обусловленной наличием в опал-халцедоновой массе до 30—50% агрегатов мелких (до 0,01 мм) слившихся сферокристаллических образований из тончайших игл светлого и бурого апатита (рис. 35, е). Такие же сферокристаллические агрегаты характерны и для вмещающего халцедона. Наблюдаются различные этапы диагенеза обогащенных фосфатами слоев — от мелких пятнистых обособлений неясного состава до апатитовых сферокристаллов. С явлениями диагенеза, видимо, связана усадка кремнисто-фосфатных прослоев и их превращение в будинопласты.

С теми же явлениями усадки гелей связано появление в прослоях кремней бугристо-слоистых текстур, характерных для кремней верхов свиты. Весьма интересны кремнистые конкреции. Они состоят из слоев радиоларитов мощностью в первые миллиметры, имеющих осадочное происхождение. Формирование крупных эллипсоидов-конкреций требует их свободного положения на грунтах и периодического перекачивания придонными течениями. Вместе с тем часть прослоев сложена криптозернистыми, лишенными радиоларий брекчиевидными кремнистыми агрегатами, местами «прорывающими» слои радиоларитов, что указывает на их образование в ходе диагенетической объемной усадки конкреций и эпигенетического окремнения. Ядрами конкреционного нарастания кремней служат обычно угловатые обломки кремней подстилающих слоев.

Любопытен процесс исчезновения радиоларий. Он начинается еще при осаждении радиолариевых скелетов на морское дно и усиливается при диагенезе и метаморфизме. Перекристаллизация чистых, не загрязненных органическим веществом кремней с превращением их в криптозернистые агрегаты уничтожает следы радиоларий уже на стадии диагенеза. Обогащенные органическим и сульфидным материалом черные фтаниты сохраняют тени радиоларий даже при эпигенетической перекристаллизации кремней в микрогранобластовые агрегаты разности черных фтанитов «битком набиты» реликтами радиоларий. И только перекристаллизация в совокупности с динамометаморфическим течением способна нацело стереть эти реликты, хотя их расплюснутые линзы достаточно хорошо сохраняются в сильно перемятых кремнистых сланцах всей западной периферии Ор-Илекского антиклинория (рис. 35, ж, з, и). Именно благодаря этим реликтам удается убедиться, что кремнистые сланцы катралинской свиты есть не что иное, как метаморфизованные кремни сакмарской свиты. Уральские геологи также отмечают «смешанный» характер «катралинской» свиты в стратотипе (Смирнов, Крыжановский, 1960).

---

породах найдены отпечатки флоры, верховья р. Егиндысай, г — шл. 49/9-71, марганценовая карбонатная порода с кристаллически-идиоморфной структурой, западное устье р. Калымбай; д — шл. 1/3-73, черный фтанит-радиоларит с граптолитовым детритом (г), восточнее горы Карагансай из тектонических покровов на кидрясовских песчаниках; е — шл. 12/6-72, сферокристаллические агрегаты апатита в фосфатном прослое среди черных фтанитов, видны реликты радиоларий, северный край Медесской синклинали; ж, з, и — ник. +, динамометаморфизованные и перекристаллизованные сакмарские радиолариты — черные кремнистые сланцы Ор-Илекского антиклинория: ж — шл. 26/2-73, у южной периклинали, севернее устья р. Тыгаша, з — шл. 48/2-73, у северной, Санаспайской, периклинали, правобережье р. Эбита, и — шл. 24/2-73, у южной периклинали, в 2,5 км западнее зим. Кызылсу.

## ДЕВОН

### НИЖНИЙ ДЕВОН

#### Шандинская свита

Породы шандинской свиты встречаются во множестве пунктов Сакмарской зоны в виде небольших, обычно не более  $100 \times 100$  м останцов, нередко выстраивающихся в протяженные цепочки или густо усеивающих довольно обширные площади. Такие поля характерны, например, для ядерной части Шаншарской антиклинали, а также для северного, западного и южного обрамления антиклинали Карабутацких гор. Если в первом случае породы шандинской свиты часто залегают на порфиритах, то во втором обычно покоятся на кремнистых образованиях сакмарской свиты. Пожалуй, единственный на Орь-Илеке выход тентакулитовых известняков шанды, залегающих выше дислоцированных сакмарских кремней, отмечается в низовьях р. Тыгаша на южной периклинали Орь-Илекского антиклинория.

Наиболее показательными и яркими представителями шандинских пород являются изолированные глыбы-утесы светло-серых, голубоватых и розовых, часто мраморизованных рифовых известняков, иногда (особенно в верховьях нижнего правого притока р. Шанды) буквально набитых остатками брахиопод, криноидей, мшанок, одиночных и колониальных кораллов. Кораллы весьма хорошей сохранности обильны в окрестностях с. Каргалы. Утесы таких известняков обычно сопровождаются развалами полимиктовых конгломерат-брекчий и песчаников-алевролитов с обломками (угловатыми, но иногда и округлыми) тех же известняков, сакмарских серых кремней и черных фтанитов, базальтов, диабазов, габброидов, плагиогранитов, кварцевых диоритов, косистекских кремнистых аргиллитов, кидрясовских песчаников и кроваво-красных бесструктурных, нередко брекчиевидных яшмоидов. По северной периферии Карабутацких гор выше шандинских пород, а южнее с. Каргалы на лланвирнских песчаниках залегают роговообманково-плагиоклазовые крупновкрапленные дацитовые порфиры и их туфы, прорванные южнее с. Каргалы некими липаритовых порфиров с крупными вкрапленниками бурого биотита, зонального олигоклаз-андезина и кварца.

Галька подобных липаритовых порфиров среди развалов шандинских пород отмечалась по правобережью р. Карабутацк недалеко от устья, а также у развалин Заготскот.

Грубые конгломерат-брекчии без известняков, но с тем же разнообразным набором гальки встречаются в верховьях ручья Акбулаксай и западнее с. Сарытогай. Вместе с тем отдельные надсакмарские изолированные выходы известняков в верховьях р. Шаншар содержат остатки строматопор *Actinostroma clathratum* Nich. и кораллов *Alveolites reptata* Y a n e t. позднейфельского возраста.

Во всех останцовых выходах шандинской свиты слагающие ее породы суммарной мощностью до 30 м дислоцированы весьма сильно. Нередко блоки известняков в конгломерат-брекчиях находятся в опрокинутом залегании и подминаются под покровы разнообразных пород.

Списки фаунистических остатков в известняках шандинской свиты приведены во многих работах (например, Абдулин, 1973, стр. 100). Возраст известняков отвечает кобленцкому ярусу нижнего девона. Нужно иметь в виду, что фауна собрана зачастую в глыбах известняков, находящихся во вторичном залегании, поэтому не исключен кобленцко-эйфельский возраст брекчий, предполагавшийся Н. И. Леоненком (1955). Тектонисты (Руженцев, 1971) относят шандин-

ские брекчии к типичной олистостроме, формировавшейся в мелководных условиях одновременно с развитием покровных структур.

## СРЕДНИЙ ДЕВОН

### Чанчарская и айтпайская свиты

Чанчарская свита хорошо представлена в Шаншарской и Медесской синклиналиях, отдельные выходы свиты известны по западному обрамлению Велиховского массива и в других местах.

Свита залегает с размывом обычно на кремнях сакмарской свиты и шандинских брекчиях. В ее основании выделяется пачка туфогенных или полимиктовых песчаников, алевролитов и кремнистых аргиллитов мощностью в первые метры и десятки метров. Южнее с. Каргалы, где чанчарские эффузивы неизвестны, пачка приобретает самостоятельное значение. На правобережье р. Шанды в ее составе преобладают табачные и темно-серые кремнистые аргиллиты, особенно в щебенчатом элювии. На самом деле и здесь наблюдается тонкое чередование полимиктовых песчаников, гравелитов, алевролитов и кремнистых аргиллитов. Песчаники и гравелиты в слоях мощностью до 10 см состоят из смеси угловатых обломков черных сакмарских фтанитов, основных эффузивов, косистекских аргиллитов, карбонатных скелетов брахиопод и криноидей, представляя собой перемытые шандинские брекчии. К границам раздела тонкозернистых и грубозернистых ритмов приурочены многочисленные растительные остатки, а кремнистые аргиллиты содержат сыпь мелких радиолярий. Мощность пачки не превышает 30 м.

Пачка туфогенных песчаников и алевролитов с флорой присутствует в основании свиты на левобережье р. Тарангул. По обрамлению же Медесской синклинали отмечаются лишь редкие маломощные тектонические клинья шандинских брекчий и зеленых глауконитовых алевролитов, похожих на кидрясовские.

В районе Шаншарской синклинали свита отчетливо делится на две вулканогенные толщи: нижнюю субщелочных андезитов-базальтовых порфиритов и верхнюю чанчаритов. Нижняя толща залегает на туфопесчаниково-алевролитовой пачке и представлена в основании брекчиями крупно- и густовкрапленных плагиоклаз-двупироксеновых порфиритов. Вначале преобладают разности, обогащенные пироксеном, выше по разрезу — плагиоклазом, наконец, появляются порфириты, содержащие во вкрапленниках и биотит. Мощность нижней толщи оценивается В. Г. Кориневским в 500—1850 м. Скорее всего, справедлива меньшая цифра, поскольку среди выходов порфиритов имеются антиклинальные гребни сакмарских кремней.

Верхняя толща отделяется от нижней десятиметровым горизонтом брекчий, содержащих обломки подстилающих порфиритов и строматолитовых известняков диаметром до 10—20 см. В 2 км севернее зим. Чинар толща сложена очень пестро раскристаллизованными безвкрапленниковыми пироксен-биотит-полевошпатовыми спессартитокерсантитоподобными среднезернистыми породами. Они переходят в более мелкозернистые разности, обладающие шаровой отдельностью и приближающиеся к миндалекаменным и пузыристым вариолитам, причем в промежутках между шарами появляются черные слабо раскристаллизованные перлитовые стекла. Эти породы названы В. Г. Кориневским чанчаритами. Детали строения толщи усмотреть очень трудно, так как в большинстве сечений, например, непосредственно к западу от зим. Чинар, толща представлена грубыми брекчиями из

крупных, а в цементе — мелких обломков грубозернистых, среднезернистых и тонкозернистых чанчаритов. Здесь во многих обнажениях хорошо видно, что грубые (с обломками диаметром 10—20 см) и более однообразные брекчии грубозернистых чанчаритов вверх сменяются пестрыми брекчиями разнозернистых, а затем и тонкозернистых чанчаритов, к которым примешиваются обломки лежащих выше франских кремней, кремнистых брекчий и округлых кремнистых конкреций с концентрическим ритмично-полосчатым рисунком и поперечником до 5—10 см. Эти факты позволяют предполагать, что чанчаритовые брекчии имеют не эксплозивное, а тектоническое происхождение. Мощность верхней толщи оценивается В. Г. Кориневским в 600—1200 м. Более справедливой кажется меньшая цифра. По направлению к северо-востоку (к р. Тарангул) верхняя толща выклинивается.

В Медесской синклинали типичные чанчаритовые породы также отсутствуют. В основании толщи здесь залегает поток миндалекаменного базальта с агатовыми миндалинами. Выше следуют андезитобазальтовые порфириды с многочисленными крупными вкрапленниками зонального плагиоклаза и редкими — пироксена. Лежащая выше часть разреза сложена мелковкрапленниковыми андезитобазальтами с вкрапленниками свежего зонального лабрадор-андезина, клинопироксена и ксенокристаллами кварца. Кое-где породы насыщены вкрапленностью пирротина.

Выходы пород чанчарской свиты встречены также в верховьях р. Косагаш юго-западнее Хабаровинского массива. Здесь широко развита толща мятых кремнистых аргиллитов и песчаников с грубыми, частью седиментационными брекчиями в основании, содержащими обломки сакмарских кремней и шандинских известняков. Она залегает на брекчированных сугралинских базальтах, перекрывается мало мощными вулканическими брекчиями чанчаритов и прорывается многочисленными мелкими телами разнозернистых субвулканических аналогов чанчаритов.

Наконец, в верховьях р. Айтпайка среди кремнистых и известняковых брекчий обнажается клин пироксен-плагиоклазовых андезитовых порфиритов, содержащих многочисленные мелкие эмульсионные шарики черного окисленного стекла, внешне сходного со стеклами чанчаритов.

Для суждения о возрасте чанчарской свиты привлекаются флористические остатки подстилающей осадочной пачки, а также остатки строматолитов и кораллов в чанчарских брекчиях (Кориневский, 1974<sub>4</sub>).

На левобережье р. Тарангул в песчаниках В. Г. Кориневским найдены, а М. А. Сенкевич определены растительные остатки *Pseudosporochnus chlupači* O b r h e l., *Artschaliphyton unicum* S e n k., *Calatophyton* sp., *Barrandeina* sp., *Sporangium* sp. nov. (т. н. 385-2). На правобережье р. Шанды В. Г. Кориневским и нами (т. н. 596-1, 33-1) собраны растительные остатки *Psilophyton princeps* D a w s., *Parapsilophyton balkhashensis* S e n k., *Primofilices*, а также плохо сохранившиеся остатки *Artschaliphyton*. Вид *Parapsilophyton balkhashensis* S e n k. впервые установлен в Казахстане. Он характерен для нижней части среднего девона Северного Прибалхашья. М. А. Сенкевич, определившая эти формы, считает возможным отнести вмещающие породы к верхнему эйфелью. Верхнеэйфельскими оказываются также остатки строматопор (*Actinostroma clathratum* N i s h. и др.) и кораллов (*Alveolites reptata* Y a n e t. и др.), найденные в обломках внутри свиты. Однако вопрос о возрасте самих эффузивов чанчарской свиты остается открытым. Во взаимоотношениях чанчарских лав с брекчиями айтпай-

ской свиты также остается много неясного и прежде всего вопрос о природе айтпайской свиты.

Стратотипом свиты считаются кремнистые брекчии, обнажающиеся по р. Айтпайка (Леоненко, 1955) и залегающие между сакмарскими кремнями в основании и франскими кремнями в верхах разреза. Мощность этих брекчий достигает 100 м. Они состоят из обломков разнообразных радиоляритов, в низах преимущественно силурийских, а в верхах даже франских. Форма обломков угловатая, размеры варьируют от долей миллиметра до 40 см, обычно 1—3 см. Брекчии массивны, но кое-где в редких обнажениях обнаруживается слоистость. Слои разнообломочных псаммитовых брекчий имеют мощность до десятка сантиметров. В верхних горизонтах брекчий под франскими кремнями обнаружены обломки чанчарских андезитов. В средней части разреза брекчий присутствует мощная (до 20 м) линза строматолито-коралловых известняков живетского возраста с брахиоподами *Uncinulus angularis* (Phill.), *U. cf. goldfussi* Schnur., кораллами *Crypophyllum gracile* Wedekind, *Hellia* aff. *zonata* Slorc., *Stringophyllum radugini* Bogomol. и строматопорами *Stromatopora concentrica* Goldf. Западнее этой линзы появляется клин пироксеноплагиоклазовых порфиритов с эмульсией черного стекла. Он имеет ширину до 100 м и с запада обрамляется вывалами кремнистых брекчий с массой обломков строматолитовых и полувыщелоченных коралловых известняков, аналогичных известнякам линзы. Таким образом, чанчарские лавы оказываются вклиненными между линзой известняков и известняковых брекчий. Это не исключает живетского возраста свиты.

Субвулканические и экструзивные образования, синхронные с вулканитами чанчарской свиты, весьма многочисленны и пространственно несколько смещены от полей ее развития в сторону антиклинальных зон. В Шаншарской зоне зафиксированы четыре субвулканических скопления, имеющие поперечники до километра и, в свою очередь, состоящие из мелких штокообразных тел. Одни из них сложены плагиоклаз-роговообманковыми андезитовыми порфиритами с крупной игольчатой роговой обманкой, другие — мелко- и редковкрапленными пятнистыми и пузыристыми породами, переходящими вглубь в лучше раскристаллизованные меланократовые трахиандезитовые порфириты с идиоморфными фенокристаллами биотита, пироксена и роговой обманки.

Далее на северо-восток, западнее с. Эрзерум, сугралинские базальты и байтерекские порфириты прорваны мощными (до 50 м) линейными телами крупновкрапленных пироксен-плагиоклазовых порфиритов с зональными вкрапленниками пироксенов и плагиоклазов и вариолитовыми краевыми зонами.

Подобные пироксен-плагиоклазовые порфириты отмечаются и по восточному обрамлению Медесской синклинали, где они в виде даек мощностью до 5—10 м и более прорывают черные фтаниты сакмарской свиты и подвергаются повторному тектоническому растаскиванию и будинированию. В контурах самой Медесской синклинали многочисленны дайки, штоки и силлы субвулканических кварц-полевошпатовых липаритовых порфиров, а также фельзит-порфиров дацитового и липаритового состава с крупными вкрапленниками биотита.

Девонские основные эффузивы отличаются от силурийских наличием крупных вкрапленников или гломеропорфировых сростков клинопироксена (авгита), вместе с которым иногда появляется гиперстен, а также постоянным присутствием средних и крупных по размерам

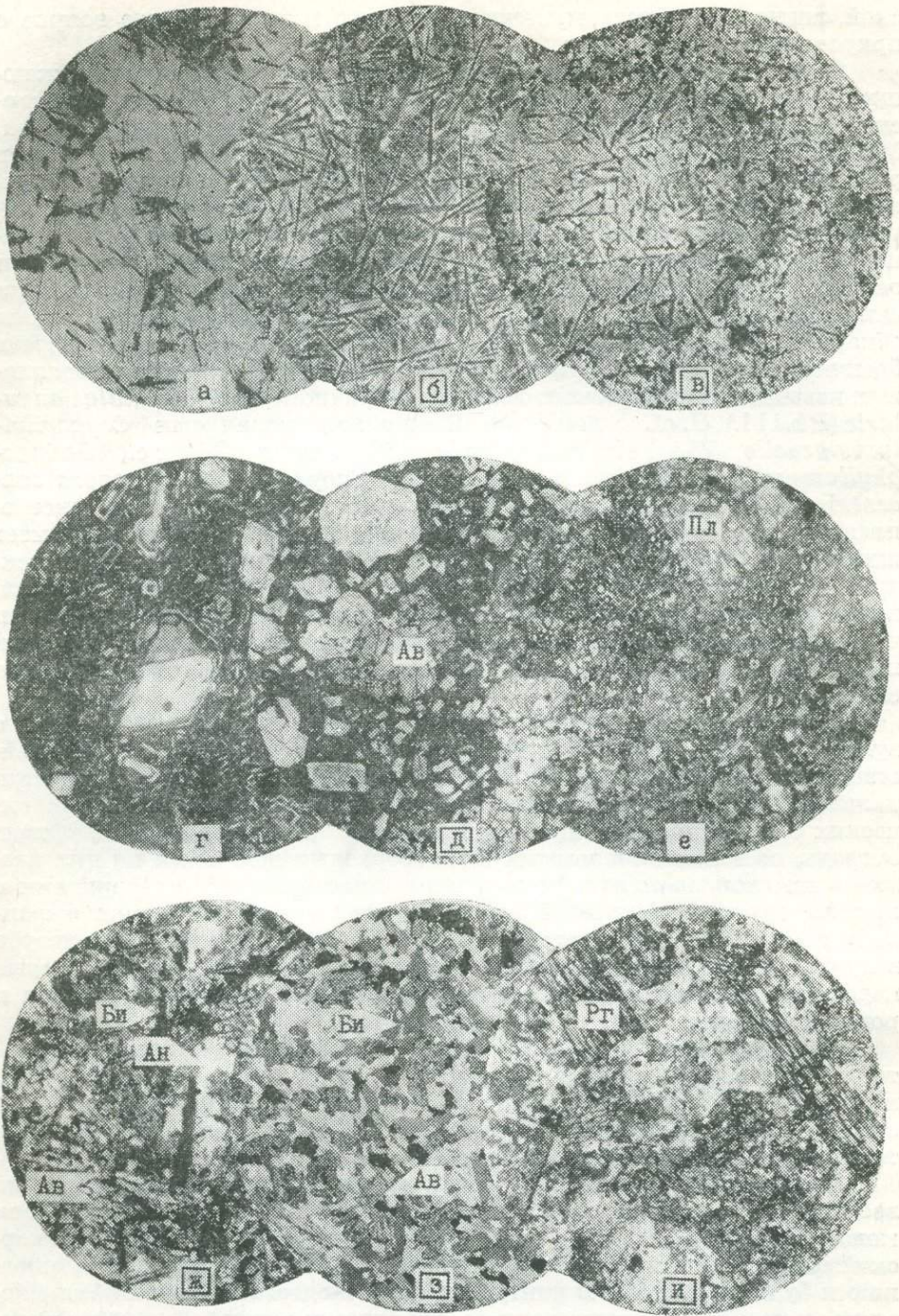


Рис. 36. Микрофото шлифов пород чанчарской свиты и ее субвулканических аналогов.

*а* — шл. 34/20-71, перлитовое стекло с редкими скелетными кристаллами и кристаллитами темноцветных минералов, правобережье р. Шаншар; *б* — шл. 34/19-71, вариолит с призматическими формами темноцветных минералов, там же; *в* — шл. 34/23-71, ветвистый вариолит, там же; *г* — шл. 14/12-72, ник. +, андезито-базальтовый порфирит с вкрапленниками зонального плагиоклаза и окруженными пироксеновой каймой ксенокристаллами кварца, из тектонического покрова на кидрясов-

вкрапленников или гломеропорфировых сростков зонального плагиоклаза (рис. 36, *г, д, е*). Зональность выражена очень резко. Иногда в одном кристалле насчитывается пять десятков узких зон, хорошо заметных как в скрещенных, так и в параллельных николях (рис. 36, *г, д*). В проходящем свете видно, что крупные зоны отделяются друг от друга сыпью мельчайших эмульсионных капелек красноватого и бурого стекла. Состав плагиоклаза центральных частей кристаллов обычно отвечает лабрадору № 70, а периферии — андезину № 45. *cNg* пироксенов составляет 43—45°. Обычно они окрашены в слабые зеленые тона, зональны и нередко имеют структуру песочных часов. Общее количество вкрапленников варьирует от 10 до 50%. Не менее характерны для девонских эффузивов крупноминдалекаменные или даже пузыристые текстуры. Миндалины выполнены не только кальцитом, хлоритом, но и халцедонами, агатами, селадонитами и т. д.

Структуры основной ткани пород преимущественно гиалопилитовые (рис. 36, *з*), порой с хорошо сохранившимися остатками стекла как в виде интерстиционных скоплений среди лейст плагиоклаза, так и в виде мелких (доли миллиметра) и крупных (до 1—3 мм) эмульсионных шариков (рис. 36, *е*) с растущими в них от стенок микрокристаллами плагиоклаза. В параллельных николях они зачастую выглядят просвечивающими или слабо просвечивающими бурыми пятнами с четкими ограничениями.

Весьма своеобразным неповторимым обликом характеризуются чанчариты (Жориневский, 1974<sub>5</sub>). Разновидности черного стекла обнаруживают в шлифах четкую перлитовую трещиноватость. В аморфном стекле видны мелкие скелетные призматические кристаллы клинопироксена, обрастающие с концов веерами игольчатых кристалликов пироксена, от которых в разные стороны расходятся «елочки» тончайших пластинок биотита (рис. 36, *а*). В лучшем раскристаллизованном разностях «елки» разрастаются в «перекрещенный хаос» игольчатых кристаллов клинопироксена и красновато-бурого биотита длиной в миллиметры, а в основной ткани пород появляются округлые ветвистые вариолы из войлока тончайших полевошпатовых кристаллов (рис. 36, *б, в*). Встречаются также тонкозернистые миндалекаменные или пузыристые разности диабазового типа, состоящие из миллиметровых лейст основного плагиоклаза, в промежутках между которыми размещается слабо девитрифицированное стекло, а также округлые включения стекол с «елочками» пироксена и биотита, причем диаметры таких включений составляют первые миллиметры.

В непосредственной близости от этих тонкораскристаллизованных разностей обычно обнажаются лучше раскристаллизованные породы (рис. 36, *ж*) с игольчатыми темноцветными минералами размерами в 0,5—4—8 мм в длину, содержание которых варьирует от 10—15 до 30%. В качестве темноцветных минералов непременно присутствуют длинные пластинки красновато-бурого биотита (до 10%) и более корот-

---

ских песчаниках верховьев р. Алимбет; *д* — шл. 34/14-71, пироксен-плагиоклазовый порфирит из брекчий низов разреза чанчарской свиты, левобережье р. Шаншар; *е* — шл. 12/16-72, порфирит с многочисленными эмульсионными шариками девитрифицированного стекла, Медеская синклираль; *ж, з, и* — субвулканические чанчариты; *ж* — шл. 22/24-71, видны идиоморфные кристаллики авгита, биотита, полевошпатовый войлок, интерстиционный анальцит (Ан), западнее Домбарского серпентинитового массива, *з* — шл. 34/22-71, равномернозернистый пироксен-биотитовый субвулканический чанчарит, правобережье р. Шаншар, *и* — шл. 23/7-73, пренигитизированный роговообманковый монзонит с интерстиционными кварц-полевошпатовыми сферокристаллическими агрегатами, дайка в сугралинских базальтах севернее развалин Акай.

кие ( $\approx 1$  мм) призмы клинопироксена с поперечными хорошо ограниченными сечениями в доли миллиметра. Иногда к ним присоединяется оливково-зеленая игольчатая роговая обманка с  $cNg=21^\circ$ , иногда присутствует только один биотит (до 20%).

Идеальные кристаллы темноцветных минералов погружены в основную массу со сноповидными и диабазоподобными структурами, причем последние обусловлены наличием лейстовидных кристаллов плагиоклаза длиной 1—2 мм (по составу олигоклаз-андезин № 30—40), образующими обычный «хаос лейст», цементируемый раскристаллизованным в сферокристаллы полевых шпатов стеклом. В лучше раскристаллизованных разностях кроме войлока полевошпатовых кристалликов имеются интерстиционные ксеноморфные зерна ортоклаз-пертита (до 30%, причем содержание пертитовых вростков альбита достигает 40%). Породам свойственна аллотриоморфная пятнистость, обусловленная не только обилием пертитовых вростков, но и крупных «ядерных» включений ортоклаз-пертита в плагиоклазах, так что последние нередко выглядят как футляры, заполненные либо сферокристаллическими агрегатами, либо ортоклаз-пертитами. Столь непонятные соотношения между ранним плагиоклазом и поздними продуктами кристаллизации можно объяснить своеобразной скелетной формой кристаллов плагиоклаза с выступающими ребрами и вогнутыми гранями. Примеры таких кристаллов дают иногда и пироксены в чанчаритовых стеклах. В. Г. Кориневский (1971, 1974<sub>5</sub>) указывает, что клинопироксены в этих породах являются салитами, однако во многих разностях пород они обнаруживают структуры песочных часов, что обычно характерно для титан-авгитов. Кроме этих главных минералов обычно длинные (до 2 мм) иглы апатита, в интерстициях между самыми поздними минералами отмечается до 10% анальцима, иногда присутствуют пренит и хлориты.

Возможно, несмотря на хорошую кристалличность, эти породы слагают внутренние зоны мощных покровов, закаленные части которых воспринимаются как типично эффузивные фации. Во всяком случае обилие тектонических брекчий, в которых перемешаны все петрографические типы чанчаритов, свидетельствует о том, что повсеместно брекчируется единообразно построенное тело со стекловатой внешней и хорошо раскристаллизованной, видимо, отчасти субвулканической внутренней зоной. Подобным строением обладает и сугралинская свита. Хорошая кристалличность чанчарских пород зачастую обманчива. Они содержат значительное количество водонасыщенных стекол, сферокристаллов и анальцима, что и обуславливает их аномальные физические свойства, в том числе низкую плотность.

Среди пород, слагающих явно субвулканические тела, комагматичные с эйфельскими вулканитами, преобладают порфиновые разности, порой несущие признаки пород как нижней, так и верхней толщ чанчарской свиты. Эти признаки заключаются в том, что в породах нередко совместно присутствуют вкрапленники основного плагиоклаза (лабрадор № 60—70 до андезина № 40—47 в краевых зонах), короткостолбчатого салита, редко гиперстена (эти вкрапленники типичны для пород нижней толщи), пластинчатого желтовато-бурого биотита в чешуйках до 2—3 мм в длину (свойственного породам верхней толщи) и оливково-зеленой длиннопризматической роговой обманки с  $cNg=21-23^\circ$ , нередко опацизированной. Количество вкрапленников достигает 25—30%, а их размеры составляют обычно 0,5 см для плагиоклазов и пироксенов и до 1—3 см для роговой обманки.

*Качественно новый петрографический признак субвулканических пород заключается не столько в обилии вкрапленников, сколько*

в появлении роговой обманки, которая во многих разностях становится преобладающим темноцветным минералом (до 40—50%), вытесняющим все остальные (рис. 36, и).

Связующая масса нередко представлена спутанно-волокнистым и вариолитовым войлоком из полевошпатовых нитей, причем интерстиционные скопления такого войлока вместе с пренитом и цеолитами нередко присутствуют и в гигантозернистых разностях габбро-спессартитов. В ряде тел появляются признаки микрогипидиоморфных структур. В этих случаях в основной массе отмечаются мелкие зерна кварца этапов заключительной кристаллизации.

Все эти отличительные признаки субвулканических тел у девонских и силурийских пород оказываются удивительно сходными.

## ВЕРХНИЙ ДЕВОН

### Егиндинская свита

Свита развита восточнее с. Ленинское (Косистек) по р. Егиндысай, а также по рекам Домбар, Шаншар и др. В пределах Егиндинской синклинали породы одноименной свиты перекрывают айтпайские, в других пунктах — чанчарские брекчии. Юго-западнее зим. Чинар они входят в контакты с туфопесчаниками низов разреза чанчарской свиты. Нередко вдоль контактов егиндинских пород с подстилающими наблюдаются вывалы крупных глыб (до 1 м и более в поперечнике) строматолитовых известняков верхнего эйфеля и живета.

Свита сложена тонкослоистыми кремнистыми породами обычно светло-серого, реже темно-серого и черного, розовато-желтоватого и другого цвета, причем тонкая слоистость, параллельная или волнистая, обусловлена частым чередованием тонких слоев разной окраски. На левобережье р. Домбар вдоль контакта егиндинских кремней с чанчаритовыми брекчиями протягивается трех-пятиметровой мощности слой, сложенный сургучно-красными яшмами, иногда переходящими к основанию слоя в зеленые разности. Сургучно-красные массивные яшмы во многом аналогичны красным яшмам основания сакмарской свиты. По правобережью р. Шаншар в низах свиты нередко маломощные (до 20 см) слои полимиктовых, преимущественно кремнистых гравелит-брекчий. В верхней части разреза егиндинских кремней появляются маломощные линзы кремнисто-карбонатных пород. Кремни средней части разреза в той или иной мере насыщены глинистым, углистым и сульфидным материалом. При смятии в складки, а егиндинские породы смяты довольно интенсивно (рис. 37), кремни с существенной примесью глинистого вещества превращаются в тонколистоватые сланцы со слоевым кливажом. При этом обособляются пласти мощностью 10 см чистых слоистых кремней, лишенных сланцеватости. Кое-где в развалах кремней и чанчаритовых брекчий встречаются конкреционные кремни, аналогичные конкреционным кремням сакмарской свиты, но отличающиеся малыми размерами (не более 10 см в диаметре) ритмично-концентрических эллипсоидальных конкреций (рис. 38). Общая мощность кремней невелика — максимум 100—200 м. Под плащами мезозойских отложений кремни верхней части разреза свиты, впрочем, как и другие породы, подвержены экзогенному обелению, опализации и т. д. Одним из интересных является процесс экзогенного декоративного окрашивания кремней гидроокислами железа, высвобождающимися при окислении сингенетических сульфидов. Этот процесс протекал в мезозойское время, так как окрашенные кремни попадают в размыв в верхнемеловые конгломераты. Мелкая парал-

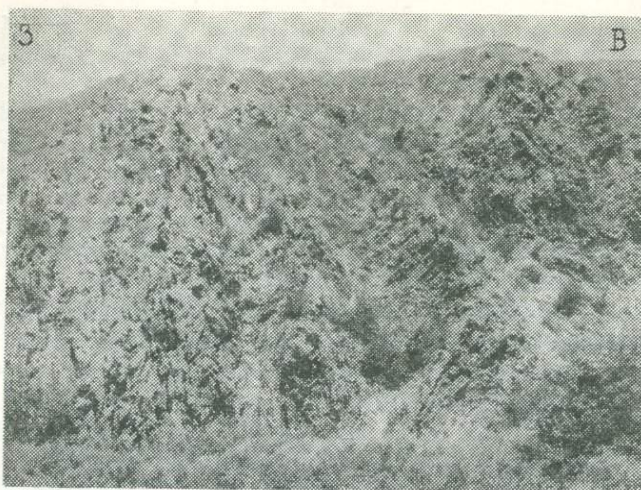


Рис. 37. Выходы перемятых кремнистых сланцев егиндинской свиты в верховьях р. Егиндысай (т. н. 19/20-72).

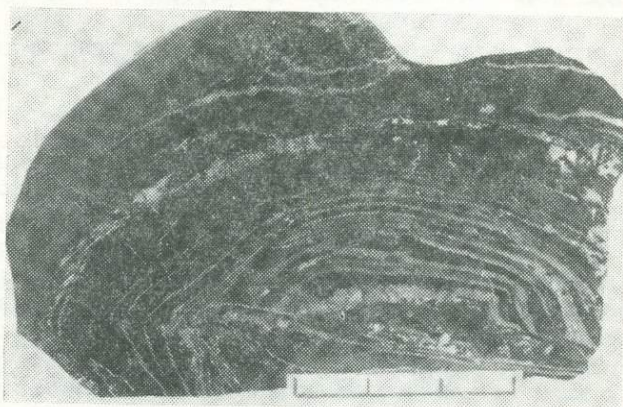


Рис. 38. Франская ритмично-слоистая кремнистая конкреция из чанчаритовых брекчий западнее зим. Чинар (т. н. 18/5-72).

лелепипедоидальная отдельность пород способствует локально ячеистому хромотографированию, в результате чего они приобретают эллипсоидальные рисунки из тонко чередующихся бурых колец Лизеганга на светлом матовом фоне обесцвеченного кремня (рис. 39). Окрашенный кремень приобретает свойства поделочного камня. Вместе с тем вторичное окрашивание позволяет при полевых исследованиях хорошо отличать франские кремни с кольцами Лизеганга от сакмарских кремней, обычно лишенных таких колец в связи с сильной перемятостью сакмарских пород и их очень сложным трещинным рисунком. Другой замечательной особенностью пород егиндинской свиты является то, что они состоят преимущественно из скелетов хорошо сохранившихся радиолярий и вместе с тем содержат остатки флоры, являя собой пример радиоляритов, осаждавшихся в условиях мелководья.

Из карбонатных линз егиндинской свиты Б. Б. Назаровым выделен богатый комплекс радиолярий, среди которых преобладают сфероидеи родов *Entactinia*, *Entactinosphaera*, *Polyentactinia*, *Astroentactinia*, *Bissyentactinia*, *Tetrentactinia*, *Spongentactinia*, *Spongentactinella*, *Somphoentactinia*, *Haplentactinia*. Весьма многочисленны также пред-

ставители родов *Ceratoikiscum*, *Palaeoscenidium* (Назаров, 1975). Определения и микрофото, выполненные Л. С. Усольцевой по нашим материалам, приведены на рисунке 40.

В породах свиты предшественниками найдены трилобиты *Dianops griffinides mygodjaricus* Мах., *Trimercephalus macrophtalmus* Richt. (по р. Жалгыз-Агаи). Отмечены также растительные остатки *Sphenophyllum subcnerinum* Nath., *Bothrodendron* sp., позволяющие относить кремни к франскому ярусу. В верхах свиты имеются известняки клименийевых слоев фаменского яруса. Нами в кремнях верховьев р. Егиндысай собраны отпечатки стволиков, определенные М. А. Сенкевич как *Lepidodendropsis kazachstanika* Senk. живетского яруса. Для окончательного решения о возрастном диапазоне егиндинской свиты необходимы дополнительные сборы органических остатков.

Кремни егиндинской свиты, по-видимому, имеют сорванные контакты с подстилающими породами. Об этом свидетельствуют факты, изложенные выше при описании чанчарской свиты, а также «несогласное» перекрытие кремнями разных горизонтов чанчарской свиты.

К этому нужно добавить следующее. По правобережью р. Алимбет близ границы Сакмарской и Зилаирской зон закартирован меридиональный увал длиной 4 км при ширине до 750 м мятых франских кремней с кольцами Лизеганга. Кремни залегают выше сугралинских базальтов и сакмарских кремней. В канавах, пересекающих северную часть увала, вдоль контакта егиндинской и сугралинской свит вскрыта линза зеленых брекчий, а выше нее еще три «прослоя» таких брекчий по 10—20 см, согласных со слоистостью франских кремней.

Брекчии состоят из угловатых и округлых деформированных обломков франских и сакмарских кремней, базальтов и диабазов в кристаллическом карбонат-селадонитовом цементе. Южнее в основании франских пород появляется пласт мощностью 5 м кремнистых брекчий, а под ним — клин свежего пироксен-плаггиоклазового порфирита чанчарского типа, контактирующий на западе с песчаниками и алевролитами кидрясовской свиты. По полю развития кидрясовских пород рассыпаны одиночные выходы «полимиктовых брекчий», франских и сакмарских кремней и карбонатных катаклазитов. Наконец, по южному обрамлению увала вдоль границы раздела франских и подстилающих их пород фиксируются россыпи глыб известняков.

Описанные взаимоотношения нельзя удовлетворительно объяснить несогласным стратиграфическим наложением егиндинской свиты на кидрясовские, сугралинские, сакмарские и чанчарские породы. Приходится допустить залегание егиндинских кремней, как, впрочем, и всех остальных пород участка, в виде тектонических покровов и их клиньев.

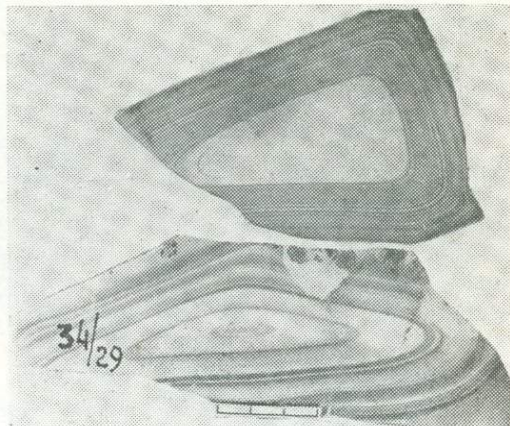


Рис. 39. Выветрелые франские кремни с кольцами Лизеганга западнее зим. Чинар (т. н. 34/29-71).

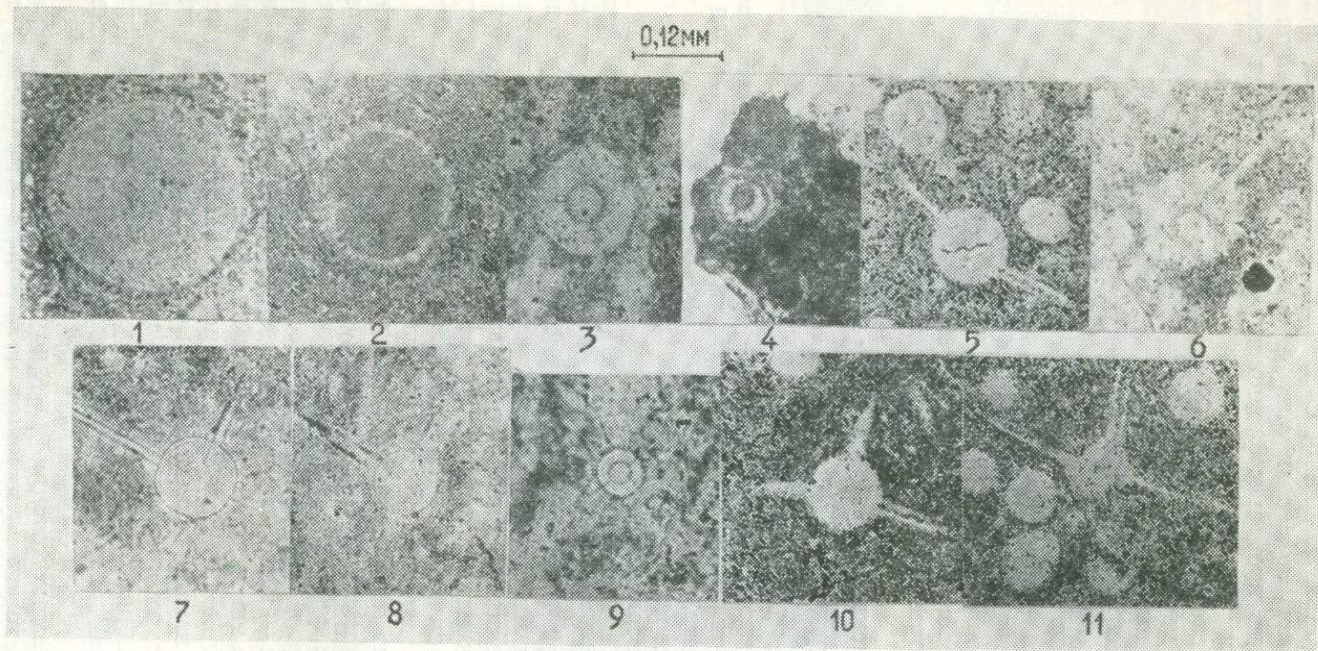


Рис. 40. Микрофото радиоларий из кремней егиндинской свиты (определения и фото Л. С. Усольцевой по шлифам А. В. Авдеева).

1, 2 — *Cenosphaera* sp.; 3, 4 — *Carposphaera* sp.; 5 — *Trisphaera* sp.; 6 — *Doryplegma* sp.; 7, 8 — *Staurolonche* sp.; 9 — *Haliomma* sp.; 10 — *Staurosphaera* sp.; 11 — *Ellipsostigma* sp. 1 — из т. н. 18/5-72; 2, 4 — из т. н. 8/70-73; 3, 9 — из т. н. 21/5-72; 5, 10, 11 — из т. н. 22/17-71; 6, 7, 8 — из т. н. 19/20-72. Привязка точек наблюдений: 22/17-71 — между речью Домбар — Шаншар, в 5 км по аз. СВ—44° от зим. Шангар; 18/5-72 — в 6,45 км по аз. ВСВ—63° от зим. Шангар; 19/20-72 — правобережье р. Егиндысай, в 2,42 км по аз. ВСВ — 66° от лет. «Авангард»; 21/5-72 — правобережье р. Айтпайка, в 1 км по аз. ССЗ—329° от зим. «Авангард»; 8/70-73 — правобережье р. Шиликта Вторая, в 1,32 км от ее устья, из нашлапок радиоларитов на куагачских эффузивах.

В петрографическом отношении кремни егиндинской свиты оказываются удивительно сходными с сакмарскими породами. Однако количество достаточно хорошо сохранившихся радиолярий в них обычно больше, чем в сакмарских кремнях (см. рис. 35, б, в), причем часто обнаруживаются экземпляры с необломанными иглами (рис. 40), в то время как в сакмарских кремнях они очень редки. Франские кремни обеднены также битуминозным веществом, которое в них не растворено так полно, как в сакмарских фтанитах. Все это вместе с находками остатков флоры во франских радиоляритах указывает на их мелководное происхождение, что подтверждается также наличием во франских кремнях прослоев известняков.

### Зилаирская свита

Зилаирская свита залегает согласно на породах егиндинской в центральных частях синклинальных зон, вскрываясь по рекам Егинды, Айтпайка, Домбар. Она сложена флишеидно чередующимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с карбонатными конкрециями, а также мергелистыми известняками. Преобладающая окраска пород серая. В них обилен растительный детрит. Фаменский возраст свиты определен по спорово-пыльцевым комплексам, исследованным С. Н. Наумовой (Абдулин, 1973). Мощность свиты оценивается ориентировочно в 300 м. Песчаники содержат в размыве все типы пород района. Особенно обильны кремни. В выложенных выходах зилаирские песчаники и конкреционные алевролиты очень похожи на кидрясовские. Их отличает лишь обилие растительного детрита.

### ТОЛЩИ НЕЯСНОГО ВОЗРАСТА

#### ДОКЕМБРИЙ

### Кызылкаинская свита

Выходы пород толщи отмечаются в 4 км к юго-западу от с. Кызылсу, в верховьях р. Кызылкаин. По восточному обрамлению Кемпирсайского гипербазитового массива, восточнее одной из ветвей Главного Уральского разлома, наблюдается такая последовательность пород (с запада на восток), ширина выхода в м:

1. Плойчатые мелкозернистые амфиболиты, смятые в серию лежащих складок разных порядков с падением крыльев на восток под углами  $20-60^\circ$  . . . . . 800 м.
2. Слюдистые кварциты с падением на восток под углом  $20^\circ$  . . . . . 100 м.
3. Биотитовые гнейсы с порфиобластами альмандина до 0,5 см в диаметре 165 м.
4. Амфиболиты . . . . . 50 м.

Мощность приведенного разреза при предположении, что породы обладают моноклинальным восточным падением, составляет около 500 м, из них 130 м приходится на долю слюдистых кварцитов и гнейсов.

В состав амфиболитов входит зеленовато-бурая роговая обманка ( $cNg=18^\circ$ ) и относительно свежий зональный андезин-лабрадор (№ 40—52—65). В замковых частях складок в них обособляется кварц-диоритовый материал.

Гнейсы состоят из олигоклаза, кварца, чешуек бурого биотита и порфиобласт зонального, полузамещенного кварцем альмандина

(см. рис. 3, а), содержат послойные и секущие кварц-калишпатовые обособления.

Подобные гнейсы встречаются также в тектонических клиньях среди краевых амфиболитов верховьев р. Бугак.

Природа этих пород неясна. С одной стороны, они могли возникнуть в краевой зоне Кемпирсайского массива вследствие метаморфизма габброидов массива, эбетинских кварцитов, лушниковских порфиоров и комагматичных им гранитоидов. С другой стороны, по составу, структурам и текстурам они аналогичны породам кандыкаринской свиты Восточно-Мугоджарского антиклинория. До окончательного выяснения вопроса эти образования можно условно выделить в кызылкаинскую свиту, как возможный аналог кандыкаринской.

## СИЛУР — ДЕВОН?

### Куагачская свита

Породы этой свиты наиболее широко развиты по северной периклинали и западному обрамлению Орь-Илекского антиклинория. Менее крупный по площади выход отмечается в районе горы Карагансай по берегам р. Куагаш. Крайний западный выход свиты обнаруживается у границы Сакмарской и Зилаирской зон на правобережье р. Шанды, откуда изолированные пятна свойственных свите пород прослеживаются на 4 км к северо-востоку, к р. Жаксы-Каргала.

По северной периклинали и западному обрамлению Орь-Илекского антиклинория свита размещается между косистекскими кремнистыми аргиллитами и грубозернистыми кидрясовскими песчаниками на северо-западе и кидрясовскими песчаниками-алевролитами, перекрытыми тектоническими покровами сакмарских кремней, на юго-востоке (рис. 41).

Среди терригенных пород выделены довольно мощные (до 100 м) линзы красноцветных песчаников с валунными (до 20 см в поперечнике и более) конгломератами, содержащими в размыве зернистые кварциты эбетинского типа, средне-крупнозернистые массивные и катаклазированные биотит-мусковитовые граниты, фельзит-порфиры и алевролиты, похожие на кидрясовские.

В 2 км южнее устья р. Эбита и к северо-востоку от него вдоль р. Урал у границы раздела косистекских аргиллитов и куагачских песчаников отмечаются полосы тектонических брекчий и прослой конгломератов с обильной галькой косистекских пород.

Среди выходов песчаников картируются многочисленные клинья из тонкозернистых, богатых титаномагнетитом базальтов с обильными крупными вытянутыми агатовыми и кальцит-хлорит-эпидотовыми миндалинами, а также сферолоидных и флюидалных кварц-полевошпатовых и полевошпатовых порфиоров липаритового и дацитового состава с микролит-пилотакситовыми основными массами. Мощность клиньев базальтов достигает 300 м. Примерно такую же максимальную мощность имеют кислые породы. В ряде обнажений (в 2 км южнее устья р. Эбита) зафиксировано прорывание песчаников миндалекаменными базальтами (рис. 42, а). В то же время ксенолиты базальтов обнаружены в липаритах. И косистекские, и куагачские, и кидрясовские породы прорваны здесь многочисленными факолитами пойкилитовых диабазов.

Во многих местах куагачские песчаники обладают как будто моноклинальным падением под углами до 30°, однако детальное картирование показывает большую тектоническую сложность участ-

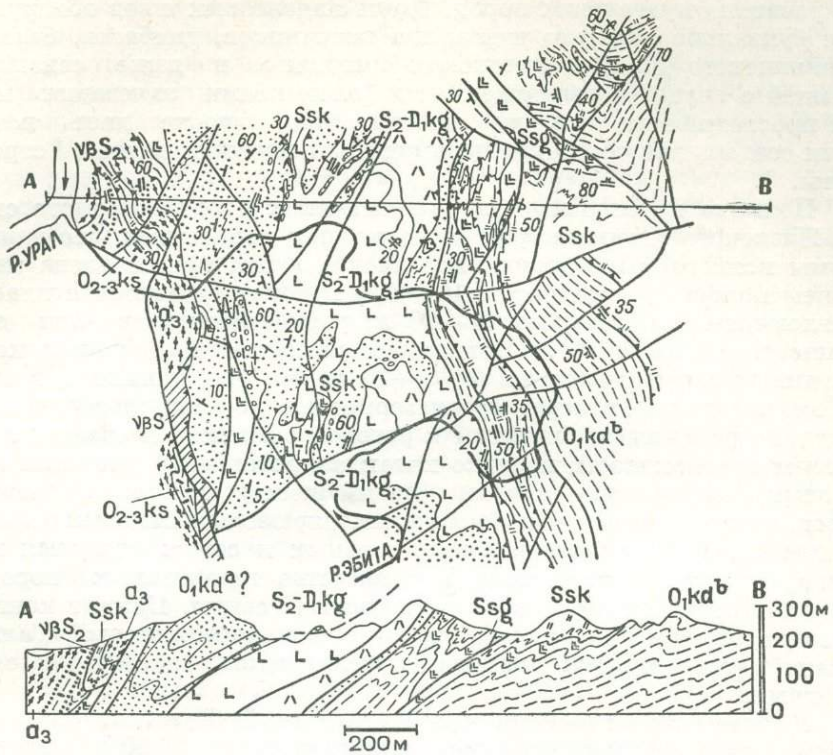


Рис. 41. Схема геологического строения поля развития куагачской свиты в низовьях р. Эбита.

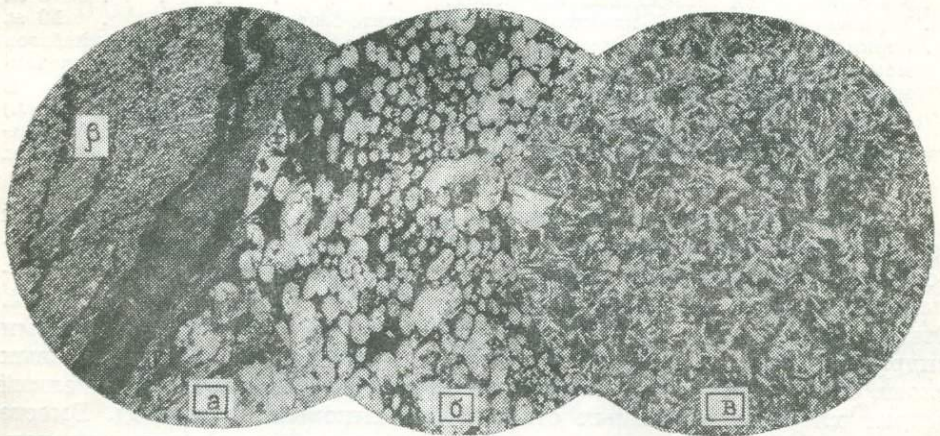


Рис. 42. Микрофото шлифов базальтов куагачской свиты.

*a* — шл. 46/10-73, прорывание песчаника кидрясовской свиты флюидалным базальтом, низовья р. Эбита; *б* — шл. 46/6-71, окисленное пузыристое базальтовое стекло из краевой части потока, правобережье р. Шанды; *в* — шл. 46/14-71, базальтовый микропорфирит с интерсертальной структурой основной массы, там же.

ков развития куагачских пород. Вдоль надвиговых швов обнаруживается буквально какая-то мешанина песчаников, диабазов, базальтов сугралинского типа, косистекских аргиллитов и даже сакмарских кремней с очень невыдержанными элементами залегания и плохой прослеживаемостью по простиранию, что не дает возможности создать какую-нибудь цельную картину внутреннего строения свиты.

Попытка проследить полосу куагачских пород западного склона Орь-Илекского антиклинория на юго-запад показывает, что западнее фермы колхоза «Передовик» куагачская свита представлена чередованием пологозалегающих ( $\angle 10-30^\circ$ ) потоков базальтов с пластинами конгломератов мощностью 10—20 м, реже песчаников при общей мощности свиты  $\approx 700$  м. Конгломераты состоят из крупных, хорошо окатанных галек и валунов (от 5—10 до 50 см в диаметре) гранитов (от мелкозернистых через среднезернистые до крупнозернистых с хлоритизированными биотитом и роговой обманкой и сосюритизированным плагиоклазом, нередко катаклазированных), диоритов и диоритовых порфиритов — краевых фаций этих гранитов, фельзит-порфиритов, тонкослоистых и косослоистых бирюзовых, палевых и красных филлитизированных алевролитов, зеленых и серых слоистых песчаников, слюдяных кварцитов. Большинство терригенных пород из обломков отвечает образованиям чаушской свиты. Цемент конгломератов поровый до базального грубозернисто-песчаниковый. Галька и цемент интенсивно рассланцованы, сплющены, рассечены микродвижениями.

У юго-западного окончания Кураганской (Куагачской) полосы наблюдаются клинья, например, такого полого ( $\angle 10^\circ$ ) падающего на запад разреза (снизу вверх):

1. Красноватые до темно-серых редковкрапленниковые фельзит-порфиры дацитового состава, кое-где с текстурными неоднородностями типа «фьямме» . . . 50 м.
2. Валунные конгломераты с песчаниковыми прослоями в основании и кровле слоя. Кроме разнородной гальки, охарактеризованной выше, среди которой преобладают гранитоиды, обильны обломки кислых эффузивов и туфов дацитового и липаритового состава и бирюзовых аргиллитов, напоминающих косистекские породы. Встречаются также редкие валуны базальтов и кидрясовских алевролитов с реликтами беззамковых брахиопод? . . . 5—6 м.
3. Редковкрапленниковый плагиоклазовый андезито-базальт . . . 10 м.
4. Серия потоков миндалекаменных пузыристых и плотных базальтов-диабазов мощностью до 10 м. Потоки выделяются по появлению пологих рассланцованных зонк вдоль пузыристых горизонтов, отвечающих, видимо, их подошве и кровле. В краевых зонах отдельных потоков содержатся крупные (до 20 см) гнезда деформированного кальцита. Имеются разности базальтов с концентрически-скорлуповатой отдельностью . . . 60 м.

Выходы куагачских базальтов в верховьях ручья Култавасай со всех сторон обрамляются дислоцированными песчаниками и алевролитами кидрясовской свиты с нашлепками брекчий и кремнистых аргиллитов косистекской свиты, а также сакмарских кремней. Отмечены контакты куагачских эффузивов как с грубозернистыми кидрясовскими песчаниками, так и с алевролитами цератопигиевых слоев, содержащими остатки крупных панцирей трилобитов и мелкий детрит хлоритизированных створок беззамковых брахиопод. Вместе с тем в центральной части выходов плотных и пузыристых куагачских базальтов выявлены антиклинальные выступы кидрясовских песчаников и бирюзовых косистекских аргиллитов.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что терригенно-вулканогенные образования куагачской свиты в этом районе залегают в размытом на дислоцированных породах кидрясовской и косис-

текской свит, хотя в большинстве непосредственных контактов установить взаимоотношения между ними не удастся из-за «варварского» стили складчатой и разрывной тектоники, перед которым оказываются бессильными обычные учебные методы структурного картирования — ширина тектонических клиньев базальтов в песчаниках часто составляет 1 м, т. е. оказывается сравнимой с мощностью даек.

Примерно такой же сложностью характеризуется строение куагачской свиты в среднем течении р. Куагаш в районе горы Карагансай (рис. 43). Среди эффузивов здесь преобладают пестроокрашенные фельзиты и фельзит-порфиры дацитолипаритового, дацитового и даже дацитондезитового состава. Породы эти нередко имеют зеленовато-серую окраску и мелкошарово-эллипсоидальную (1—10 см) концентрически-скорлуповатую отдельность (пиллоу-лавы), но вместе с ними обычны красноцветные флюидальные разности. Редкие и мелкие (0,5—1 мм) вкрапленники представлены чешуйками и кристаллами разложенных биотита и роговой обманки, но преимущественно довольно свежим зональным андезином № 38—52, погруженным в пилотакситовый войлок ориентированных лейст плагиоклаза или в смесь пилотакситового войлока с пятнами микропйкилитового кварца. Размеры лейст составляют 0,1—0,5 мм, пятен кварца — 0,1—0,5 мм. В шаровых лавах крохотные ориентированные лейсты едва заметны, и породу можно было бы спутать с алевролитом, если бы не отдельные плагиоклазовые вкрапленники. Подобные микроструктуры весьма характерны для эффузивов всей куагачской свиты, которую можно было бы назвать «пилотакситовой толщей». Кислые эффузивы обычно подстилаются туфоконгломератами с окатанной галькой таких же пород, пузыристыми и миндалекаменными андезитобазальтовыми порфиритами, а также базальтами с агатовыми миндалинами. Основные эффузивы содержат до 30% вкрапленников зонального лабрадора (до № 65) и короткостолбчатого авгита ( $cNg=43^\circ$ ), погруженных в интерсертальную и долеритовую основную массу с большим количеством миндалин, выполненных агатом, селадонитом, кальцитом или смесью этих минералов. Породы затронуты зеленокаменным перерождением. Эффузивы прорваны большим количеством (около 20) мелких штоков и трещинных тел размерами от  $30 \times 30$  до  $200 \times 1000$  м флюидальных фельзитов и фельзит-порфиров липаритового состава игниспумитового типа, часто обнаруживающих полосчато-пламеневидные текстуры типа фьямме и красноцветную окраску. Под микроскопом видна тонкофлюидальная текстура и микропйкилит-микропилотакситовая структура пород (см. рис. 46, д), сходных в этом отношении с липаритовыми субвулканами других пунктов Сакмарской зоны, которым приписывается девонский возраст (см. рис. 46, е, ж, з).

В кислых туфах и базальтоидах низов разреза обнаруживается большое количество отторженцев и глыб размерами до  $2 \times 2$  м известняков с фауной нижнего ордовика, характеристика которой приведена выше. В западной части эффузивного поля из-под вулкаников «выглядывают» породы кидрясовской свиты, представленные на западе конкреционными алевролитами цератописигиевых слоев, глыбами известняков, а на востоке — грубозернистыми «немыми» косослоистыми аркозо-вулканомиктовыми песчаниками. Среди песчаников, круто наклоненных к востоку, тянутся отдельные гривки гравелитов с агатовыми миндалинами, валунников с галькой (до 20 см) красных фельзит-порфиров дацитового и дацитолипаритового состава (в этих породах, в общем сходных с окружающими эффузивами, более четко выделяются биотит-плагиоклазовые и роговообман-

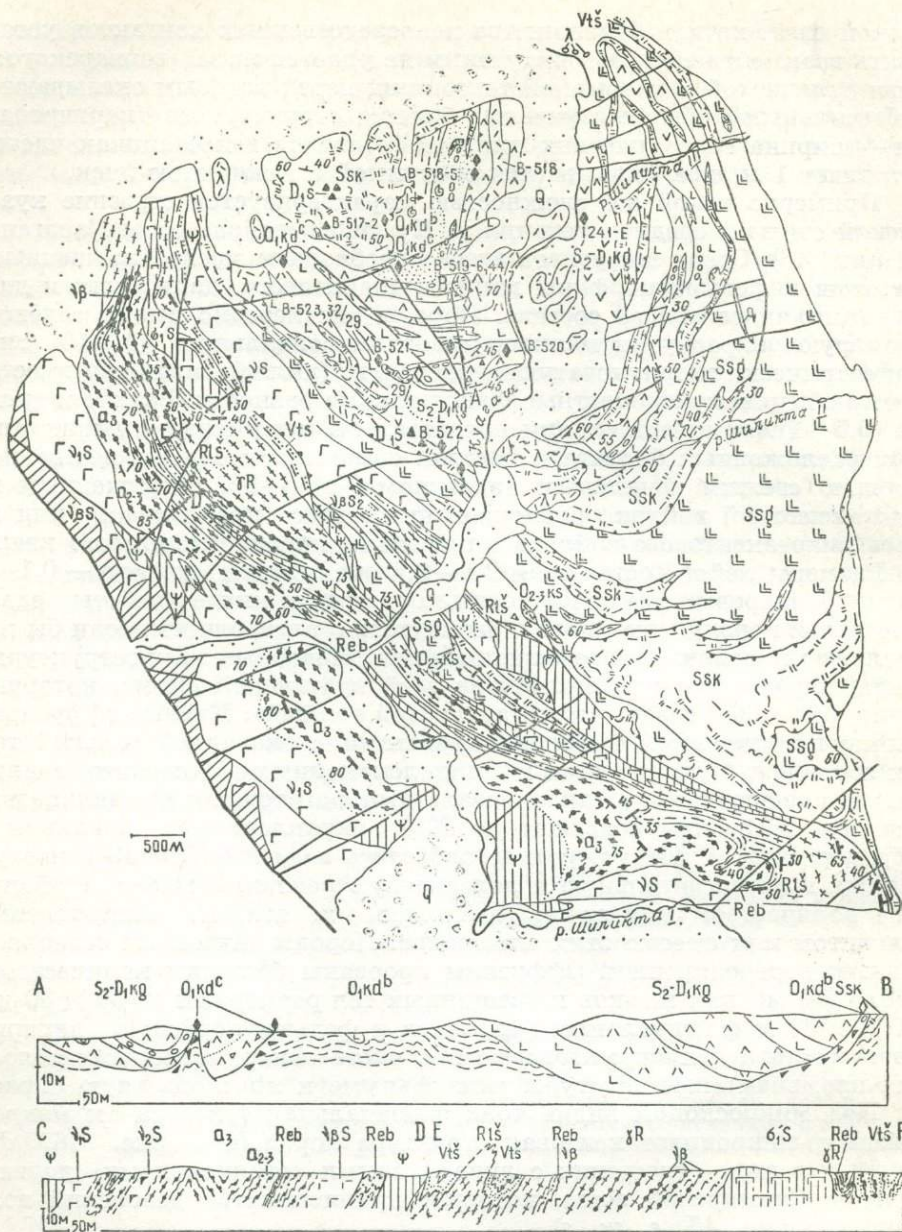


Рис. 43. Схема геологического строения поля развития куагачской свиты в районе зим. Чкалов.

ково-плагиоклазовые разности с 5% вкрапленников опациitized роговой обманки), а также черных дангазанских фтанитов.

В. Г. Кориневский (1974<sub>1</sub>) считает, что эффузивы перекрывают кидрясовские песчаники и алевролиты, пластуясь с линзами тремадокских известняков, составляя с ними единое целое, а сами, в свою очередь, перекрываются сакмарскими кремнями.

На самом деле разрыв в основании эффузивов может предполагаться, так как на западе в основании липаритовых туфов, залегающих здесь на конкреционных алевролитах с фауной цератопигие-

вых слоев, отмечены слои перемытых алевролитов, тонко пластикующихся с туфами. В 1 км восточнее те же туфы цементируются карбонатным материалом с остатками трилобитов и брахиопод не то аренига, не то тремадока. Смена состава цемента в туфах на расстоянии в 1 км свидетельствует о существенном размыве подстилающего терригенно-карбонатного разреза.

Вместе с тем крупные глыбы и отторженцы ордовикских известняков, встречающиеся в основании среди базальтов и кислых туфов, не могут считаться линзами и прослоями одновозрастных с эффузивами карбонатов и, следовательно, определять возраст эффузивов в первую очередь потому, что всюду в местах развития куагачских вулкаников, соседствующих с известняками (вплоть до крайних западных выходов на правобережье р. Шанды), известняки протрудируют брекчированные вулканики, образуя в них жилы и затертые блоки. Доказательства этому можно найти и в районе горы Карагансай. Здесь на востоке глыбы известняков и карбонатные брекчии оказываются под куагачскими эффузивами, а на западе — под кремнями с сакмарскими граптолитами, удерживающими исследователей от соблазна датировать кремни ордовиком.

Таким образом, несмотря на возможное наличие размыва в основании куагачских эффузивов, непосредственный контакт их с подстилающими породами кидрясовской свиты сорван, поэтому не удастся протянуть параллельно контакту какие-нибудь горизонты, кроме «маркирующих» брекчий и глыб известняков, обрывков лент гравелитов, конгломератов, а также конкреционных алевролитов, песчаников и даже сакмарских кремней. Особенно показательно присутствие вдоль контакта эффузивов с песчаниками кидрясовского типа лент деформированных сакмарских фтанитов, обрамляющих со всех сторон гриву конгломератов с галькой дацитовых порфиоров.

Следовательно, утверждение В. Г. Куриневского о том, что куагачские эффузивы района горы Карагансай перекрываются сакмарскими кремнями, справедливо, однако это перекрытие тоже следует считать тектоническим, так как уже в 4 км к юго-юго-востоку от горы Карагансай те же кремни залегают на сугралинских базальтах.

Не менее сложная картина наблюдается в крайних западных выходах куагачской свиты на правобережье р. Шанды, где блок крутостоящих вулканомиктовых конгломератов и песчаников (рис. 44) надвинут на сакмарские кремни и цефалоподовые известняки нижнего лудлова. О внутреннем строении свиты дает представление разрез № 4 (рис. 45). Кислые эффузивы формируют здесь самые молодые субвулканические тела, а также присутствуют в изобилии в гальке валунных (до 60 см в поперечнике) конгломератов и в обломках песчаников. Среди них отмечены красноцветные кристалло-витротуфы (рис. 46, а), игниспумиты-игнимбриты (рис. 46, б) и флюидально-микросферолоидные лавы (рис. 46, в). Обильные вкрапленники размерами до 3 мм представлены кислым плагиоклазом (№ 17—32), свежим резорбированным кварцем, реже ортоклазом, погруженными в очень пеструю по степени кристалличности микропойкилитовую с участками микрогранитовой основную массу. Весьма примечательно присутствие в некоторых типах кислых эффузивов реликтовых идиоморфных кристаллов растресканного и резорбированного альмандина диаметром до 0,6 мм (рис. 46, в, г), сходного с альмандином гнейсов кызылкаинской толщи (см. рис. 3, а), но как бы претерпевшим шестикратное уменьшение в размерах.

Конгломераты и песчаники чередуются с мощными потоками темных, почти афировых базальтов. Краевые части потоков сложены

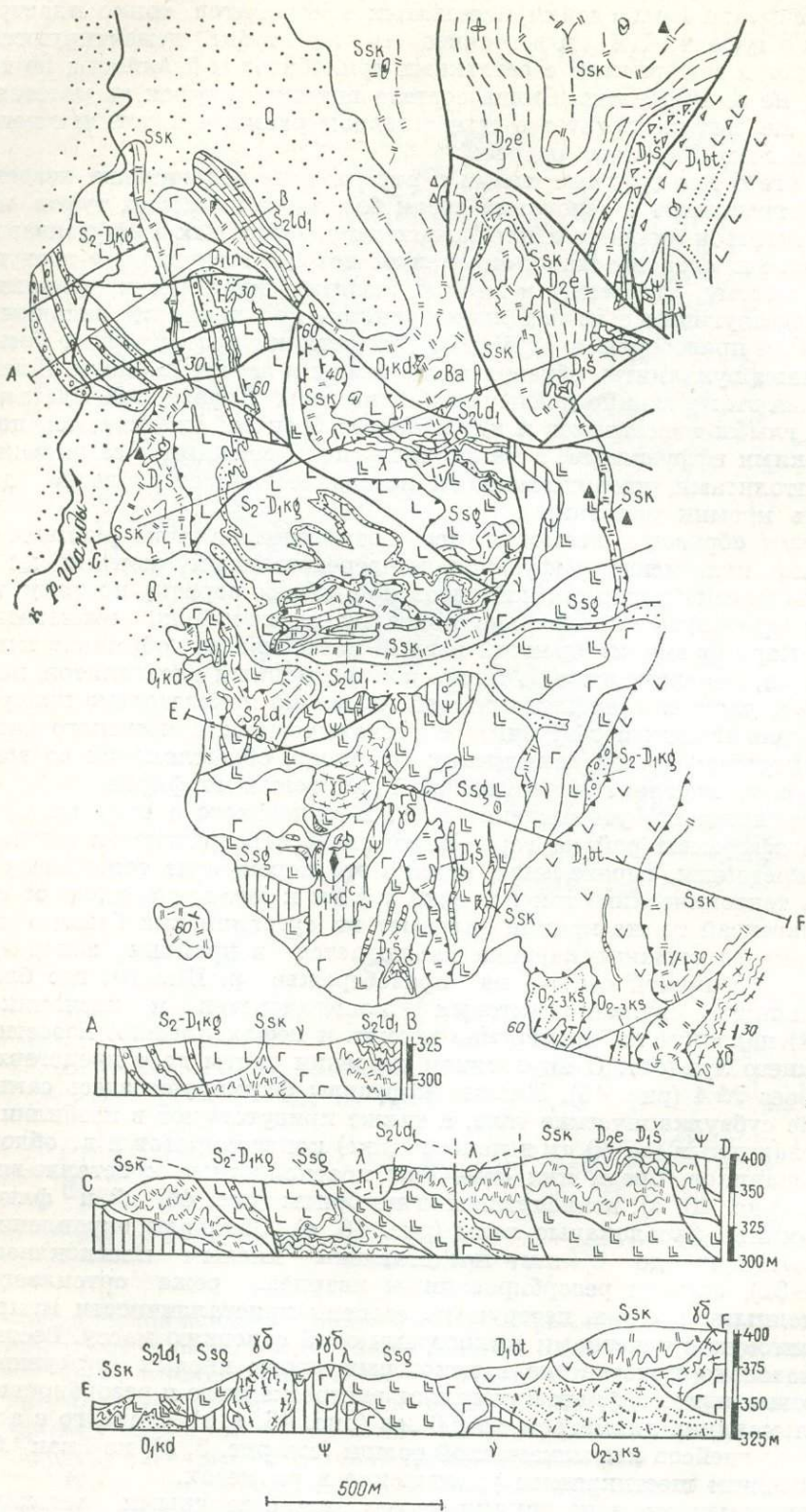


Рис. 44. Схема геологического строения поля развития кугачской свиты вдоль правого притока р. Шанды.

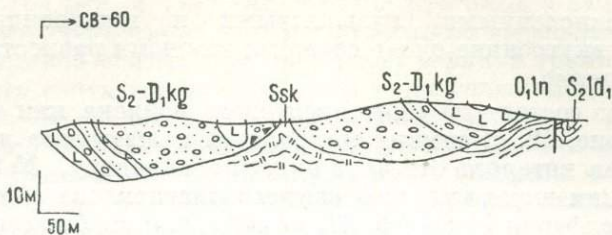


Рис. 45. Разрез № 4 куагачской свиты северо-восточнее развалин Заготскота.

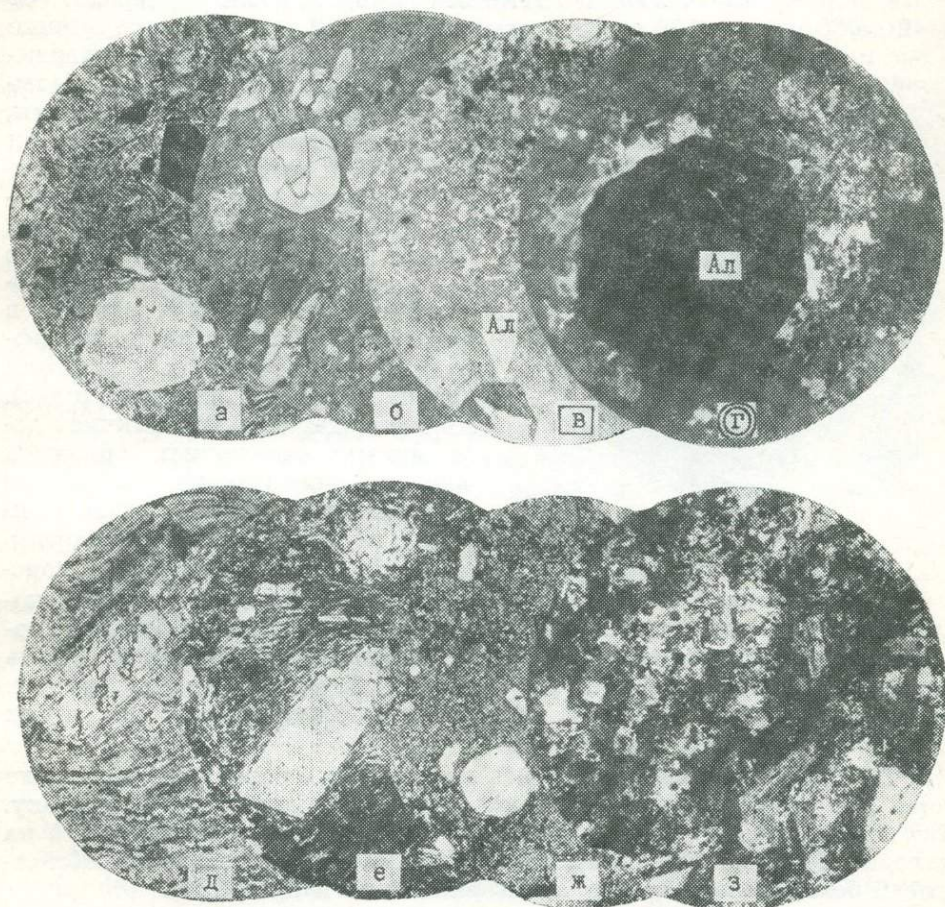


Рис. 46. Микрофото шлифов девонских липаритовых и дацитовых лав, туфов и субвулканических пород Сакмарской зоны.

*а* — шл. 46/3-71, липаритовый кристалло-витротуф с рогулчатой основной массой, галька в конгломератах куагачской свиты, правобережье р. Шанды; *б* — шл. 46/10-71, липаритовый игнимбрит с лентикулитовой основной массой, галька в конгломератах, там же; *в* — шл. 46/10-71, ник. +, флюидалный мелковкрапленниковый липаритовый порфир с оплавленным кварцем, на краю шлифа — вкрапленник альмандина, там же; *г* — шл. тот же, кристалл альмандина, окруженный каймами раскристаллизованного в микропайкилитовые агрегаты кварц-полевошпатового материала; *д* — шл. 41/5-73, флюидалный фельзит-порфировый игниспумит из субвулкана, рвущего сакмарские кремни и куагачские эффузивы, устье ручья Шиликта II; *е* — шл. 5/2-71, ник. +, фельзит-порфир с трахитоидной основной массой, субвулкан в байтерекских эффузивах восточнее с. Ленинское; *ж* — шл. 11/6-71, липаритовый порфир из дайки, прорывающей сугралинские базальты, северный берег р. Карабутак; *з* — шл. 4/26-71, ник. +, дацитовый порфир с микрогранитовой основной массой из дайки, рвущей косистекские туффиты по правобережью р. Косистек.

красными окисленными, пузыристыми и шлаковидными (см. рис. 42, б), а внутренние очень свежими темными разностями с шаровой отдельностью.

Базальты состоят из пилотакситового войлока или «офитового хаоса» (см. рис. 42, в) свежих микролитов плагиоклаза длиной 0,1—0,2 мм, состав которого отвечает андезин-лабрадору № 50, мелких (0,5 мм) редких вкрапленников свежего плагиоклаза с зональностью от ядра к периферии № 85, 75, 67, 58 и 45, т. е. от битовнита до андезина, и авгита. В интерстициях лейст присутствуют идиоморфные зерна авгита (0,05 мм), обильный титаномagnetит, а в краевых зонах потоков — бурое стекло.

Базальты очень богаты агатовыми миндалинами размерами от 1—2 до 20 и даже 100 мм, в среднем около 10 мм в поперечнике (рис. 47). Агаты обладают красивыми контрастными красными, белыми и голубоватыми расцветками, но рассечены многочисленными широтными микросдвигами.

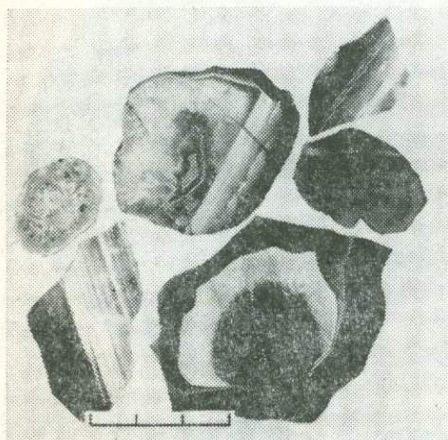


Рис. 47. Агаты из базальтов куагачской свиты.

В центрах крупных миндалин встречаются жеоды кристаллов аметиста. Обломки базальтов отмечены в прослоях разделяющих их конгломератов и песчаников, однако в них преобладает галька кислых эффузивов (в песчаниках — обломки кварца, плагиоклаза и калишпата). Не менее характерно наличие довольно многочисленных обломков черных, красноватых и серых кремней дангазанской свиты. Контакт с подстилающими сакмарскими радиоларитами и цефалоподовыми известняками виден непо-

средственно по краям центрального антиклинального гребня сакмарских кремней. Здесь устанавливается срезание слоев песчаников, вдоль контакта наблюдается россыпь мелких обломков тентакулитовых известняков нижнего девона, близ которых куагачские песчаники подвержены карбонатизации.

В. Г. Кориневский, базируясь на своих наблюдениях в районе горы Карагансай, считает возможным отнести свиту к тремадоку. Такого же мнения придерживается А. Т. Зверев, указывающий на находки в песчаниках куагачской свиты севернее истоков р. Койсарысай беззамковых брахиопод (Кориневский и др., 1974).

Однако следует иметь в виду, что со всех сторон полоса куагачских пород контактирует с кидрясовскими песчаниками и алевролитами, так что находки фауны здесь естественны. Справедливости ради надо заметить, что куагачские песчаники на самом деле внешне очень напоминают кидрясовские. Если их в этом районе относить к кидрясовской свите, что, кстати, делают и уральские геологи, то нужно пересматривать возраст косистекской свиты, так как по северной периклинали Орь-Илекского антиклинория бирюзовые аргиллиты косистекской свиты попадают в размыв в куагачские конгломераты и гравелиты. Если подходить к этому вопросу принципиально, тогда косистекскую свиту следует возвращать в кембрий и называть акайской.

Есть и другой выход. Нижняя граница куагачской свиты определяется по ее структурно несогласному залеганию на различных горизонтах кидрясовской свиты, в то время как верхняя граница неопределенна, то есть свита может оказаться и послелланвирнской, и силуро-девонской. Вероятность силуро-девонского возраста свиты вытекает из того, что ее параллелизация с другими свитами затруднена, а промежуток времени от верхнего лудлова до кобленца свободен.

Важно также подчеркнуть, что литологическое сходство, почти тождество, большинства куагачских песчаников с кидрясовскими может быть связано с единством источников сноса разновозрастных толщ. Судя по обилию обломков древних кварцитов, кислых эффузивов, гранитоидов (кварца, полевого шпата, слюд) и кембрийских фтанитов в кидрясовских и куагачских песчаниках, областью размыва служил Орь-Илекский антиклинорий с кварцито-сланцами эбетинской свиты, порфирами лушниковской свиты, комагматичными им гранитами, чаушскими песчаниками и кремнями дангазанской свиты. Поэтому правомерным представляется вывод о том, что изолированные выходы куагачских пород шарьированы с западных склонов Орь-Илекского поднятия.

## ДЕВОН?

### Байтерекская свита

Породы свиты в виде узкой полосы шириной до 2 км прослеживаются из района с. Ленинское в район западнее с. Кызылфлот почти на два десятка километров. Здесь во врезках по ручьям обнажаются основные и средние по составу эффузивы и разнообразные брекчии. Отмечаются также тектонические клинья косистекских аргиллитов и песчаников и черных фтанитов сакмарской свиты, хотя возвышающиеся над балками сакмарские породы образуют смятый в складки покров, надвинутый на эффузивы. По западному борту Байтерекской полосы фиксируется максимальное количество тектонических брекчий, состоящих из обломков разнообразных эффузивных и субвулканических пород, известняков с фауной брахиопод и кораллов ордовикско-силурийского возраста, плагиогранитов, серпентинитов, амфиболитов, слагающих в тылу брекчий протрузивные тела. В восточной части полосы встречаются горизонты бомбовых агломератовых туфов, состоящих из крупных пузыристых бомб в базальном литокластическом обломочном цементе, крупнообломочных литокластических туфов-агломератов, туфоконгломератов с крупными (до 20—50 см в поперечнике) окатанными валунами эффузивных пород. Представление о строении Байтерекской полосы дают разрезы № 9, 10 (рис. 48). Характерны преимущественно андезитобазальтовый состав и порфировое строение пород, хотя среди лав отмечаются основные базальты-диабазы, а среди туфоконгломератов — горизонты с обильной галькой и валунами крупновкрапленных андезитовых порфиритов и даже редковкрапленных фельзит-порфиритов дацитового состава.

В пределах Байтерекской полосы среди эффузивов и брекчий размещается огромное количество деформированных субвулканических тел разнообразных фельзитов, фельзит-порфиритов и кварц-полевошпато-липаритовых порфиритов. Форма тел штоко- и дайкообразная. Крупные дайки вытягиваются на расстояние до километра при ширине до 100 м. Некоторые мощные тела сложены автомагматическими брекчиями, состоящими из обломков разноструктурных плагиолипа-

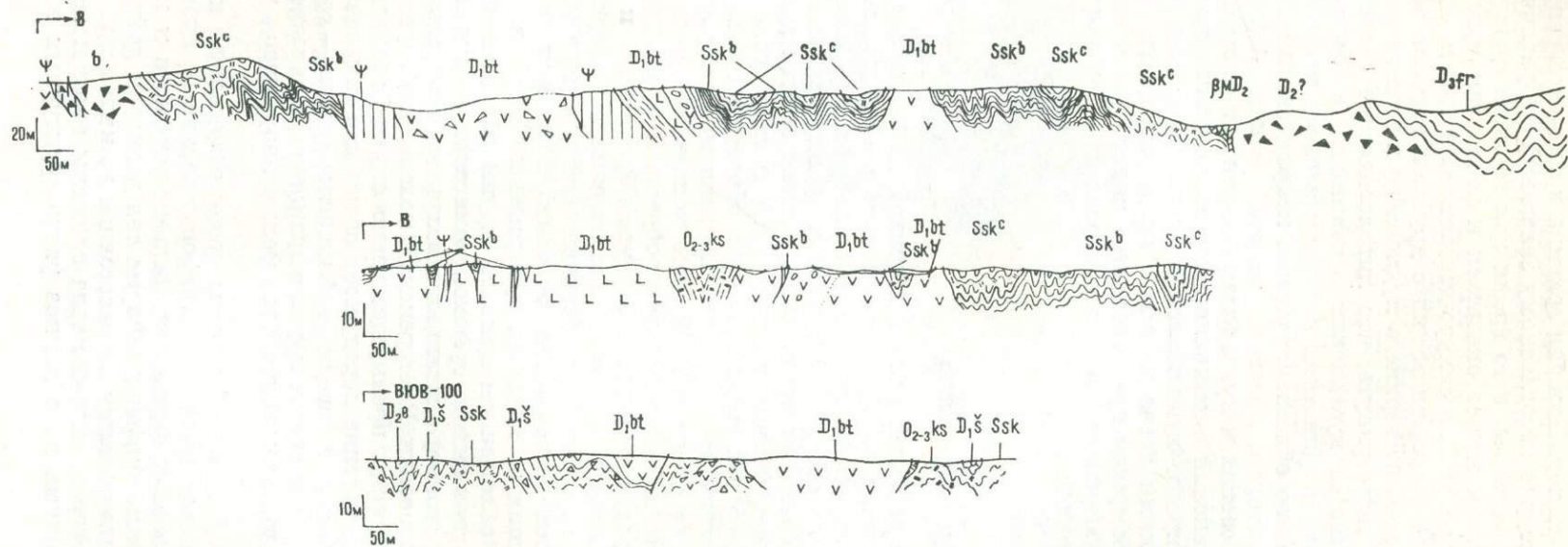


Рис. 48. Разрезы по зонам развития байтерекской свиты Сакмарской зоны.

Вверху — разрез № 9 по р. Егиндысай, посередине — разрез № 10 по безымянной балке по левобережью р. Косистек, внизу — разрез № 5 по правобережью правого притока р. Шанды.

ритов в смеси с катаклазированными андезитами и базальтами. В. Г. Кориневский полагает, что такие тела представляют собой прослой плагиолипаритовых туфов, однако они имеют рвущие контакты с основными эффузивами и брекчиями и оторочены метровыми зонами стекловатых катаклазитов.

Аналогичные эффузивы и брекчии развиты и значительно западнее Байтерекской полосы. На правобережье р. Шанды (рис. 48, разрез № 5) в ряде тектонических блоков обнажаются тонкослоистые бирюзовые до бурых туфогенные гравелиты, песчаники, алевролиты и аргиллиты суммарной мощностью до 75 м, залегающие, скорее всего, на косистекских плагиолипаритовых туффитах. В псаммитовых породах обильны кристаллокласты плагиоклаза, роговой обманки и обломки разнообразных андезитовых порфиритов, а кремнистые аргиллиты, в общем довольно похожие на косистекские, содержат реликты крупных, полузамещенных кальцитом породисковых радиоларий плохой сохранности (рис. 49). Эти радиоларии Л. С. Усольцева считает средне-верхнеордовикскими. Однако параллелизация вмещающих туфогенных пород с косистекскими порфиритами затрудняется их существенно андезитовым составом и пространственной связью с такими же лавами, что хорошо видно на разрезе № 5 (см. рис. 48). Здесь присутствуют разности крупновкрапленных андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов с фенокристами гиперстена, авгита и свежего резко зонального плагиоклаза, что сближает их даже с породами нижней толщи чанчарской свиты. Вкрапленники эти погружены в основную массу, обладающую чертами сходства с чанчаритами верхней толщи.

Выходы подобных сине-зеленых андезитовых туффитов и лав, к которым присоединяются горизонты агломератовых туфов, отмечаются по левобережью р. Жаксы-Каргала ниже устья р. Карабутак. Далее к северу за широтным отрезком р. Жаксы-Каргала аналогичные образования выходят из-под покровов сакмарских кремней в антиклинальных ядрах Шаншарской зоны. В Шаншарской антиклинали зеленые слоистые туффиты и агломератовые туфы отделяют зеленые миндалекаменные андезито-базальтовые порфириты с заключенными в них мелкими субвулканическими телами крупновкрапленных роговообманково-плагиоклазовых порфиритов (на западе) от зеленоватых и буроватых флюидалных и комковатых лав андезито-дацитового и дацитового состава, занимающих площадь не менее 4 км<sup>2</sup> на северо-востоке структуры. Надо заметить, что обломки крупновкрапленных андезитовых порфиритов, аналогичных субвулканам Шаншарской антиклинали, чрезвычайно характерны для брекчий западной части Байтерекской полосы. Кроме того, описанные выше породы сближает с байтерекскими огромное количество обычно небольших по размерам штоков и трещинных тел фельзитов, фельзит-порфиритов и кварц-полевошпатовых порфиритов дацитового, дацитолипаритового и липаритового состава.

По южному берегу р. Урал аналоги байтерекских порфиритов и порфиритов присутствуют лишь в виде бескорневых глыб в западной фронтальной части сакмарского меланжа.

Более или менее непрерывные выходы байтерекской свиты южной части Сакмарской зоны отделяются от полей развития монотонных сугралинских базальтов-диабазов или сугралинско-сакмарского меланжа полосой плагиолипаритовых туффитов косистекской свиты. Эти соотношения и создают трудности с возрастной датировкой косистекской свиты. С одной стороны, она оказывается близкой по составу субвулканам, рвущим байтерекские туфы и эффузивы, поэто-

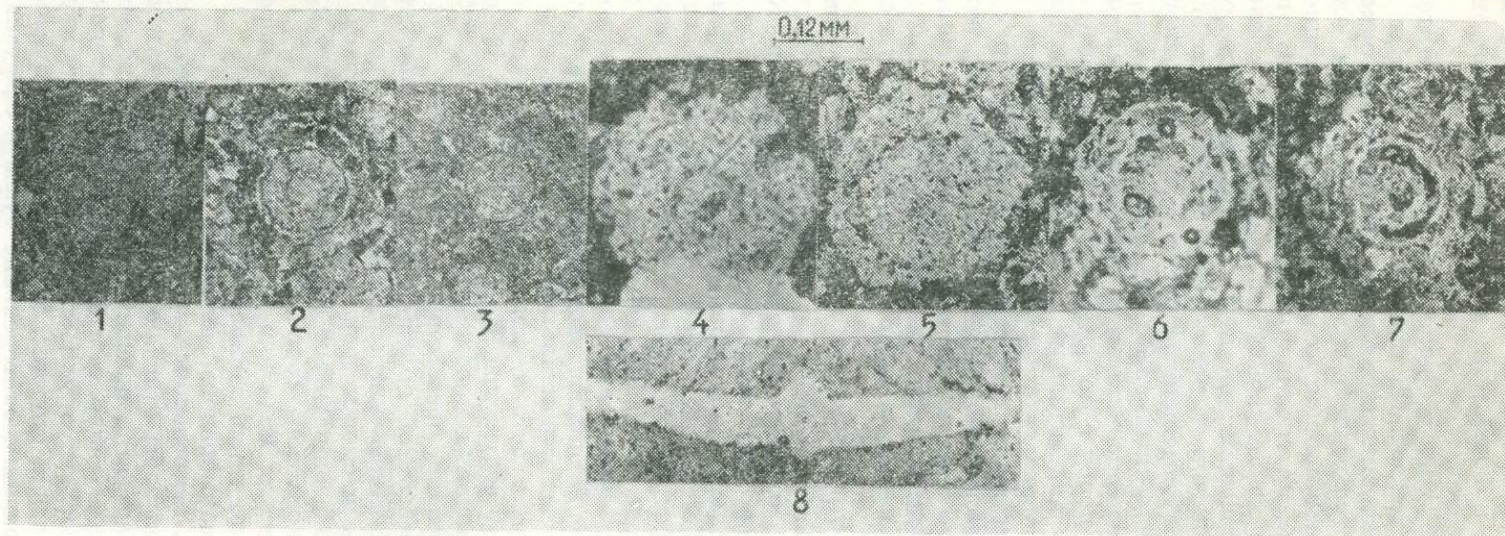


Рис. 49. Микрофото радиоларий из пачки бурых и сине-зеленых андезитовых туффилов байтерекской свиты (определения и фото Л. С. Усольцевой по шлифам А. В. Авдеева).  
 1 — *Spongoplegma* sp.; 2 — *Doryconthidium* sp.; 3 — *Cenosphaera* sp.; 4, 5 — *Diploplegma* sp.; 6, 7 — *Cromycarpus* sp.; 8 — *Hogiastrum* sp. Все шлифы из т. н. 32/14-73 по правобережью правого притока р. Шанды, в 2,5 км по аз. СВ — 41° от развалин Заготскота.

му С. В. Руженцев (1971) склонен относить косистекскую свиту к нижнему девону, однако ее полный аналог за р. Урал — губерлинскую свиту — он тем не менее оставляет в ордовике. С другой стороны, косистекские породы пересекаются субвулканическими аналогами сугралинской свиты и перекрываются сакмарскими кремнями, что свидетельствует о досилурийском возрасте косистекских туффов.

В. Г. Кориневский считает осадочно-эффузивную байтерекскую свиту фациальным аналогом базальтов-диабазов юго-востока Сакмарской зоны, выделенных им в бутакский тип разреза сугралинской свиты. Возраст «байтерекского» и «бутакского» типов разреза он определяет по «линзам и прослоям» черных фтанитов с граптолитами среднего лландовери. Как было показано выше, эти фтаниты принадлежат к средней части разреза сакмарской свиты и образуют синклинальные тектонические клинья, нашлапки, а также антиклинальные гребни и протрузивные тела, контактирующие с самыми различными породами Зилаирской, Сакмарской и Орь-Илекской зон, поэтому фтаниты нельзя привлекать для датировки контактирующих с ними пород.

Контакты байтерекской свиты с шандинской олистостромой очень запутанные, в большинстве своем, видимо, тектонические, тем не менее случаи перекрытия байтерекских пород шандинскими известняками часты. Кроме того, во многих пунктах по правобережью рек Карабутак и Шанды в шандинских конгломерат-брекчиях отмечены гальки липаритовых порфиров, сходных с субвулканическими породами, пересекающими байтерекские лавы и туфы, а по левобережью р. Карабутак, вблизи ее устья — лланвирские алеволиты. В районе излучины р. Косистек шандинские брекчии кое-где перекрыты маломощными нашлапками крупновкрапленных роговообманково-биотит-плагиоклазовых и биотит-плагиоклазовых андезитодацитовых и дацитовых экструзивных куполов, лав и туфов, которые могут считаться продуктами мелководных извержений, заключающих байтерекский вулканизм.

Литологическое сходство байтерекских пород с вулканитами и субвулканитами куагачской свиты района горы Карагансай указывает на близость их возраста. Вместе с тем перемежаемость западных вулканитов с шандинскими брекчиями свидетельствует, скорее, о нижнедевонском возрасте байтерекской свиты. Эти данные могут быть уточнены путем дополнительного изучения остатков радиоларий, в изобилии встречающихся в сине-зеленых кремнистых туффитах свиты. Подобно тому, как куагачские песчаники сходны с песчаниками кидрясовской свиты, сине-зеленые кремнистые туффиты байтерекской свиты похожи на туффиты косистекской, от которых они отличаются тонкой слоистостью и более яркой, вернее, пестрой окраской, а также частым чередованием слоев туфопесчаников и аргиллитов.

Залегая под покровами фтанитов сакмарской свиты по восточному обрамлению Медесской синклинали (западнее дороги Херсон — Кенсайран), по северному берегу р. Жаксы-Каргала ниже Каргалинской плотины и на правобережье р. Шанды, байтерекские сине-зеленые туффиты оказываются пространственно сближенными с выходами, с одной стороны, косистекских пород, а с другой — со свежими пироксен-плагиоклазовыми порфиритами, довольно сходными с порфиритами низов разреза чанчарской свиты. Удовлетворительно объяснить эти факты можно, допуская, что байтерекские сине-зеленые туффиты залегали с размывом на косистекских бирюзовых кремнис-

тых аргиллитах, унаследовав частично их окраску. Перекрывающие их лавы на самом деле являются девонскими, но более древними, чем чанчарские эффузивы.

#### НЕЯСНЫЕ И СПОРНЫЕ ВОПРОСЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТНОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ПОРОД

Как следует из приведенных выше данных о стратифицированных образованиях Сакмарской и Орь-Илекской зон, многие развитые в них типы разновозрастных пород сходны по литологическим характеристикам.

В частности, очень близки друг к другу алевролиты эбетинской, чаушской, кидрясовской, куагачской, отчасти косистекской и зилаирской свит, песчаники чаушской, кидрясовской, куагачской и зилаирской свит, бирюзовые туффиты косистекской и байтерекской свит, сугралинские и куагачские базальты и т. д.

В группе темных, существенно кремнистых пород оказываются сходными черные кварцито-сланцы эбетинской, дангазанской, сакмарской, низов чанчарской и егиндинской свит. Особенно разительно это сходство для близковозрастных пар в случае их сильного смятия, рассланцевания, метаморфизма или тектонического сучивания.

В силу этих причин без повсеместного прослеживания при картировании и даже с ним становится трудной, а порой и невыполнимой задача распознавания филлитов обрамления Орь-Илекского антиклинория (чаушские или кидрясовские), кремней эбетинской, дангазанской и сакмарской свит, особенно в условиях слабой обнаженности, сильного выветривания и корообразования.

Выше при описании разных свит были показаны нюансы стратиграфической и тектонической ассоциативности пород, особенности их литологии, петрографии и насыщенности органическими остатками, которые позволили нам нарисовать приведенную здесь схему стратиграфии. Другие исследователи видят те же породы другими глазами, у них возникают иные ассоциации, поэтому как геологические карты, так и объяснительные записки к ним не могут считаться объективными документами. Качество карт зависит не только от опыта составителей, но и от опыта века. Обычно геологи утверждают, что только объективные карты могут служить основой надежных теоретических построений. Пытаясь увязать в логическую схему приведенные выше рассуждения, нетрудно попасть в «замкнутый круг». Видимо, поэтому большинство проблем геологии все еще ждет своего решения — века сменяют друг друга, а с ними растет и опыт.

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ И МАЛОИНТРУЗИВНЫЕ  
ОБРАЗОВАНИЯ

## РИФЕЙ

## Лушниковский гранитовый комплекс

На геологических картах северо-восточнее и юго-восточнее с. Лушниковка показано несколько изолированных выходов гранитов с максимальными размерами  $5 \times 1,5$  км при вытянутости в меридиональном направлении. На самом же деле гранитоиды слагают почти непрерывную полосу длиной 15 км вдоль всего западного крыла Ор-Илекского антиклинория. Рассланцованные граниты нередко размещены либо среди мелковкрапленных, почти афировых порфиroidов, развитых по субвулканическим фельзит-порфирам, либо среди ороговикованных лентотуфов низов разреза лушниковской свиты. На правобережье р. Эбита в эбетинских сланцах и кварцитах довольно часто встречаются зернистые породы глаукофан-кварц-полевошпатового состава, развитые по апофизам гранитов (см. рис. 1 и 50, з). Положение гранитов в полосе, разделяющей выходы лушниковских порфиroidов и эбетинских сланцев и кварцитов, указывает, что гранитное тело тяготеет к крупной межформационной границе раздела двух разнородных свит.

Таково же положение гранитов в суженной ( $10 \times 1,5$  км) полосе докембрийских пород западной части Чкаловского блока. Здесь в ядрах узких линейных перфоантиклиналей обнажаются серпентиниты и пироксениты, обрамленные выходами эбетинских сланцев и кварцитов, а на крыльях появляются рассланцованные гранитоиды, порфиroidы лушниковской свиты и чаушские песчаники (см. рис. 43). Примерное равенство ширины выхода гранитов и порфиroidов на крыльях перфоструктур (максимум 250—300 м) указывает на примерное равенство мощностей порфиroidов и гранитов в других сечениях. Поэтому выходы гранитов комплекса в районе с. Лушниковка могут принадлежать единому крупному телу мощностью не менее 2 км.

Повсеместно граниты комплекса катаклазированы, рассланцованы и разгнейсованы. Гнейсовидность гранитов и кливаж порфиroidов представляют собой кливаж осевой плоскости складок. Однообразие его падений в районе с. Лушниковка к западу под углами 50—80° указывает на то, что и порфиroidы, и граниты участвовали в деформациях как единое монолитное тело.

Среди гранитов кое-где можно различать существенно мелкозернистые, нередко бластопорфиroidовидные, а также более равномерно-зернистые среднезернистые (до 5 мм) лейкократовые и меланократовые разновидности. У контактов с темными порфирами преобладают более

мелкозернистые лейкократовые граниты, принадлежащие, скорее всего, к продуктам дополнительных интрузивных фаз. Следует отметить, что очень часто даже эти лейкократовые граниты превращены в темные филлониты, с трудом отличающиеся от вмещающих порфиридов. Поэтому по современным выходам невозможно составить карту массива, которая позволяла бы судить о его внутреннем строении и формационной принадлежности. Тем не менее в гальках куагачских конгломератов присутствует довольно много мелкозернистых меланократовых разновидностей вплоть до кварцевых микродиоритов и диоритовых порфиридов, обычно инъецируемых более грубозернистыми и лейкократовыми гранитами. В количественном отношении преобладает галька серовато- и зеленовато-розовых средне-крупнозернистых, сильно эпидотизированных и хлоритизированных биотитовых и роговообманково-биотитовых гранитов.

Граниты состоят из кислого плагиоклаза (№ 10—20—30), почти повсеместно замещаемого шахматным альбитом, реликтового калиевого полевого шпата, иногда решетчатого микроклина, также почти целиком замещенного шахматным альбитом, кварца (до 30%), в округлых зернах или образующего микропегматитовые срастания с полевыми шпатами — первичным калишпатом или вторичным альбитом (рис. 50, а), и небольшого количества слюдистых минералов — обычно мелких (до 1 мм) чешуек вторичного зеленого биотита и мусковита. Породам свойственны бластокластические до милонитовых структуры. Зерна первичных минералов раздроблены, кварц передавлен, разгранулирован, полевые шпаты замещены чешуйками вторичных мусковита — серицита, на стыках зерен развиваются агрегаты чешуек эпидота, хлорита и стильномелана (рис. 50, б, в).

Среди обломков в куагачских конгломератах низовьев р. Эбита найдены как разгнейсованные, так и довольно свежие меланократовые гранитоиды, по-видимому, отвечающие этому комплексу, но отличающиеся лучшей сохранностью. В их состав входит 15% темноцветных минералов — обыкновенная зеленая роговая обманка ( $cNg=20-24^\circ$ ) и бурый биотит, замещающийся зеленым хлоритом, 35% идиоморфного нередко слабо зонального олигоклаза (№ 20—28), 25% кварца и 25% практически пертитового калиевого полевого шпата. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом и сфеном и мелкими разложенными редкоземельными минералами, включенными в биотит и окруженными плеохроичными двориками. Структура пород типичная среднезернистая гранитовая. Степень убывания идиоморфизма кристаллов такова: роговая обманка, биотит, плагиоклаз, кварц и калишпат. Последний образует довольно крупные (более 1 см) зерна, пойкилитически включающие в себя ранее выкристаллизованные минералы. Подобные граниты адамеллитового типа, видимо, возникли в главную интрузивную фазу. Присутствие в них калиевого полевого шпата указывает на то, что граниты лушниковского комплекса подверглись интенсивному натриевому метасоматозу и потеряли весь свой первичный калишпат. Именно поэтому их раньше нередко выделяли в плагиогранитовые комплексы, хотя они не являются типичными представителями таких комплексов.

По составу граниты комплекса близки к лушниковским порфиридам и составляют с ними *единую вулканоплутоническую ассоциацию континентального типа*. Сильно милонитизированные гранитоиды, развитые по западному обрамлению Чкаловского блока, практически не отличаются от лушниковских порфиридов.

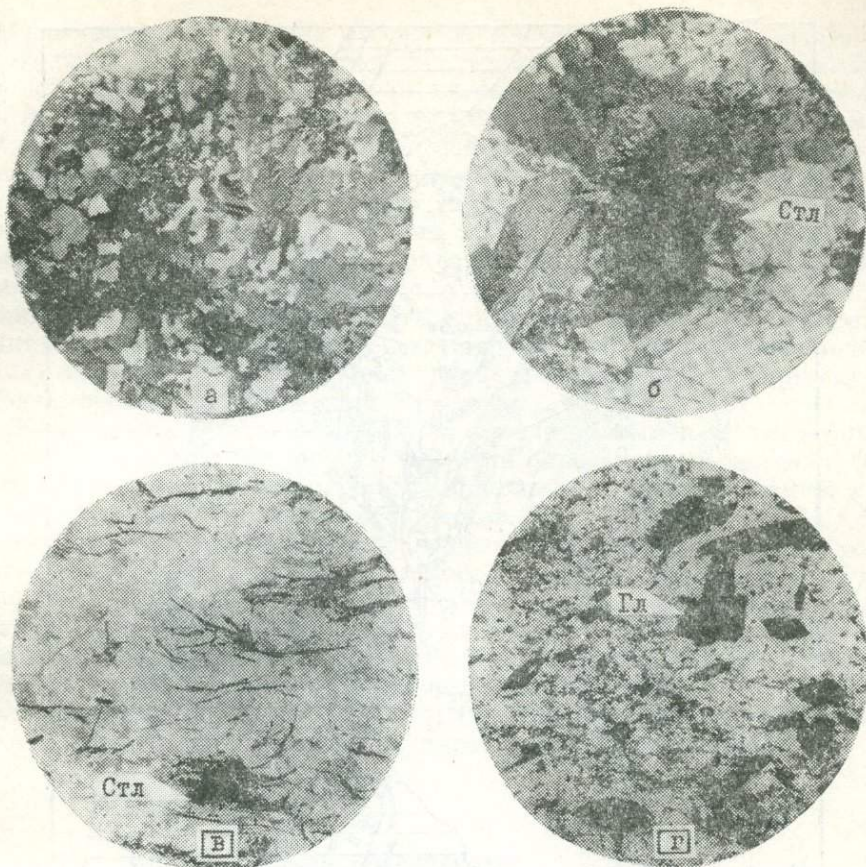


Рис. 50. Микрофото шлифов метаморфизованных гранитов лущиковского комплекса. *а* — шл. 1/19-71, ник. +, хорошо сохранились интерстиционные кварц-полевошпатовые агрегаты с микропегматитовой структурой, у птицефермы, севернее с. Эбита; *б* — шл. 18/6-73, ник. +, катаклазированный мелкозернистый порфиroidный гранит с мелкими порфиробластами граната и стильпномелана, северный берег ручья Бутак; *в* — шл. 1/20-71, катаклазированный мелкозернистый гранит с метелками стильпномелана, у птицефермы, севернее с. Эбита; *г* — шл. 1/1-71, мусковит-альбит-кварцевый сланец с глаукофаном по гранит-порфирам краевой фации, северо-западнее с. Эбита.

#### ВЕНД — КЕМБРИЙ

#### Каялинский габбро-диабазовый комплекс

Тела каялинского малоинтрузивного комплекса насыщают докембрийские образования Орь-Илекского антиклинория. На крыльях этой структуры в лущиковских порфиroidах и гранитах обычны серии сближенных кулисообразных деформированных даек. В ядре структуры и на ее периклиналях преобладают силло-факолитовые тела мощностью до 100 м и более, концентрирующиеся близ границ раздела свит. Например, в районе Санасапсайской периклинали антиклинория (см. рис. 7) на площади 50 км<sup>2</sup> выявлено около сотни тел размерами от 2 × 20 м до 0,5 × 1 км при средних размерах 50 × 250 м. Тела подчинены структурам вмещающих толщ и сложены рассланцованными и метаморфизованными базитами трех типов: венд-кембрийскими и силурийскими диабазами, силурийскими крупновкрапленными диабазовыми порфиroidитами и верхнесилурийскими



пойкилитовыми диабазами. Несмотря на ослабление метаморфизма в этом ряду базитов, надежных критериев для разделения каялинских и сугралинских диабазов в полях развития докембрия установить не удалось. Характеристика каялинских тел, нередко принимаемых за стратифицированные образования, дана выше при описании докембрийских свит. Здесь отметим, что при метаморфизме базиты тел, размещающихся в эбетинских сланцах, превращаются в диафторитические амфиболиты, буквально растворяющиеся во вмещающих сланцах и насыщающие их темноцветными минералами. Интенсивно метаморфизуются в кварц-альбит-глаукофановые сланцы, нередко сохраняя при этом резкие контакты, и диабазы даек, прорывающих лущниковские порфиroidы. Менее значительно (в зеленосланцевой фации) проявляется метаморфизм диабазов в чаушских терригенных породах верхов докембрийского разреза.

Каялинские базиты встречаются в виде обломков в песчаниках кидрясовской свиты (см. рис. 17, *в*), что и определяет их верхнюю возрастную границу. Нижняя граница фиксируется по прорыванию диабазами вендских чаушских песчаников.

Возможно, формирование базитовых тел началось в венде в условиях сжатия, а закончилось в кембрии в условиях растяжения континентальной коры. Сжатие способствовало генерации факолитов и даек основного и кислого состава (как указывалось выше, среди лущниковских порфиroidов имеются многочисленные дайки фельзит-порфиоров неопределенного возраста). Растяжение должно было приводить к образованию силлов и даек. Поздние силурийско-девонские деформации не дают, однако, возможности отличать силлы от факолитов.

## СИЛУР

### Кемпирсайский расслоенный базит-ультрамафитовый комплекс

Кемпирсайский массив, контуры которого, как, впрочем, и других массивов подобного типа, весьма условны (рис. 51) и проводятся по выходам то гипербазитов, то краевых габброидов и амфиболитов в зависимости от господствующей точки зрения на связь габброидов и гипербазитов, является одним из самых крупных и самым богатым хромитоносным массивом в нашей стране. Поэтому неслучайно то внимание, которым его окружают геологи, специализирующиеся в самых различных областях. Указания на слабую обнаженность массива в какой-то мере справедливы. Значительная часть его на самом деле перекрыта чехлом мезозойской коры выветривания с развалами бирбиритов, магнезитов и покровами более молодых осадков. Однако по периферии массив обнажен не так уж плохо, и многие споры между геологами давно бы утихли, если бы территория массива и его окружения изучалась комплексно. Площадь массива в обычно принимаемых контурах превышает 1000 км<sup>2</sup>. Он имеет форму дуги с узкой северной и широкой (до 32 км) южной полудугами. Условность контуров

---

ты) и их метаморфические аналоги в покровном и вторично-протрузивном (протрузии из покровов) залегании; 2 — серпентиниты и серпентин-гальковые породы протрузивных тел, сопровождающие их разнотипные амфиболиты показаны обычными знаками; 3: *a* — выходы уралтауского докембрия, *b* — то же, под палеозоем, заштрихованы также подвинутые под докембрий части Хабарнинского и Кемпирсайского массивов; 4: *a*<sub>1</sub> — амфиболиты первого, *a*<sub>2</sub> — второго, *a*<sub>3</sub> — третьего типов, показаны также переходные типы.

массива predeterminedена тем, что к западу и востоку от него в окружающих деформированных толщах отмечается огромная масса протрузивных тел, сложенных теми же породами, что и Кемпирсайский массив, причем нами в самых крайних выходах гипербазитов, протрудирующих чанчарские эффузивы левобережья р. Домбар, почти у границы Сакмарской и Зилаирской зон встречены будины богатых густокрапленных хромитовых руд, очень сходных с кемпирсайскими.

Кемпирсайский массив окружен выходами докембрийских пород, тектонически перекрытых палеозойскими. Крайний выход докембрия на западе известен в районе зим. Чкалов. Во всех более западных выходах габброиды и гипербазиты контактируют с палеозойскими образованиями.

В связи с хорошей изученностью массива в приведенном ниже описании мы остановимся лишь на принципиальных вопросах строения массива, не повторяя уже опубликованных в многочисленных работах сведений.

#### Габброиды тассайского типа

Габброиды тассайского типа развиты по западной периферии Кемпирсайского массива, где они образуют две прерывистые полосы.

Западная полоса представлена вытянутым в север-северо-западном направлении Тассайским массивом размерами около  $15 \times 4$  км. Севернее тянется цепочка мелких габбровых массивов шириной от 400 м до 1 км, уходящая в район с. Кызылфлот еще на 20 км, однако эти массивы сложены габброидами более молодого возраста.

Восточная полоса шириной до 600 м тянется из района пос. Никельтау на север в сторону пос. Рождественский на 40 км.

Обе полосы сложены одинаковыми породами, поэтому их характеристику можно дать на примере Тассайского массива, прорывающего в своей северной части сугралинские базальты, что отчетливо видно в прекрасных обнажениях по балкам Тассай I и Тассай II, по имени которых и назван этот тип. В сугралинских базальтах экзоконтакта вдоль балки Тассай I на отрезке 520 м зафиксировано более десятка даек мощностью от 1 до 5 м при суммарной мощности 54 м. Ранние дайки представлены пятнистыми базальтами-диабазами, пересекающимися среднезернистыми меланократовыми габбро и габбро-спессартитами, поздние — мелкозернистыми спессартитами, диабазами, габбро-диабазами и тонкими жилками плагиогранитов. Все дайки обладают краевыми зонами закала.

Зона эндоконтакта массива шириной до 250 м сложена тонкозернистыми диабазами с пятнами, гнездами и просечками грубозернистых агрегатов плагиоклаза и темноцветных минералов с габбровой, но чаще офитовой структурами при размерах зерен до 3—5 см в длину (рис. 52). Нередки неправильные извилистые контуры хорошо раскристаллизованных обособлений со столь же пятнистой, вернее, мелко- и микропятнистой массой с базальт-диабазовой структурой. В глубь массива микропятнистые и пятнистые «пегматоидные» габбро-диабазы уступают место довольно равномернозернистым среднезернистым габбро-диабазам и габбро с относительно постоянным содержанием темноцветных минералов и массивной текстурой. Структура пород габбровая с отклонениями в сторону офитовой и спессартитовой. В центральной части массива появляются неяснополосчатые анортзитоподобные разности, содержащие не более 20% темноцветных минералов и принадлежащие, видимо, к глубинным частям массива. Возможно, че-



Рис. 52. Эндоконтактные разности тассайских габброидов по балке Тассай II (т. н. 11/16-73).

рез эти анортозитоподобные породы осуществляется переход тассайских габбро в шандашинские. Даек в массиве практически нет. Габброиды массива, вмещающие базальты и пересекающие их дайки подвержены неравномерному катаклазу и будино-рассланцеванию. Все эти процессы сильнее проявлены в базальтах. В балке Тассай II отмечены мощные зоны базальтовых брекчий, прорванные небрекчированными дайками спессартинов.

Таково в общем и строение восточной полосы, только в отличие от западной она подвержена значительно более сильному, опять же неравномерному рассланцеванию вплоть до преобразования тассайских габбро-диабазов в катаклазиты и тонкозернистые амфиболиты (см. рис. 43). В верховьях ручья Шандаша тассайские габброиды обнаруживают отчетливое полосчатое строение — среди тонкозернистых рассланцованных разностей присутствуют метровой мощности тела мелко-, средне- и крупнозернистых сильно катаклазированных габбро. В верховьях р. Бутак тассайские габбро тектонически контактируют с породами докембрия (см. рис. 23, разрез № 2).

Отсутствие тассайских габброидов на восточном контакте Кемпирсайского массива связано с превращением их в амфиболиты. Подробнее об этом будет сообщено ниже.

Весьма характерными признаками тассайских габброидов являются брекчиевидное строение контактовых зон и существенно рогово-обманковый состав. Если в спессартиновых апофизах обычна бурая роговая обманка (рис. 53, а), то в самих габброидах преобладает зеленая разновидность уралитового типа, содержащая до 10—20% реликтов первичного моноклинного пироксена (рис. 53, б). Эта роговая обманка с  $cNg = 20—25^\circ$  замещается игольчатым актинолитом. Плаггиоклаз габброидов выделяется своим идиоморфизмом, хотя и в более глубоких частях массивов нередки спессартиновидные габброиды, и зональным строением. Замечено, что грубозернистые габбро и габбро-диабазы обычно содержат основной плаггиоклаз, в центральных частях кристаллов отвечающий № 85, в промежуточной зоне № 60—70, а по периферии — № 50—55 до основного андезина № 45, в то время как

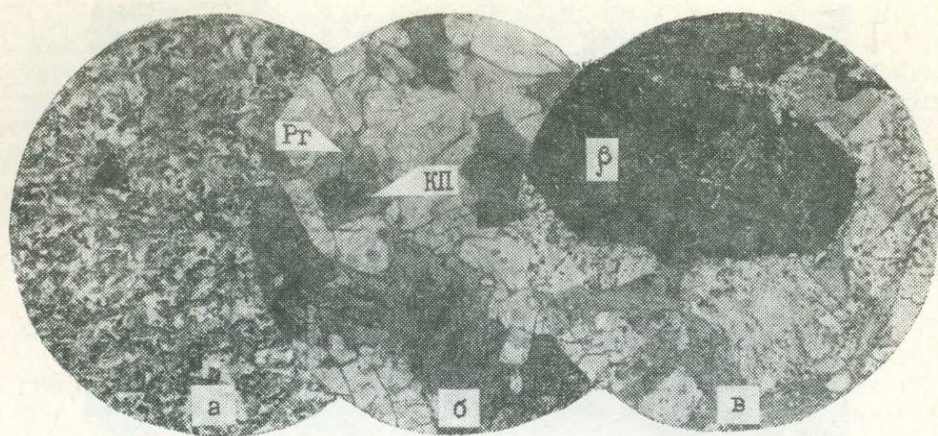


Рис. 53. Микрофото шлифов тассайских габброидов.

*а* — шл. 10/8-73, спессартит из апофизы Тассайского массива, балка Тассай I; *б* — шл. 11/13-73, тассайский габбро-диабаз, в центральной части зерен роговой обманки виды реликты пироксена (КП), из вреза севернее ручья Шандаша; *в* — шл. 11/20-73, «сосуществование» микролитового базальта с грубозернистым амфиболитизированным габбро-диабазом, балка Тассай II.

мелкозернистым разновидностям габбро-диабазов свойствен более кислый плагиоклаз № 45—60, а в краевых частях кристаллов № 35—42.

Грубозернистые разновидности габброидов обеднены титаномагнетитом.

При микроскопических исследованиях в шлифах обнаружены непосредственные припаи грубозернистых габброидов и микролитовых базальтов (рис. 53, *в*). По-видимому, такие соотношения можно объяснить лишь существованием в кристаллизующихся породах эмульсионных шариков и шаров базальтового стекла, застывших в последнюю очередь. Миниатюрные примеры подобных соотношений установлены и в среднедевонских андезитобазальтовых лавах и субвулканических породах.

#### Габброиды шандашинского типа (форелленштейны)

Серпентинизированные троктолиты и меланократовые троктолиты (форелленштейны) слагают кровлю собственно Кемпирсайского массива.

Сравнительно слабо метаморфизованные их разности развиты в виде прерывистой полосы протяженностью до 30 км при ширине 3—4 км в юго-западной части Кемпирсайского массива. Особенно эффектны выходы этих пород по ручьям Шиликта I, II, III и Шандаша. По названию последнего и выделен этот тип габброидов. На остальной территории шандашинские габброиды превращены в катаклазиты, сланцы, амфиболиты и эклогитоподобные породы, протягивающиеся в виде прерывистой полосы шириной максимум 2 км в эндоконтактных зонах массива. Реликты троктолитов и оливиновых габбро-норитов сохранились среди амфиболитов во врезе по р. Куагаш между поселками Кемпирсай и Жусалы, по левому притоку ручья Мамыт, в верховьях р. Кызылкаин и в других местах. Контакты троктолитов с вмещающими породами тектонические, причем очень часто, особенно в западной части массива, троктолиты отделяются от них полосами серпентинитовых протрузий. И габброиды, и развитые по ним амфибо-



Рис. 54. Выходы расслоенных форелленштейнов по ручью Шандаша (западная часть Кемпирсайского массива, т. н. 27/20-73).

литы смяты в складки, поэтому мощность их может оцениваться лишь ориентировочно в 1000 м.

Среди форелленштейнов выделяются лейкократовые анортозитоподобные, нормальные и меланократовые сравнительно крупнозернистые, с размером зерен 0,5—1 см, разновидности. Меланократовые серпентинизированные породы имеют бурую, а актинолитизированные — зеленую окраску. При выветривании они приобретают сотовую поверхность вследствие разрушения либо серпентина, либо плагиоклаза актинолитизированных разновидностей. Вокруг темноцветных минера-



Рис. 55. Выходы расслоенных форелленштейнов по ручью Шандаша. Деталь рис. 54.

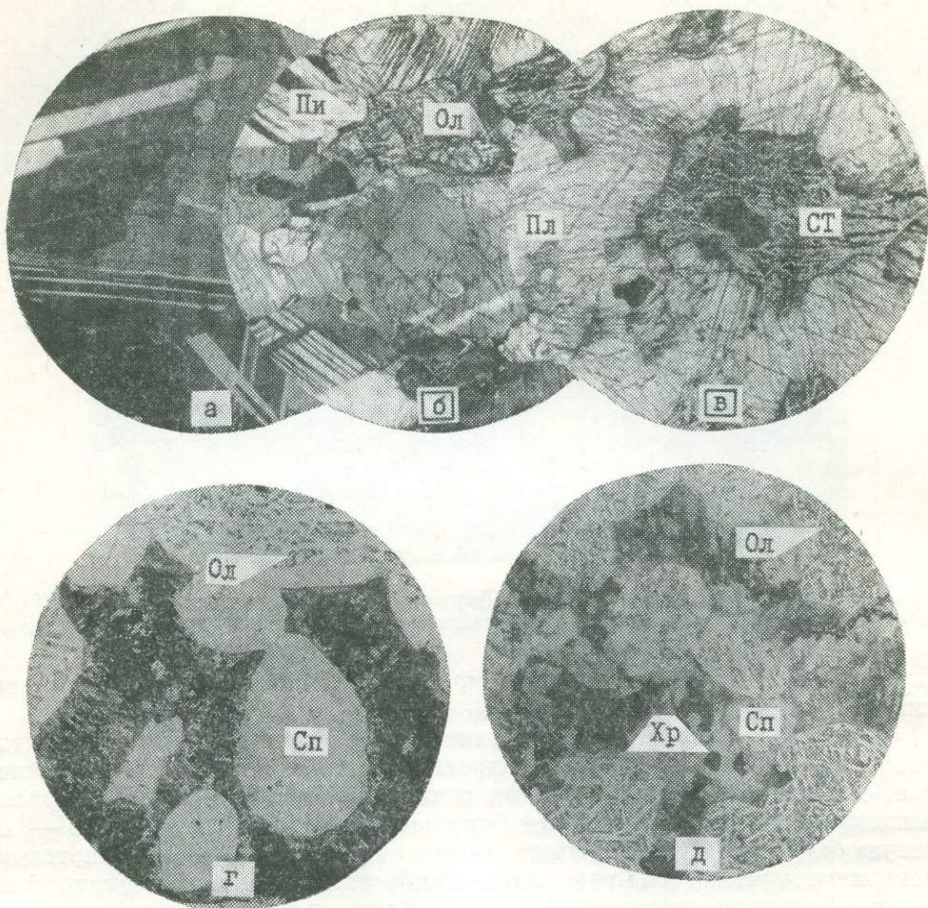


Рис. 56. Микрофото шлифов кумулятивных пород западной части Кемпирсайского массива.

*а* — шл. 27/14-73, ник. +, анортозит из вреза по ручью Шандаша; *б* — шл. 43/13-73, ник. +, лейкократовый форелленштейн, в центре — зерно зонального плагиоклаза, правобережье р. Кокпекты, севернее с. Степное; *в* — шл. 43/12-73, лейкократовый форелленштейн с радиальными трещинами вокруг зерен серпентинизированного оливина, там же; *г* — шл. 40/8-73, меланократовый форелленштейн с сосюритизированным интеркумулятивным плагиоклазом, правобережье р. Кокпекты, севернее ручья Шандаша; *д* — шл. 40/7-73, меланократовый форелленштейн с интеркумулятивными плагиоклазом и скелетными кристаллами хромита, там же.

лов в форелленштейнах развиты широкие (до 2—3 мм) келифитовые каймы, образующие декоративные друзитовые узоры.

Форелленштейны повсеместно обладают полосчатым строением, правда, не всегда достаточно четким. Кое-где встречаются четко полосчатые разновидности. Например, во врезе по ручью Шиликта III в хороших скальных выходах видны свойственные анортозитоподобным породам косослоистые ритмы, обусловленные переменным содержанием в слоях темноцветных минералов. Мощность косых серий достигает 1—2 м при мощности темноцветных прослоев в миллиметры, а существенно плагиоклазовых — в сантиметры. Ритмиты здесь залегают в виде синклиналей, расчлененных протрузивными колоннами серпентинитов по нодулярным перидотитам. Прекрасная полосчатость с преимущественно крупными западными падениями, изменяющимися на

пологие в ядрах антиклинальных складок или в головах серпентинитовых протрузий, обнаруживается в форелленштейнах по ручью Шандаша. Здесь широкие (более 100 м) зоны грубо расслоенных анортозитоподобных пород (рис. 54, 55, 56, а) сменяются узкими (до 5—10 м) зонами с содержанием темноцветных минералов до 20—80%, а текстуры пород становятся тонкослоистыми с мощностью слоев в сантиметры. В верховьях ручья преобладают неяснополосчатые друзитовые форелленштейны. Во врезях по ручью Шиликта III ритмиты прорываются диагональными жилами габбро-пегматитов мощностью от 5 см до 1—2 м. Вдоль ручья Шандаша в габброидах отмечены послонные тела мощностью 10 см плагиоклаз-пироксеновых пегматоидов, а также пологие, но секущие полосчатость жилы плагиоаплитов, пересекаемые дайками мелкозернистых спессартитов мощностью от 10 см до 1—1,5 м. Во врезях по ручью Шиликта I отмечено чередование лейко- и меланократовых слоев мощностью от 20 см до 2—3 м при наличии в слоях еще более тонких слоев мощностью до 2—3 см.

Нормальные форелленштейны, ширина выхода которых достигает 500 м, в глубь массива сменяются меланократовыми разностями, а те, в свою очередь, нодулярными серпентинитами, состоящими из темных горошин оливина размерами до 5—7 мм и выполняющего промежутки между ними плагиоклаза или продуктов его замещения. Мощность нодулярных серпентинитов, возможно, достигает 200 м. Они нередко переходят к основанию в убогие малохромистые хромитовые руды с леопардовыми текстурами. В непосредственной близости от этих руд встречаются «линзы» обычно убогих, но иногда и густо-вкрапленных руд с идиоморфными нодулями хромита (см. рис. 60, б). Нередко эти «линзы» смяты в складки.

При микроскопическом исследовании устанавливаются типичные кумулятивные структуры пород (рис. 56). Нодули темноцветных минералов являются округлыми кристаллами оливина (рис. 56, з, д), частично или полностью замещенными лизардитом и антигоритом, содержащим тонкую пыль вторичного магнетита. Реже отмечаются реликты ромбического пироксена. Вокруг оливинов и ромбических пироксенов часто присутствуют реакционные каймы клинопироксена, вокруг оливина — каймы ромбического и моноклинного пироксенов (рис. 56, б, в).

Оливины погружены в интеркумулятивную массу из агрегатов разноориентированных кристаллов основного плагиоклаза. В серпентинизированных разностях эти агрегаты подвержены радиальному растрескиванию (рис. 56, в). В меланократовых форелленштейнах интеркумулятивный плагиоклаз обогащен мелкими футлярообразными кристаллами хромита (рис. 56, д). В грубозернистых (до 1 см) лейкократовых форелленштейнах крупные кристаллы плагиоклаза обнаруживают признаки кумулятивных ядер, обрастающих внешними адкумулятивными зонами (рис. 56, б). Более подробно вопросы о метаморфизме этих пород будут рассмотрены ниже.

По данным А. А. Ефимова и Л. П. Ефимовой (1974), состав плагиоклазов в троктолитах Шандашинского вреза отвечает битовниту  $Or_{0,3-3} Ab_{9,3-11,3} An_{85,4-90,4}$  ( $N_{g'}=1,583-1,587$ ,  $N_{p'}=1,568-1,571$ ), оливин содержит 12% фаялитовой молекулы ( $N_{g'}=1,685$ ,  $N_{p'}=1,659-1,660$ ), клинопироксен-диопсид имеет железистость около 10% ( $N_{g'}=1,703$ ,  $N_{p'}=1,672$ ), акцессорный хромит содержит 32,74—39,11%  $Cr_2O_3$ , 22,47—25,82%  $Al_2O_3$ , 7,52—11,85%  $MgO$  до 6,12%  $FeO$ , 10,1—29,34%  $Fe_2O_3$ , 0,17—0,70%  $TiO_2$ , 0,08—0,16%  $V_2O_5$ , 0,24—1,0%  $MnO$ . Состав троктолитов определяется следующими цифрами,

%: плагиоклаз — 45—81, оливин 19—55, диопсид — 0—10, хромит 0—1. Плотность варьирует от 2,73 до 2,89 г/см<sup>3</sup>, а магнитная восприимчивость — от 6 до 800·10<sup>-6</sup> ед. CGSE.

Для троктолитов, сохранившихся в ядрах будин среди амфиболитов из обнажений по р. Куагаш между поселками Кемпирсай и Жусалы, А. А. Ефимов и Е. П. Царицин (1974) считают типичными плагиоклаз-битовнит № 75—80, оливин-фаялит № 15—18, клинопироксен, бронзит и хромшпинелид.

Жильным габброидам и спессартитам свойствен более кислый плагиоклаз — андезин-лабрадор ( $Ng' = 1,564$ ,  $Np' = 1,550$ ).

Проведенные нами определения состава плагиоклазов шандашинских габбро показали № 80—85—90, а также и более кислые разновидности № 70—75 и даже лабрадоры № 60—65, причем крупные кумулятивные кристаллы зональны: их ядра отвечают битовниту № 90, а периферические зоны адкумулятивного характера — кислому битовниту № 78.

А. А. Ефимов и Л. П. Ефимова (1974) полемизируют с Н. В. Павловым, Г. Г. Кравченко, И. И. Чупрыниной (1968), выделившими молодые габбро, указывая, что во врезе по ручью Шандаша нет габброидов какого-либо иного типа, кроме шандашинских. Справедливости ради следует заметить, что А. А. Ефимов со своим детальным разрезом не добрался до верховьев ручья Шандаша, а там имеются хорошие обнажения тассайских габбро, хотя непосредственные взаимоотношения их с шандашинскими отсутствуют, и утверждения Н. В. Павлова о более молодом возрасте габброидов (тассайского типа) по сравнению с форелленштейнами не имеют под собой фактического основания.

#### Ультрамафиты ядра

Глубже меланократовых форелленштейнов располагаются серпентиниты по порфиroidным гарцбургитам, занимающие наибольшую площадь в Кемпирсайском массиве. Контакты порфиroidных гарцбургитов с меланократовыми форелленштейнами в большинстве случаев сорваны пологими разрывами. На всем протяжении Кемпирсайского массива в полосе шириной до 500 м восточнее форелленштейнов на серпентинитах по порфиroidным гарцбургитам покоятся пологие нашлапки катаклазированных плагиогранитов, а также пегматитов, альбититов и силекситов. Существенно полевошпатовые и кварцевые тела представляют собой растащенные фрагменты пегматитовых тел, максимальные площадные выходы которых достигают 10×10 м. Тела плагиогранитов обычно имеют более крупные размеры (до 250×25 м), хотя нередко и цепочки более мелких изолированных блоков. Свыше десятка нашлапок плагиогранитов, пегматитов и их фрагментов отмечено к северо-востоку от с. Степное. В состав пегматитов входят олигоклаз № 27, пертитовый калишпат и кварц, протрудруемые тальк-антигоритовыми жилками.

Серпентиниты по порфиroidным гарцбургитам — темно-зеленые монотонные породы, содержащие около 30% бастита в виде деформированных бластопорфиroidных выделений размерами до 1 см в поперечнике. В них нередко присутствуют маломощные пологие жилки диопсидитов и клинья плагиоклазовых горнблендитов, принимаемых иногда за дайки, хотя они представляют собой тектонические останцы деформированных габброидов, в какой-то мере аналогичных описанным выше останцам плагиогранитов.

Глубже серпентинитов по порфиroidным гарцбургитам в Кем-

пирсайском массиве и его протрузивных аналогах располагаются серпентиниты по полосчатым гарцбургитам с пластами энстатитов и дунитов мощностью в десятки сантиметров, единицы, десятки и сотни метров. Наиболее эффектные скальные выходы этих пород обнажаются в Мамытском врезе (рис. 57). Свежим серпентинитам по дунитам свойственна черная, а выветрелым — желто-бурая окраска. Количест-



Рис. 57. Выходы серпентинитов по расслоенным ультрамафитам восточного крыла Мамытской антиклинали. Врез по левому притоку р. Мамыт. Восточная часть Кемпирсайского массива (т. н. 14 /8-73).

во оливина, уцелевшего при серпентинизации, обычно даже в хорошо сохранившихся аподунитах не превышает 5%. Лучшей сохранностью обладает энстатит в существенно пироксеновых слоях, хотя он подвергается замещению бесцветным амфиболом. Состав оливинов всех пород, по Н. В. Павлову, Г. Г. Кравченко, И. И. Чупрыниной (1968), магнезиальный. Содержание фаялитовой молекулы в нем колеблется от 6 до 11% при слабо проявленной тенденции к уменьшению от форелленштейнов к дунитам.

По распределению петрографических разновидностей Н. В. Павлов в Кемпирсайском массиве выделил три сводовых поднятия — Юго-Западное, Тыгашасайское и Юго-Восточное, в ядрах которых развиты серпентиниты по полосчатым гарцбургитам, а на крыльях — серпентиниты по порфириновидным гарцбургитам и клинья амфиболитов или размятых форелленштейнов.

На составленных к настоящему времени геологических картах эти подчеркиваемые Н. В. Павловым детали строения Кемпирсайского массива выражены не столь четко. «Поднятия» на самом деле хорошо фиксируются по разделяющим их синклиналим клиньям полосчатых троктолитов и развитых по ним амфиболитов, однако далеко не всегда ядра «поднятий» сложены полосчатыми гарцбургитами. Последние отмечаются в ядре Мамытской антиклинали, в то время как в ядрах Юго-Западного и Тыгашасайского «поднятий» преобладают порфиroidные гарцбургиты, а полосчатые их разности с дунитовыми обособлениями смещены к разделяющему эти поднятия клину габбро-амфиболитов. Наконец, ядро наиболее богатого хромититами Юго-Восточного «поднятия» сформировано гарцбургитами с существенной ролью дунитовых пластов, а его крылья — порфиroidно-полосчатыми гарцбургитами.

Существующие карты пока еще недостаточно детально отражают внутреннее строение массива, несущего в себе уникальные хромитовые месторождения.

Крупные, до сотен метров в длину, промышленные хромитовые тела тяготеют к полям развития серпентинитов по полосчатым гарцбургитам с прослоями аподунитов и энстатитовых дунитов. Главное рудное поле размещается в Юго-Восточной структуре. Месторождения этого поля представлены многочисленными уплощенными кулисообразно расположенными линзами, представляющими собой фрагменты единых крупных тел. В рудах устанавливаются редко- и густо-вкрапленные равномернозернистые идиоморфные, разномзернистые порфиroidные и нодулярные руды с ранней, одновременной или поздней по отношению к оливину кристаллизацией хромита. Акцессорные и рудообразующие хромшпинелиды имеют разный состав. Отношение  $MgO/FeO$  в акцессорных хромшпинелидах составляет 1,0—1,5, в рудообразующих обычно  $\geq 2$ , наиболее железисты хромиты из прожилков.

Н. В. Павлов оценивает эрозионный срез Юго-Восточного поднятия цифрой 1000—1200 м. Следует заметить, что срез имеет не только эрозионную, но и тектоническую природу и может втрое превышать эту цифру.

### **Хабарнинский расслоенный базит-ультрамафитовый комплекс**

Хабарнинский массив в обычно принимаемых контурах занимает площадь свыше 300 км<sup>2</sup> и контактирует тектонически на западе преимущественно с сугралинскими базальтами и субвулканами, а на востоке с косистекскими кремнистыми аргиллитами, куагачскими и кидрясовскими песчаниками.

Массив имеет в плане грушевидную форму (см. рис. 51), расположен севернее Кемпирсайского и связан с ним узкой перемычкой, хотя в гравитационном поле он обособлен достаточно четко.

Ядро Хабарнинского массива, так же как и Кемпирсайского, сложено серпентинитами по гарцбургитам с обособлениями дунитов. По периферии наблюдаются почти непрерывные выходы габброидов и амфиболитов суммарной шириной до 2—3 км. Свойственные Хабарнинскому массиву габброиды, краевые амфиболиты и серпентиниты, как и в районе Кемпирсая, в виде блоков и протрузивных тел широко развиты за его пределами. На западе они протягиваются до границы раздела Сакмарской и Зилаирской зон. На востоке амфиболитами, пироксенитами и серпентинитами с хромитовыми кумулатами сложен Санасапсайский массив, приуроченный в виде протрузивного тела к восточному борту Орь-Илекского антиклинория.

Все же Хабаровинский массив существенно отличается от Кемпирсайского прежде всего несколько иным составом пород.

Вдоль западного контакта в виде широкой (до 2,5 км) и выдержанной по простиранию полосы обнажаются габбро-диабазы и габбро-диабазовые брекчии, в общем близкие габброидам тассайского типа на западном контакте Кемпирсая, хотя здесь возможно присутствие и молодых габброидов велиховского типа. Среди габброидов на западе массива имеются отдельные клинья габбро-норитов, однако наиболее представительные их выходы характерны для южной и юго-восточной частей массива, где они слагают полосу длиной 15 км при максимальной ширине 1,5 км и мощности около 1 км. Габбро-нориты состоят из плагиоклаза, клинопироксена, гиперстена, роговой обманки и биотита и в глубь массива постепенно переходят в полосчатые породы того же состава с содержанием плагиоклаза не более 10% (тылаиты), мощность которых обычно не превышает 200 м. Тылаиты достаточно резко сменяются гиперстенсодержащими, а затем и оливинowymi клинопироксенитами, образующими пласт мощностью до 700 м. Глубже следует отчетливо полосчатая клинопироксенит-дунитовая зона, в которой клинопироксениты формируют прослои мощностью до 1—5 см, разделенные такими же прослоями дунитов и иногда группирующиеся в косослоистые серии (рис. 58).

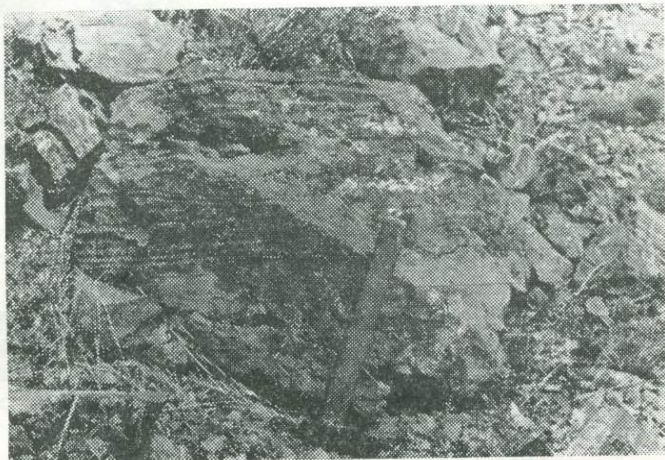


Рис. 58. Косослоистые клинопироксенит-дуниты восточной части Хабаровинского массива. Левобережье р. Урал. (т. н. 50/10-73).

Полосчатая клинопироксенит-дунитовая зона сменяется вглубь порфиробластовой верлит-дунитовой зоной. Дуниты обладают реликтами расслоенности, однако клинопироксен развивается в породах метасоматически, образуя крутопадающие прожилки и мощные (в десятки метров) зоны грубозернистых диопсидитов (верлит-пегматитов) с агрегатами оливиновых зерен в интерстициях крупных (до 10 см) кристаллов диопсида. Мощность дунитовых зон, видимо, не превышает 300 м. Далее следует ядро массива из сильно серпентинизированных бластопорфиритовых гарцбургитов с прослоями аподунитовых серпентинитов.

Хромитовые рудные тела образуют маломощные пласты, размещающиеся обычно на контактах дунитов с пироксенитами, обладают полосчатыми текстурами, а местами смяты в складки.

Все перечисленные породы, особенно в слабо измененных верхних зонах массива, обладают преимущественно мелко-среднезернистыми (от 1—3 до 7 мм) типично кумулятивными структурами и слоистыми, косослоистыми и неяснослоистыми текстурами. В этом отношении они чрезвычайно сходны с кумулятивными породами Кемпирсайского массива и только резко отличаются от них существенной ролью пироксеновых кумулатов, присутствием даже в ультраосновных разностях первичных роговых обманок и слюд, обилием зон метасоматической диопсидизации, широким развитием жил ислитов, относительно слабой хромитоносностью.

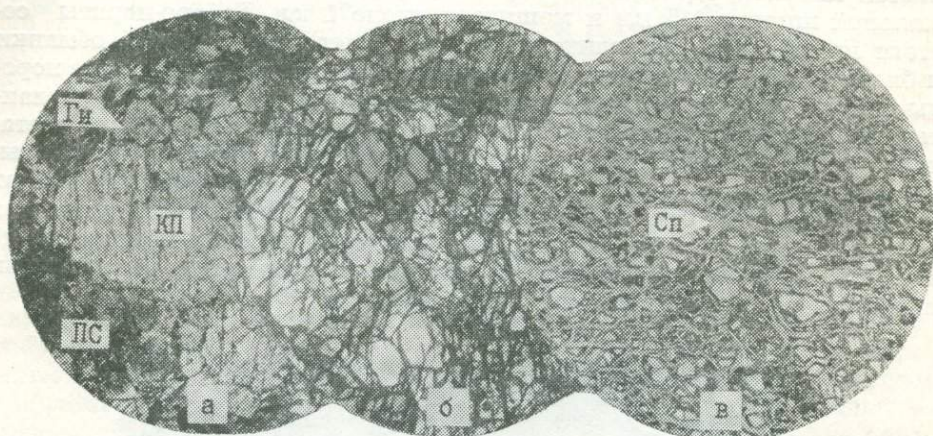


Рис. 59. Микрофото шлифов основных пород и ультрамафитов восточной части Хабаровинского массива.

*а* — шл. 50/12-73, габбро-норит с кумулятивными кристаллами клинопироксена и гиперстена и интеркумулятивным сосюритизированным плагиоклазом, левобережье р. Урал; *б* — шл. 50/10-73, ник. +, клинопироксенит из полосчатой клинопироксенит-дунитовой зоны, западнее устья ручья Карасай; *в* — шл. 50/5-73, серпентинизированный дунит из верлит-дунитовой зоны, восточнее устья р. Сансызбай.

В. И. Хворов, В. И. Маегов и др. (1971 г.) выделяют среди дунитов Хабаровинского массива две разновидности — хромитоносные и сульфидоносные, а среди пироксенитов — рудные (богатые титаномagnetитом) гиперстенсодержащие и безрудные оливиновые разновидности.

Обычный состав рудных клинопироксенитов следующий (%): клинопироксен — 70, гиперстен — 5—10, титаномagnetит — 5—15, биотит и бурая роговая обманка ( $Ng' = 1,669-1,673$ ,  $Np' = 1,650-1,657$ ) — до 10. Для тылаитов характерен такой состав (%): клинопироксен ( $cNg = 35^\circ$ ) — 60—70, гиперстен — 10—20, бурая роговая обманка ( $Ng' = 1,694$ ,  $Np' = 1,675$ ,  $cNg = 10^\circ$ ) — 0—10, биотит — 0—5, титаномagnetит в виде сидеронитового цемента — 1—5, плагиоклаз № 65—80—5—20. Состав габбро-норитов (см. рис. 65, *а*) оценивается следующим образом (%): плагиоклаз (№ 60—70) — 40—80, клинопироксен — 20—40, гиперстен — 10—15, биотит — 3—5, титаномagnetит — 1—3, апатит — до 0,3. В некоторых шлифах присутствуют мелкие интерстиционные агрегаты зерен кварца и тонкопертитового ортоклаза в количестве до 5—10%.

Главным кумулятивным минералом хабарнинских габброидов является клинопироксен. Он слагает либо крупные слегка деформированные округлые монокристаллы (до 7 мм в поперечнике), простые двойники, либо сложные сростки многих индивидов в одно округлое зерно. Гиперстен образует более мелкие (до 1 мм) позже кристаллизовавшиеся удлиненные зерна, обрамляющие клинопироксены и обычно

ассоциирующие с агрегатными скоплениями чешуек биотита. Плагноклаз является поздним, интеркумулятивным минералом, часто подвержен интенсивной соссюритизации (рис. 59, а).

Б. И. Хворов и В. И. Маегов рисуют общую картину строения Хабаровинского массива, отвечающую нашим представлениям, однако они выделяют дунит-гарцбургитовые, дунитовые, пироксенитовые и габбро-норитовые комплексы, якобы разорванные по времени становления. Составленная нами по их данным таблица 1 оптических свойств фемических минералов свидетельствует об увеличении их железистости вверх по разрезу массива.

Об изменении железистости минералов можно судить под микроскопом и по изменению интенсивности окраски темноцветных минералов. Густой бурый по *Ng* биотит габбро-норитов сменяется в тылаитах буровато-рыжим, а для клинопироксенитов характерен желтоватый прозрачный флогопит. Густоокрашенная, бурая по *Ng* роговая обманка тылаитов переходит в пироксенитах в светлую оливково-зеленую разновидность.

В совокупности с данными о расслоенности массива и кумулятивных структурах слагающих его пород изменение железистости минералов служит хорошим доказательством принадлежности Хабаровинского массива к расслоенным изверженным телам.

Весьма сомнительны также приводимые Б. И. Хворовым факты прорывания габбро-норитов западной части массива габбро-диабазы горы Кирпичной, аналогичными тассайским габбро Кемпир-сая. Контакты между этими

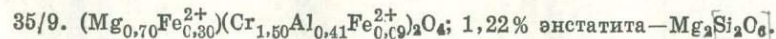
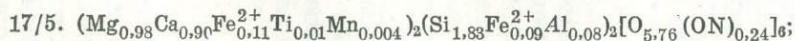
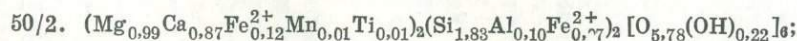
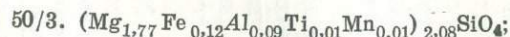
Таблица 1

| Порода                    | Оливин     |            |                        | Ромбический пироксен |                            | Моноклиный пироксен |            |            | Содержание геденбергита (%) |
|---------------------------|------------|------------|------------------------|----------------------|----------------------------|---------------------|------------|------------|-----------------------------|
|                           | <i>Ng'</i> | <i>Np'</i> | Содержание фаялита (%) | <i>Np'</i>           | Содержание ферросилита (%) | <i>Ng'</i>          | <i>Np'</i> | <i>cNg</i> |                             |
| Габбро-нориты             |            |            |                        | 1,700—1,710          | 37—43                      |                     |            | 40—        | +52—                        |
| Тылаиты                   |            |            |                        | 1,694—1,696          | 33                         |                     | 1,718—     | 48         | +56                         |
| Гиперстеновые пироксениты |            |            |                        | 1,685—1,688          | 25—27                      |                     | 1,727      | 38         | +53                         |
| Оливиновые пироксениты    | 1,700      |            | 17                     |                      |                            |                     |            | —          | —                           |
| Берлит-пегматиты          |            | 1,668      | 15                     |                      |                            |                     |            | 35—        | +54—                        |
|                           |            | 1,664      | 8                      |                      |                            |                     |            | 38         | +67                         |
| Дуниты                    | 1,692      | 1,651—     | 10                     | $Ng-Np=0,011$        | 8—10                       |                     |            | —          | —                           |
| Гарцбургиты               | 1,681      | 1,657      | 6                      | $2V+80+82$           |                            |                     |            | —          | —                           |
|                           |            | 1,646      | 8                      |                      |                            |                     |            | —          | —                           |

Таблица 2

| № пробы | Минерал  | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | NiO | H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> | H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> | Cl | П.п.п. | Σ      |
|---------|--|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|--------------------------------|-----|-------------------------------|-------------------------------|----|--------|--------|
| 50/3    | Оливин из дунитов Хабарнинского массива                    | 38,34            | 0,05             | 6,32                           | —                              | 5,77  | 0,16 | 49,36 | —     | —                 | —                | —                              | —   | —                             | —                             | —  | —      | 100,00 |
| 50/2    | Пироксен из верлит-пегматитов Хабарнинского массива        | 50,29            | 0,30             | 2,21                           | —                              | 6,33  | 0,13 | 18,10 | 22,12 | —                 | —                | —                              | —   | 0,40                          | 0,11                          | —  | —      | 99,99  |
| 17/5    | Пироксен из верлитов на западе Кемпирсайского массива      | 49,79            | 0,20             | 1,84                           | —                              | 6,42  | 0,06 | 17,93 | 22,90 | —                 | —                | —                              | —   | 0,61                          | 0,25                          | —  | —      | 100,00 |
| 27/29   | Бедные вкрапленные хромитовые руды Кемпирсая               | 2,16             | —                | 36,07                          | —                              | 15,79 | 0,17 | 13,39 | 0,13  | —                 | —                | 32,17                          | —   | —                             | 0,12                          | —  | —      | 100,00 |
| 6/7     | Богатые вкрапленные хромитовые руды Кемпирсая              | 2,16             | —                | 34,33                          | —                              | 13,69 | 0,06 | 11,23 | —     | —                 | —                | 38,36                          | —   | —                             | 0,12                          | —  | —      | 100,00 |
| 35/9    | Богатые хромитовые руды из главного рудного поля Кемпирсая | 0,72             | —                | 10,75                          | —                              | 14,34 | 0,12 | 15,23 | —     | —                 | —                | 58,84                          | —   | —                             | —                             | —  | —      | 100,00 |

## Формулы минералов:



породами, как и по западному борту Кемпирсая, на правобережье р. Кокпекты, являются тектоническими.

Оливиновые и оливинсодержащие породы восточной половины Хабаровинского массива серпентинизированы гораздо слабее кемпирсайских. В шлифах отмечается от 10—30 до 50% иддингита, лизардита и антигорита (рис. 59, в). Слабая серпентинизация, видимо, обусловлена широким развитием здесь устойчивых к постериорным изменениям клинопироксенов (рис. 59, б), предохранивших от серпентинизации и пространственно сближенные с ними существенно оливиновые породы.

Химические анализы некоторых порообразующих и рудных минералов Хабаровинского и Кемпирсайского массивов отражены в таблице 2.

Среди апогарцбургитовых серпентинитов центрального ядра массива Б. И. Хворов выделяет три типа пород: 1) серпофит-лизардитовые серпентиниты с баститом, тальком, тремолитом, магнетитом, карбонатами, антигоритом, бруситом, характеризующиеся площадным развитием; 2) хризотил-лизардитовые серпентиниты с баститом, антигоритом, тальком, тремолитом, хризотил-асбестом, магнетитом, хлоритом, карбонатами, приуроченные к зонам тектонических нарушений; 3) антигоритовые серпентиниты, обладающие мелкочешуйчатыми и пластинчатыми лепидобластовыми и метельчато-лучистыми структурами в отличие от мелкопетельчатых и крупнопетельчатых и пластинчато-петельчатых структур первых двух типов.

#### К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ КЕМПИРСАЙСКОГО И ХАБАРНИНСКОГО МАССИВОВ

Во взглядах на происхождение гипербазитовых массивов в настоящее время достаточно четко сформировались два резко противоположных направления — магматическое и метасоматическое.

Истоки *магматического* направления четко выражены в работах А. Н. Заварицкого (1941), считавшего все многообразие хромитоносных и платино-титаноносных ультраосновных и основных пород Урала следствием происхождения их из двух главных типов магм — перидотитовой и базальтовой. Идеи магматического происхождения гипербазитов Хабаровинского и Кемпирсайского массивов поддерживают и развивают многие геологи, и особенно знатоки хромитовых месторождений.

Н. В. Павлов считает Кемпирсайский массив лаккоморфным интрузивным телом мощностью 3,5—4 км, залегающим межформационно вдоль границы докембрийских и ордовикских толщ и имеющим подводящие каналы в виде близмеридиональных глубинных разломов на крыльях Уралауского (Орь-Илекского) антиклинория. По его мнению, массив формировался во время позднекаледонской орогении, в условиях интенсивного горизонтального сжатия, основные типы пород возникли при внутрикамерной гравитационной и кристаллизационной дифференциации ультраосновного расплава, образование форелленштейнов обусловлено кристаллизацией раскисленного в результате взаимодействия с боковыми породами расплава, промышленные скопления хромитовых руд формировались путем инъекции в закристаллизованные породы богатых хромом остаточных расплавов на поздних этапах становления массива.

Крайние сторонники второго, *метасоматического*, направления полагают, что гипербазиты и связанные с ними габброиды никогда не

проходили стадию общего расплавления, а все реакции осуществлялись в них, как в твердых телах. Развитию этого направления способствовали эксперименты в лабораториях и океанах.

С. В. Москалева (1972) делит гипербазитовые пояса Урала на две группы. К первой группе она относит *внешние* региональные пояса из сравнительно крупных и слабее деформированных и растащенных тел, размещающихся на границах главных антиклинорий и синклинорий, ко второй — *внутренние* пояса мелких тел, тяготеющих к самим антиклинориям и синклинориям. В западной части Урала С. В. Москалева выделяет Западный (Кракинский) внешний пояс, расчленяющий докембрийский фундамент Уральской геосинклинали на две самостоятельные зоны — Башкирский и Уралтауский антиклинории, а также Главный (Кемпирсайский) пояс, отграничивающий собственно эвгеосинклираль от Урал-Тау. Она считает Кемпирсайский и Хабарнинский массивы выступами мантии на границах подвижных областей с жесткими структурами высшего порядка. Собственно мантийными продуктами, устойчивыми при температурах и давлениях подкорового слоя, по ее мнению, являются дуниты, хромититы и гарцбургиты. Расположенные выше образования дунит-пироксенит-габбровой формации принимаются за базальтовый слой, возникающий при диопсидизации и габброизации глубинных пород дунит-гарцбургитовой формации. Развитие фемической Уральской геосинклинали, по С. В. Москалевой, началось с образования рифтовой зоны растяжения, гидратации в водообильных условиях перидотитового слоя с формированием обладающих коровой плотностью серпентинитов по гипербазитам. Хромитоносные гипербазиты, возникшие первоначально метасоматическим путем в верхней мантии, претерпели длительный диапировый подъем и усиливавшуюся с каждым новым циклом дезинтеграцию крупных твердых тел на все более мелкие фрагменты, рассеивавшиеся в геосинклинальных осадках.

В связи с развитием идей мобилизма А. В. Пейве с сотрудниками (1971, 1972) предлагает вариант покровного строения Сакмарской зоны, в котором офиолитовая ассоциация, включающая в себя сугралинские базальты, сакмарские кремни и крупные блоки мантии — массивы Кракинского и Кемпирсайского поясов, считается надвинутой из эвгеосинклинальной Зеленокаменной зоны на миогеосинклинальные образования западного склона Урала.

Эти главные направления о природе гипербазитовых массивов и механизме их перемещения в континентальную кору обрастают сторонниками, уходящими от общегеологического синтеза в сторону гиперболизированного специального анализа.

Например, магматист Б. И. Хворов выделяет в Хабарнинском массиве шесть последовательно формировавшихся ассоциаций и комплексов пород, хотя полевые наблюдения показывают, что половину комплексов можно ликвидировать, допустив образование пород и руд путем гравитационной дифференциации единого кристаллизующегося магматического резервуара, как это предлагает Н. В. Павлов для Кемпирсая. После знакомства с гигантскими хромитоносными массивами Кубы Н. В. Павлов относит «ультраосновной Кемпирсайский плутон» к типичным представителям «дунит-троктолит-гарцбургитовой субформации». Однако, несмотря на данные о деформированности кубинских массивов, он продолжает говорить о «необоснованном преувеличении» влияния пострудной тектоники на первичные формы залегания пород и руд, хотя приводимые им материалы, и в частности разрезы Ревдинского и Первомайского месторождений, доказывают обратное (Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973).

Последовательный магматист А. Т. Зверев считает краевые амфиболиты и все прочие типы пород массивов и их протрузивных эквивалентов интрузивными и детальнейшим образом описывает катаклазиты, милониты и закатыши сорванных контактов, принимаемых за нормальные интрузивные (Зверев, Лобанова, 1973).

Последовательный метасоматист А. А. Ефимов, еще более детально изучающий гравитационно расслоенные кумулятивные шандашинские троктолиты, относит их к метасоматическим габброидам, образовавшимся путем замещения гипербазитов (Ефимов, Ефимова, 1974).

Примеры эти можно было бы продолжить, адресуя специализированным тектонистам. Однако *развитие науки невозможно представить себе без возникновения противоречий и их разрешения*. Поэтому вклад специалистов в дело познания истины несомненен. Н. В. Павлов предлагает реальный механизм первичного образования пород, С. В. Москалева — конкретный способ их вторичного подъема и дезинтеграции, а А. В. Пейве заставляет задуматься над вопросом о роли горизонтальных движений при перемещении офиолитовых массивов в континентальную кору.

Подробнее вопросы о становлении и деформированности массивов будут рассмотрены ниже. Здесь отметим, что полевое и микроскопическое изучение пород Кемпирсайского и Хабаровинского массивов не оставляет сомнения в их принадлежности к расслоенным изверженным\* телам (Абдулин, Авдеев, Сеитов, 1975).

Пестрые по степени кристалличности (от диабазов до пегматоидов) тассайские габбро-диабазы по всем своим характерным особенностям близки к породам верхней краевой группы Скергаардского расслоенного интрузива (Уэйджер, Браун, 1970). По роли основных и ультраосновных кумулатов и высокой магнезиальности оливинов колонна Хабаровинского массива близка колонне кумулатов Великой дайки Родезии. В настоящее время установлено, что Великая дайка, протягивающаяся на 530 км при средней мощности 5,6 км, имеет расслоенное строение, формируя узкую синклираль с четырьмя самостоятельными центрами — лополитами. В разрезе расслоенных пород центра Хартли около 2100 м приходится на ультрамафиты: дуниты с прослоями хромититов (внизу), пироксениты, гарцбургиты, дуниты с прослоями хромититов (средняя часть колонны), а 900 м — на нориты, габбро и кварцевое габбро (вверху). Раздувы Хабаровинского и Кемпирсайского массивов аналогичны самостоятельным центрам Великой дайки, хотя для ее пород характерны более ритмичная и тонкая расслоенность и выдержанность пластов кумулатов.

Шлифы представительных горных пород Кемпирсайского и Хабаровинского массивов использованы нами для изготовления фотомонтажей, иллюстрирующих расслоенное строение массивов.

На рисунке 60, а в схематической форме представлен переход разномерных тассайских габбро-диабазов и габбро краевой группы Кемпирсайского массива (зона А) в расслоенные лейкократовые и нормальные троктолиты (зона В), глубже — в меланократовые троктолиты или плагиоклазовые перидотиты (зона С), в основании которых находится первый критический горизонт с хромитовым оруденением. На рисунке 60, б виден характер кумулятивных сегрегаций мелких зерен высокоглиноземистого хромита в руды первого критического горизонта. На рисунке 60, в демонстрируются сегрегации более круп-

\* Говоря строго, Кемпирсайский и Хабаровинский массивы следует называть квазиматическими, так как слагающий их материал проходил стадию частичного или общего плавления на разной глубине и в разное время.

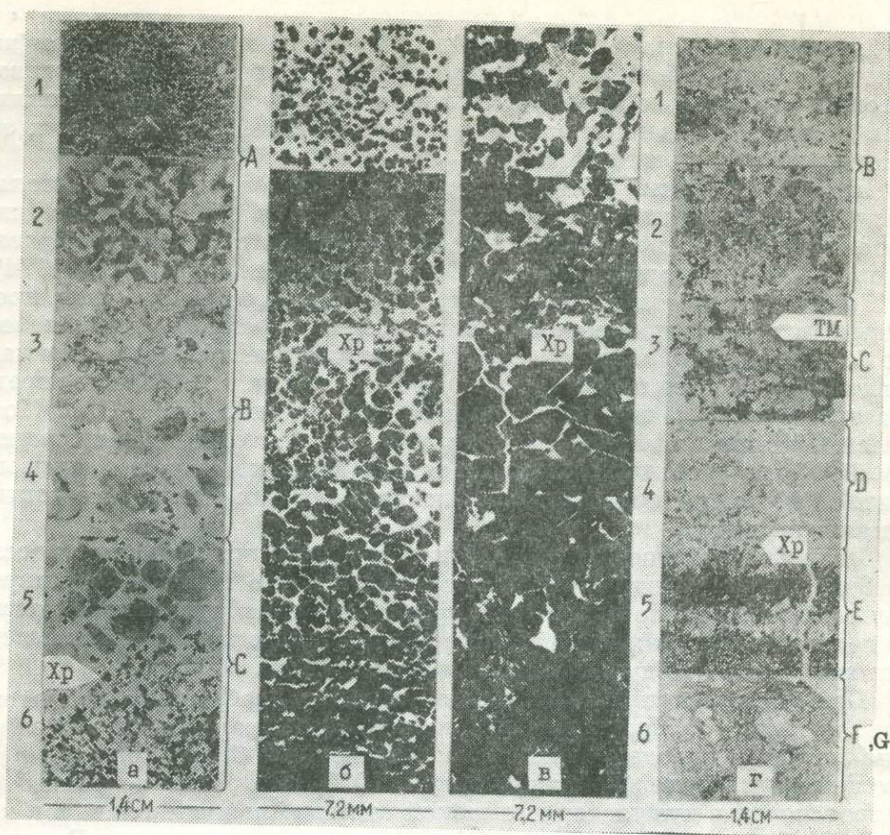


Рис. 60. Монтажи из фотографий шлифов.

а — схема строения верхней части расслоенной колонны кумулатов Кемпирсайского массива (1 — шл. 27/1-73, 2 — шл. 7/2-73, 3 — шл. 27/8-73, 4 — шл. 38/8-73, 5 — шл. 38/10-73, 6 — шл. 27/29-73; западная часть массива); б — схема кумулятивной сегрегации хромита в руды первого критического горизонта по шлифам западной части Кемпирсайского массива; в — схема кумулятивной сегрегации хромита в руды Главного критического горизонта по шлифам из руд месторождения Алмаз-Жемчужина; г — схема строения средней части расслоенной колонны кумулатов Хабаровинского массива (1 — шл. 54/14-73, 2 — 54/13-73, 3 — 50/14-73, 4 — 50/7-73, 5 — 50/10-73, 6 — 50/4-73; восточная часть массива).

ных зерен высокохромистых хромшпинелидов в руды Главного критического горизонта в основании полосчатых гарцбургитов (зона E), находящихся ниже порфиroidных гарцбургитов (зона D).

На рисунке 60, г приведена схема расслоенности Хабаровинского массива. Ниже габбро-диабазов и габбро краевой группы (зона A) в нем располагаются лейкократовые и нормальные габбро-нориты (зона B), меланократовые габбро-нориты (тылаиты) и рудные пироксениты с сидеронитовым титаномagnetитом (зона C). Глубже следуют клинопироксениты (зона D), клинопироксениты в переслаивании с дунитами (зона E) с сегрегациями хромитовых руд, дуниты (зона F) и порфиroidные гарцбургиты (зона G). Тип расслоенности Хабаровинского массива более дробный, а хромитонность — более слабая, во всяком случае в верхних зонах.

Совокупность геологических данных указывает на то, что базальты-диабазы сугралинской свиты, субвулканические габбро-диабазы, а также габброиды и ультрамафиты Кемпирсайского и Хабаровинского массивов составляют *единую вулканоплутоническую ассоциацию океанического типа* силурийского возраста.

Силурийский возраст ассоциации подтверждается также радиологическими определениями пород Хабаровинского и Кемпирсайского массивов. Биотиты из пироксенитов Хабаровинского массива дают цифры возраста  $380 \pm 5$ ,  $380 \pm 14$  млн. лет (лаборатория ИГЕМ АН СССР), флогопиты из дунитов — 422 млн. лет (лаборатория УГУ), флогопиты из амфиболитов Кемпирсайского массива в районе месторождения Юго-Восточное —  $404 \pm 18$  млн. лет (лаборатория ИГЕМ АН СССР, Павлов, Кравченко, Чупрынина, 1968).

## ПОЗДНИЙ СИЛУР

### Тыгашинский габбро-диабазовый комплекс

Этот как бы заключительный член силурийской офиолитовой ассоциации чрезвычайно широко развит в Кемпирсайском и Хабаровинском массивах в виде многочисленных даек, продольных и поперечных по отношению к простирацию массивов.

В Хабаровинском массиве преобладают продольные (меридиональные), а в Кемпирсайском — поперечные (близширотные) дайки. Интенсивность их различная в разных частях массивов. Максимально насыщены ими восточная часть Хабаровинского и центральная часть Кемпирсайского массивов в междуречье Куагаш — Казанкойган. Здесь вкрест простираения роев на 1 км приходится до 5—7 даек. Длина их по простираию колеблется от первых до 10—15 км. Нередко они характеризуются кулисообразным расположением: на смену одной короткой дайке приходит другая. В таком выражении они вытягиваются на расстоянии 30 км, рассекая собственно Кемпирсайский массив и уходя за его пределы. Например, рои меридиональных даек восточнее Мамытского массива залечивают одну из ветвей Главного Уральского разлома, а рои широтных даек выходят из массива более, чем на десяток километров во вмещающие породы и на северном берегу ручья Акай пересекают сугралинские базальты.

Мощность даек варьирует от 2—5 до 10 м, иногда достигая 20 и даже 50 м при среднем значении около 5 м. Очень часто диабазы даек обладают шаровой отдельностью с диаметрами шаров от 10 до 40 см в поперечнике. Породы центральных частей даек представлены диабазами, габбро-диабазами и габбро-диабазовыми порфиритами с размерами зерен от 1—2 до 3—5—7 мм (рис. 61, б), а краевые оторочки мощностью до 10—20 см сформированы тонкозернистыми диабазовыми и даже пироксен-плаггиоклазовыми базальтовыми (рис. 61, в) порфиритами с мелкими вкрапленниками авгита и плаггиоклаза (не более 1 мм), погруженными в стекловатую основную массу с интерсертальной структурой. Некоторые маломощные дайки (10—40 см) таких порфиритов нацело серпентинизированы. Габбро-диабазы состоят из: 1) идиоморфных кристаллов зонального плаггиоклаза (№ 60—70 в ядрах, № 47, 37, 32 и до № 20 в узкой внешней кайме), центральные ядра которого обычно сосюритизированы, а периферические зоны очень свежи, 2) ксеноморфного, а в долеритовых разностях и достаточно идиоморфного свежего буроватого титанистого авгита ( $cNg = 30—37^\circ$ ), часто образующего или замещающегося бурой титанистой магматической роговой обманкой ( $cNg = 10—20^\circ$ ), 3) обильного титаномагнетита в пластинчатых и скелетных формах, апатита. В интерстициях главных минералов обычен кварц, иногда в ассоциации с полевыми шпатами. Объем кислых остаточных продуктов не превышает 5%.

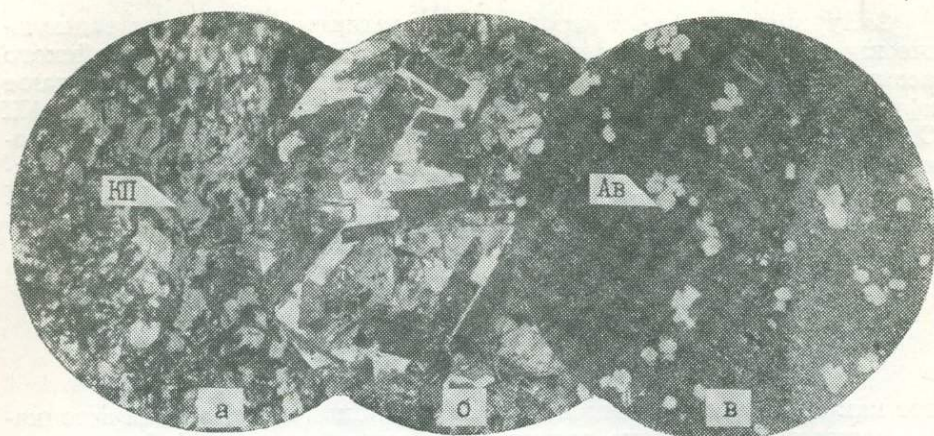


Рис. 61. Микрофото шлифов позднесилурийских диабазов и габбро-диабазов. *а* — шл. 46/15-73, ник.+, диабаз с пойкилитовой структурой из дайки, пересекающей куагачские песчаники и конгломераты в юго-восточном экзоконтакте Хабаровинского массива, подобные породы встречены и в базальтовых разрезах куагачской свиты того же района; *б* — шл. 47/9-73, ник. +, габбро-диабаз с офитовой структурой, плагиоклазы сосюритизированы, хорошо видны светлые интерстиционные калишпат-кварцевые обособления, центральная часть мощной (50 м) дайки у восточного края Хабаровинского массива, правобережье р. Урал (РСФСР); *в* — шл. 8/35-73, серпентинизированный флюидалный плагиоклаз-пироксеновый базальтовый порфирит из краевой части дайки, пересекающей серпентиниты Кемпирсайского массива, юго-западнее г. Батамшинск.

Дайки различных простирааний сложены совершенно однотипными породами. Наблюдения в районе юго-западнее г. Батамшинск за взаимоотношениями широтных и меридиональных даек показали, что расплав при формировании даек одновременно внедрялся в сопряженную сеть разноориентированных разрывов.

Чертами определенного петрографического сходства с дайками тыгашинского типа обладают факолиты габбро-диабазов левобережья р. Жаксы-Каргала севернее выходов тассайских габбро. Здесь они активно или тектонически контактируют с косистекскими туфопесчаниками и кремнистыми аргиллитами, превращая их в адинолы. Вмещающие породы образуют на габбро-диабазе скиалитовые останцы. Размеры габбро-диабазовых тел (вместе со скиалитами) достигают  $4 \times 2$  км. Степень кристалличности пород очень пестрая — от мелкозернистых до крупнозернистых трахитоидных и грубозернистых (с размерами зерен до 1—3 см) пород с офитовой структурой и нередко наблюдающейся шаровой отдельностью. С кемпирсайскими дайками их сближает свежесть авгита и обилие в породах титаномагнетита, что совершенно не характерно для тассайских габброидов.

К тыгашинскому же комплексу, видимо, относятся пойкилитовые диабазы, слагающие факолиты, цепочки которых обрамляют Санасапсайскую периклиналь Орь-Илекского антиклинория. Пойкилитовые диабазы и габбро-диабазы прорывают кидрясовские алевролиты, размещаясь в них согласно со сланцеватостью в виде тел длиной 250—500 м при мощности 10—20 м, практически не затронутых сланцеватостью (рис. 62).

Гораздо более пойкилитовые диабазы распространены на крыльях Орь-Илекского антиклинория, где они прорывают куагачские песчаники и косистекские (губерлинские) бирюзовые кремнистые аргиллиты. Им свойственно залегание в виде мощных (до 50 м) даек и дефор-

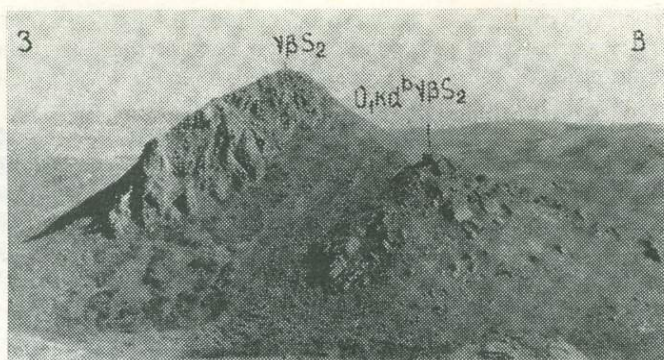


Рис. 62. Факолит позднесилурийских пойкилитовых диабазов среди рассланцованных кидрясовских алевролитов Санасапсайской периклинали Орь-Илекского антиклинория.

мированных силлов мощностью в сотни метров при протяженности в километры. Краевые части тел сложены слабо раскристаллизованными базальто-диабазами. Пойкилитовые диабазы подвергаются дроблению и перемешиванию с вмещающими породами во фронтальной части надвигов, что отчетливо видно в скальных обнажениях вдоль широтного отрезка р. Урал, юго-западнее пос. Хабаровный.

В пойкилитовых диабазях клинопироксен (авгит) образует крупные лапчатые зерна до 0,5—1 см в поперечнике, пойкилитически включающие кристаллы плагиоклаза, ильменита и апатита (см. рис. 61, а).

Пойкилитовые диабазы очень близки к габбро-диабазам кемпирсайских даек и в то же время сходны с базальтами куагачской свиты низовьев р. Эбита, района горы Карагансай и правобережья р. Шанды. Все эти породы отличает богатство титаном. Следует также заметить, что в пироксен-плагиоклазовых андезитобазальтах района горы Карагансай встречены глубинные ксенолиты серпентинитов, подверженные преобразованию в иддингсит. В то же время, как отмечалось выше, куагачские базальты повсеместно ассоциируют с кислыми лавами и субвулканами, хотя ничего подобного не наблюдается в пределах самого Кемпирсайского массива.

В заключение следует заметить, что дайки диабазов в Кемпирсайском и Хабаровинском массивах несут следы деформаций. Нередко они волнообразно изогнуты и даже разбужинированы, однако интенсивной сланцеватости в них не отмечается. Краевые амфиболиты они пересекают вкрест сланцеватости, обладая в узлах таких пересечений, например, к юго-востоку от пос. Тайкеткен, шаровой отдельностью. В верховьях ручья Бутак замечено, что дайки, проникая в докембрийские породы, используют их анизотропию и, не подвергаясь рассланцеванию, пересекаются массой сбросо-сдвигов.

Возраст габбро-диабазовых даек определяется на основании следующих фактов. Габбро-диабазы прорывают сугралинские базальты, деформированные совместно с косистекскими и сакмарскими породами, а сами, в свою очередь, совершенно четко пересекаются дайкой чанчаритов в районе развалин Акай. И факолитовая форма удаленных от Кемпирсайского и Хабаровинского массивов тел, и приуроченность даек к диапировым ядрам самих массивов указывают на то, что комплекс формировался на заключительных этапах интенсивных складчатых деформаций в конце силура — начале девона. Поскольку ку-

агачские базальты сходны с кемпирсайскими габбро-диабазами, это в какой-то мере подтверждает принятый по геологическим соображениям силуро-девонский возраст куагачской свиты.

Вместе с описанными выше куагачскими эффузивами позднесилурийские диабазы составляют определенный *эффузивно-малоинтрузивный тип ассоциаций, характеризующихся отсутствием плутонических членов и резко проявленной пестротой состава пород в блоках с различным типом коры*. В коре океанического типа преобладают породы основного состава, в коре переходного типа — контрастные или непрерывные серии пород (базальты — липариты низовьев р. Эбита и правобережья р. Шанды; базальты — андезитобазальты — андезиты — дациты — липариты среднего течения р. Куагаш в районе горы Карагансай).

## РАННИЙ ДЕВОН

### Иткольсайский комплекс кварцевых диоритов — трондьемитов

Интрузивные породы этого комплекса слагают десяток тел размерами от  $100 \times 100$  до  $200 \times 400$  м, имеющих, с одной стороны, тектонические, часто протрузивные контакты с вмещающими породами — эффузивами байтерекской и сугралинской свит, а с другой — «плавающих» в габбро-серпентинитовом меланже. Тела эти представляют собой, скорее всего, будины — отторженцы от более крупного интрузивного тела. Они встречены на площади около  $4 \times 11$  км в верховьях балки Иткольсай на правобережье р. Шанды и далее к северу по берегам р. Жаксы-Каргала в непосредственной близости от байтерекских липаритовых и дацитовых субвулканов. Слагающие их породы подвержены интенсивному катаклазу и расланцеванию, параллельному контурам будин, вплоть до превращения их в филлитоподобные плейчатые милониты.

Породы будин представлены мелко-среднезернистыми криптовыми агрегатами, состоящими из идиоморфных резко зональных кристаллов лабрадор-андезина размерами от 1 до 3 мм в диаметре, подверженного интенсивной серицитизации и альбитизации (55—70%), идиоморфных порфиридных выделений густозеленой роговой обманки с  $cNg = 20^\circ$  до 2—6 мм в поперечнике (10—20%), иногда пойкилитически включающей в себя биотит и кварц, мелких чешуек и чешуйчатых агрегатов светло-бурого хлоритизированного биотита размерами до 1 мм (5—10%), интерстиционных агрегатных скоплений кварцевых зерен размерами 0,1—0,2 мм (15—20%). Структура пород гипидиоморфная. Последовательность кристаллизации такова: роговая обманка → плагиоклаз → биотит → кварц. Акцессорные минералы — титаномagnetит, апатит, реже циркон. В просмотренных шлифах калишпат не встречен. Среднезернистые гранитоиды пересекаются жилами более мелкозернистых разновидностей. Интрузивы иткольсайского комплекса, скорее всего, составляют *единую парагенетическую ассоциацию* с байтерекскими вулканитами.

## Домбарский габбро-сиенитовый комплекс

Домбарский массив находится по левобережью р. Домбар, недалеко от ее устья, где вытягивается в виде узкой полосы шириной максимум 500 м и длиной около 6 км. Возможно, площадь его более значительна, чем на современном уровне эрозионного среза.

В составе Домбарского массива участвуют среднезернистые щелочные биотитовые габбро, переходящие в зонах контактов с эйфельскими песчаниками в слабо раскристаллизованные габбро-диабазы, хотя терригенные породы эйфеля подвержены довольно интенсивному ороговикованию, сопровождающемуся развитием в цементе песчаников агрегатов мелких зерен пироксена. Габброиды принадлежат к интрузиям главной фазы.

Производные дополнительной интрузивной фазы пересекают габброиды и слагаются пестрыми по степени кристалличности породами спессартит-керсантитового облика, состоящими из крупных игольчатых кристаллов темноцветных минералов, заключенных в желтоватую полевошпатовую массу обычно среднезернистой (до мелкозернистой и тонкозернистой) структуры. Падению степени зернистости полевошпатовой части пород соответствует и уменьшение размеров игольчатых темноцветных минералов от 1—3 до 1—0,5 см. Формы тел продуктов дополнительной интрузивной фазы и приходящийся на них объем неясны.

По микроскопическим наблюдениям габброиды состоят из зонального лабрадор-андезина в индивидах до 1—3 мм в длину (50%), клинопироксена, замещаемого по периферии оливково-зеленой роговой обманкой (20%), бурого биотита (10%), пертитового калишпата (до 10%), игольчатых кристаллов апатита, сфена и титаномagnetита. Структура пород габбро-офитовая (рис. 63, а) с резко проявленным

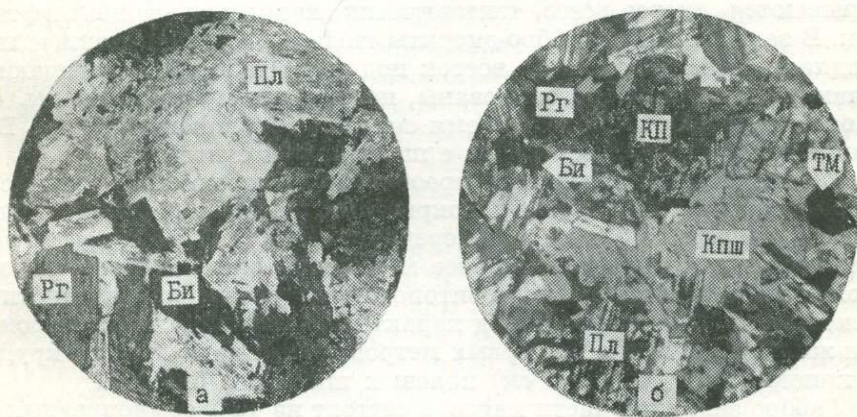


Рис. 63. Микрофото шлифов среднедевонских монцонитоидов.  
а — шл. 23/72, габбро Домбарского массива с габбро-офитовой структурой;  
б — шл. 19/9-72, ник. +, монцонит западной части Велиховского массива в верховьях р. Егиндысай. Структура монцонитовая.

идiomорфизмом плагиоклаза. По составу они близки к пироксен-плагиоклазовым порфиритам низов чанчарской свиты.

Породы дополнительной интрузивной фазы представлены среднезернистыми (1—5 мм) сиенитами, которые имеют гипидиоморфные структуры и состоят из небольшого количества идиоморфных кристал-

лов клинопироксена, зеленоватой роговой обманки и 10% красноватобурого биотита, погруженных в зернистую полевошпатовую массу из идиоморфного плагиоклаза в призмах до 6 мм (олигоклаз-андезин № 25—37), более мелких короткопризматических кристаллов шахматного альбита, сцементированных пертитовым калишпатом, содержание которого достигает 30%. В породах беспорядочно рассыпаны иглы бурого апатита. В интерстициях зерен главных минералов размещаются кристаллы сфена, циркона (до 0,5 мм) и шестоватые агрегаты кристаллов пренита в ассоциации с альбитом внешних кайм плагиоклазов. По составу эти породы приближаются к эффузивным и субвулканическим чанcharитам, отличаясь от них меньшим количеством темноцветных минералов, особенно пироксена, присутствием роговой обманки и более упорядоченными структурами. Мелкозернистые разности (до 0,5—1 мм) краевых частей дополнительных интрузивов сложены плагиоклазом ( $\approx 70\%$ ) и биотитом (до 30%) с мелкими включениями зеленой роговой обманки и резко ксеноморфным биотитом, деформированные чешуйки которого зажаты между идиоморфными андезин-олигоклазами.

### Велиховский

#### клинопироксенит-габбро-гранитовый комплекс

Этому комплексу принадлежит Велиховский массив, который обнажается в верховьях рек Егиндысай и Айтпайка восточнее Егиндинской синклинальной зоны. Велиховский массив по сравнению с Домбарским имеет более крупные размеры, а типичные для него породы отличаются более глубинным обликом. К сожалению, массив почти весь перекрыт плащом меловых и неогеновых осадков. Нами он изучался во врезе по р. Егиндысай (Ягондысай).

Здесь габброиды контактируют с эйфельскими туфогенными песчаниками, которые подстилаются шандинскими известняками, а перекрываются, скорее всего, тектонически, какими-то черными фтанитами. В зоне контакта габбро-диориты гнейсированы с падением гнейсовидности и на запад, и на восток под углами 50—60°. Вмещающие песчаники и кремни ороговикованы, известняки мраморизованы. «Велиховские мраморы» долгое время считали ордовикскими, пока В. Г. Куриневский не отождествил их с шандинской свитой.

В западной части массива преобладают неравномернозернистые габбро-диориты с крупными ойкокритами позднего биотита в уплотненных чешуях до 1,5 см в поперечнике. Эти габбро-диориты дают постепенные переходы как в более меланократовые, габбровые, так и в более лейкократовые, анортозитоподобные разности. Для биотитсодержащих пойкилитовых пород характерны многочисленные прожилки и жилы мощностью до первых метров гранит-пегматитов с крупными кристаллами (до 3—5 см) полевых шпатов и биотита.

Габбро западной части массива состоит из 40% темноцветных минералов, треть которых принадлежит кристаллам (до 5 мм) моноклинного пироксена (салита с  $cNg=45^\circ$ ), обрастающего зеленоватобурой лапчатой роговой обманкой с размерами зерен до 1 см. Светлая часть породы сложена мелкими (от 0,1—0,5 до 1—2 мм) слабо зональными кристаллами лабрадор-битовнита до № 80, частью включенными в роговую обманку. Содержание магнетита и титаномагнетита в мелких (0,1—0,5 мм) зернах и их агрегатах достигает 5%.

Габбро-диориты и монцониты имеют 10—30% темноцветных минералов — салита, зеленой роговой обманки ( $cNg=24^\circ$ ) и бурого лапчатого биотита. Постоянно присутствует интерстиционный кварц (до

10%), участками крупные ксеноморфные зерна ортоклаза (до 20%). Эти зерна, как и зерна биотита, пойкилитически включают в себя массу ранее выкристаллизовавшихся минералов, в том числе зональные плагиоклазы в зернах размерами до 1—3 мм (рис. 63, б). Центральные части плагиоклазов имеют состав лабрадора № 70, а периферические — андезина № 55—42, хотя многие мелкие зерна представлены андезинами № 35 с краевыми кислыми зонами. На границах между плагиоклазами и кварцем развиты мirmekитовые каймы. Ортоклазы практически лишены пертитовых вростков. Структура калишпатовых разностей типично монцитовая. Количество титаноманнетита и апатита не превышает 1%.

Гранит-пегматитовые тела сложены кварцем, плагиоклазом № 30 и слабо пертитовым ортоклазом, часто находящимся в пегматитовых сростаниях друг с другом. Плагиоклаз в этих телах подвержен замещению мусковитом.

По результатам работ Велиховской поисково-разведочной партии (Л. А. Ким, В. П. Коротков, В. В. Прокопьев, 1959—1964 гг.) Велиховский массив вырисовывается в виде меридионально-вытянутого тела шириной от 3 (на юге) до 7 км (на севере) при длине 19 км и площади около 70 км<sup>2</sup>.

Большая часть этого массива сложена субщелочными габброидами, в восточной части содержащими мелкие шпильки пироксенитов (48,5 км<sup>2</sup>). В юго-восточной экзоконтактной зоне массива развиты рудные пироксениты и оливиновые пироксениты (косьвиты), вытягивающиеся меридиональной полосой длиной 5 км при ширине 150—400 м, сопровождающейся с запада и востока более узкими пироксенитовыми телами. Пироксениты прослеживаются до глубины более 300 м, погружаются в северном направлении под габброиды и формируют крутопадающее тело синклинального или антиклинального строения.

В западной и северной частях массива габброиды прорваны мелкими (от 125×750 м до 0,7×3,5 км) преимущественно меридиональными телами диоритов и гранодиоритов. Последние в северной части массива формируют также изометричный шток с площадными размерами 3×5 км, прорванный на востоке мелкими телами гранитов. Судя по локальной отрицательной магнитной аномалии, приуроченной к гранодиоритовому штоку, он, возможно, имеет форму перевернутой капли. Суммарная площадь всех гранодиоритовых тел составляет 16 км<sup>2</sup>, диоритовых — 4 км<sup>2</sup>.

Западнее гранодиоритового штока в Велиховском массиве отмечается цепочка провесов кровли длиной около 9 км и шириной от 300 м до 1 км. Провесы сложены кремнистыми сланцами сакмарской (?) свиты, подстилающимися восточнее с. Велиховка толщей девонских известняков мощностью около 100 м. В зоне эндоконтакта отмечаются инъекционные тела диоритов суммарной мощностью от 23 до 50 м, окруженные мраморизованными и скарнированными известняками и скарнированными габброидами. По вмещающим породам развиты пироксен-амфибол-гранатовые скарны и магнетитовые руды, с поверхности замещенные мартитом. Габброиды также подвержены метасоматическим изменениям с образованием гранат-эпидот-магнетитовых и кальцит-эпидот-гранатовых скарнов. Наиболее широко процессы скарнирования габброидов развиты в центральной части массива, где он разбит системами близширотных (с падением на северо-запад) и близмеридиональных (с падением на запад под углами 45—60°) разломов и инъецирован диоритами. Скарнированные габброиды также

вмещают магнетитовое, гематит-магнетитовое и магнетит-пирротинное оруденение.

Судя по приводимым разведчиками материалам, габброиды массива имеют среднезернистые структуры и состоят из 40—50% пироксена, 40—55% полевых шпатов, 10% биотита, 5% роговой обманки, магнетита и апатита. В состав средне-крупнозернистых диоритов и гранодиоритов, по их данным, входят плагиоклаз (40—55%), роговая обманка (6—25%), кварц (20—25%), биотит. Граниты описываются как существенно плагиоклазовые породы. Наши данные по западной периферии массива заставляют сомневаться в точности диагностики пород. Граниты восточной части массива, скорее всего, также представлены двуполевошпатовыми разностями, и кварцсодержащие габбродиориты, диориты и гранодиориты, возможно, отвечают по составу описанным выше монцонитоидам с калишпатов и плагиоклазом повышенной основности.

По данным А. Е. Бекмухаметова, среди габброидов с пироксеном, роговой обманкой, биотитом и магнетитом присутствуют габбро-нориты, а близ косьвитов с титаномагнетитом — разности плагиоклазовых пироксенитов и оливиновых габбро (скважины 13, 14, 5200 в зоне северного погружения рудных пироксенитов). Более кислые разности монцонитового типа он считает метасоматически измененными габброидами (метадиоритами), вынос железа из которых обеспечил формирование магнетитовых рудных тел.

По Л. Ф. Борисенко и др. (1974), средний состав рудных пироксенитов Велиховского массива таков (%): диопсид ( $cNg=36-40^\circ$ ,  $Ng-Np=0,028-0,030$ ,  $2V=+58-60^\circ$ ) — 71,83, рудные минералы — 23,15, хлорит (возможно, частично серпентин) — 4,49, биотит — 0,4, апатит — 1,2. Структура пород сидеронитовая. Размеры идиоморфных зерен пироксена достигают 0,1—3 мм. Рудный минерал — титаномагнетит с мелкими включениями ильменита и шпинели. Согласно пересчетам химического анализа, в нем содержится 83% магнетита, 11,5% ильменита, 4,4% герцинита, 1,1% кулсонита. Среднее содержание Ti в титаномагнетите составляет 1,92%, а ванадия — 0,47%.

Геологи-разведчики считают титаномагнетитовую, как и скарново-магнетитовую и сульфидную, минерализацию наложенной на габброиды и пироксениты. Л. Ф. Борисенко и др. (1974) относят рудные пироксениты к магматическим образованиям.

Нам представляется, что Велиховский массив сформировался в две-три интрузивные фазы. На первом этапе внедрилась большая масса субщелочной габброидной магмы. В ходе кристаллизации она расслоилась с образованием придонной залежи рудных пироксенитов и косьвитов и прикровельной части кварцевых монцонитоидов. В центральной части массива расслоение привело к возникновению габброидов со шлирами пироксенитов и кварцевых анортозитов. Во вторую фазу инъецировала более кислая магма, образовавшая штоки и трещинные тела кварцевых монцонитов. В заключительную фазу сформировались мелкие тела гранитов и пегматитов. Фазы внедрения кислых расплавов сопровождалась и завершилась метасоматическими процессами, выносом из габброидов рудных компонентов, переотложением их в структурных ловушках, как среди скарнированных габброидов, так и во вмещающих породах, и образованием скарново-рудных тел. Рудные процессы, видимо, были приурочены к периодам сильных деформаций расслоенного габброидного тела главной фазы внедрения. Южная его часть была отчленена разрывами от северной и выведена из горизонтального положения в вертикальное, в связи с

чем после продолжительной эрозии придонные рудные пироксениты оказались на поверхности. Ширина выхода узкой (максимум 3 км) южной части массива, скорее всего, и отвечает его истинной мощности. Объем интрузивного тела можно оценить в 200 км<sup>3</sup>.

В. Г. Кориневский считает Велиховский массив типичным представителем габбро-сиенитовых комплексов, а габброиды Домбарского и Велиховского массивов называет габбро-эссекситами (Кориневский, 1971). Связь с Велиховским массивом магнетитовых рудопроявлений скарнового типа позволяет ему проводить аналогии с тагило-кушвинским габбро-сиенитовым комплексом Среднего Урала. Домбарский массив на самом деле близок к габбро-сиенитам, хотя в связи с ним пока не выявлено месторождений. К эссекситам ближе всего стоят хорошо раскристаллизованные субвулканические породы или глубинные части чанчарского покрова, содержащие водный фельдшпатоид анальцит. Отсутствие же как в домбарских, так и в велиховских габброидах фельдшпатоидов, а также наличие в велиховских породах свободного кварца дают нам право считать их не эссекситами, а габбро, габбро-диоритами и монцонитами. В ряду эффузивы — субвулканы — интрузивы щелочность пород среднего девона заметно снижается. Среднедевонские магматические образования составляют *вулкано-плутоническую ассоциацию, развившуюся в коре промежуточного типа путем взаимодействия глубинных базальтовых расплавов с сиалической корой.*

По данным А. Е. Бекмухаметова, породы Велиховского массива имеют радиологический возраст около 400 млн. лет, близкий возрасту образований Кемпирсайского и Хабаровинского массивов, из чего можно сделать вывод об омоложенности радиологических цифр, полученных для силурийских расслоенных комплексов.

#### Малоинтрузивные аналоги среднедевонских вулканитов и плутонитов

Отдельные мелкие дайки чанчаритов, внешне сходных с чанчарскими вулканитами, встречаются вдоль западного края Хабаровинского массива.

Гораздо более крупная дайка закартирована в зоне меридионального поддвига, отделяющего поле развития монотонных сугралинских базальтов и сложно построенные западные блоки в районе развалин Акай. Она прослежена на расстоянии 5,5 км. Мощность ее варьирует от 3—5 до 10—20 м. На юге дайка сложена биотит-пироксен-роговообманково-плагиоклазовыми порфиритами, на севере, где ее мощность максимальна, — среднезернистыми и грубозернистыми спессартитовыми габбро с длинными (до 1—2 см) кристаллами роговой обманки. В 2 км севернее развалин Акай она пересекает серию мощных широтных даек верхнесилурийских габбро-диабазов, продолжающихся из Кемпирсайского массива. Здесь дайка имеет мощность порядка 10 м. В краевых зонах шириной 20—50 см развиты слабо раскристаллизованные пятнистые и флюидально-полосчатые спессартиты, переходящие ближе к центру дайки в крупнозернистые спессартиты с игольчатой роговой обманкой длиной до 1 см. По центральному шву этот спессартит инъецируется тонкозернистыми серовато-розовыми биотит-роговообманковыми субщелочными микродиоритами мощностью до 2 м. Состав и строение сближают эту дайку с Домбарским массивом, хотя его размеры крупнее, а петрографические типы пород разнообразнее.

СМЯТИЕ И МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД КЕМПИРСАЙСКОГО  
И ХАБАРНИНСКОГО МАССИВОВ

## Кемпирсайский массив

*Западная контактовая зона.* Выше указывалось, что для нее весьма типичны троктолиты — друзитовые форелленштейны с гравитационно-стратиморфной полосчатостью, сходной с полосчатостью расслоенных интрузивов скергаардского типа. Однако ее залегание отнюдь не горизонтально, как в расслоенных интрузивах (см. рис. 54, 55). Наблюдения за полосчатостью показывают, что форелленштейны смяты в отчетливые складки, амплитуда которых варьирует от первых сантиметров до десятков метров и более (рис. 64, 65). Замки антиклиналей довольно узкие и остроугольные, а синклиналей — более широкие и плавные. Антиклинали часто осложнены протрузиями серпентинитов из более низких горизонтов массива.

Чем интенсивнее складчатость, тем сильнее проявлены процессы катаклаза, милонитизации и перекристаллизации габброидов в призамковых частях складок с превращением их в актинолитовые сланцы и даже амфиболиты и горнблендиты, распространенные здесь в общем незначительно. Амфиболиты и горнблендиты отмечены в ядрах мелких антиклиналей и на границе форелленштейнов и серпентинитов в восточной части шандашинского вреза, а также в узких протяженных синклинальных клиньях среди серпентинитов по порфиоровидным гарцбургитам западной части массива, особенно северо-восточнее с. Степное. На крыльях крупных складок, не затронутых сланцеватостью, в районе с. Степное по расслоенным габброидам развиты синевато-зеленые актинолититы с реликтами первичной полосчатости.

Юго-восточнее пос. Тайкеткен среди амфиболитов и рассланцованных и амфиболитизированных габброидов встречены метровые пласты биотит-мусковитовых гнейсо-гранитов мощностью в первые метры, образованные при смятии и перекристаллизации жил плагиогранитов и пегматитов.

Весьма значительному катаклазу подвержены и габбро тассайского типа. Восточнее зим. Чкалов грубозернистые габбро-диабазовые катаклазиты опутаны войлоком призм роговой обманки, а связанные с грубозернистыми габбро-диабазами средне- или мелкозернистые диабазы превращены в плитчатые и плейчатые тонкозернистые амфиболиты с игольчатой роговой обманкой, содержащие кое-где псевдоморфозы по порфиробластам граната.

*Восточная контактовая зона.* Н. Б. Павлов отмечает отсутствие здесь форелленштейнов. На самом деле на всем протяжении этой зоны

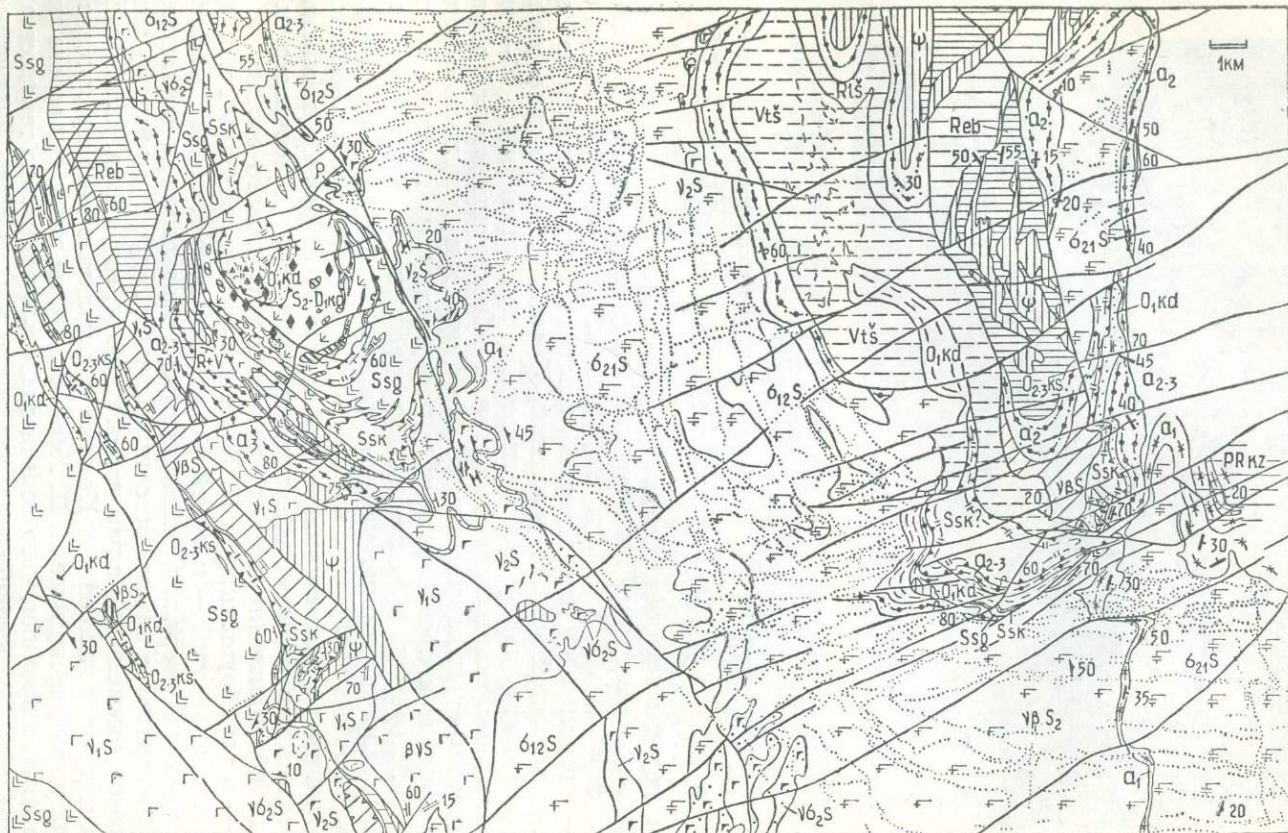


Рис. 64. Схема геологического строения Кемпирсайского массива на широте пос. Тайкеткен.

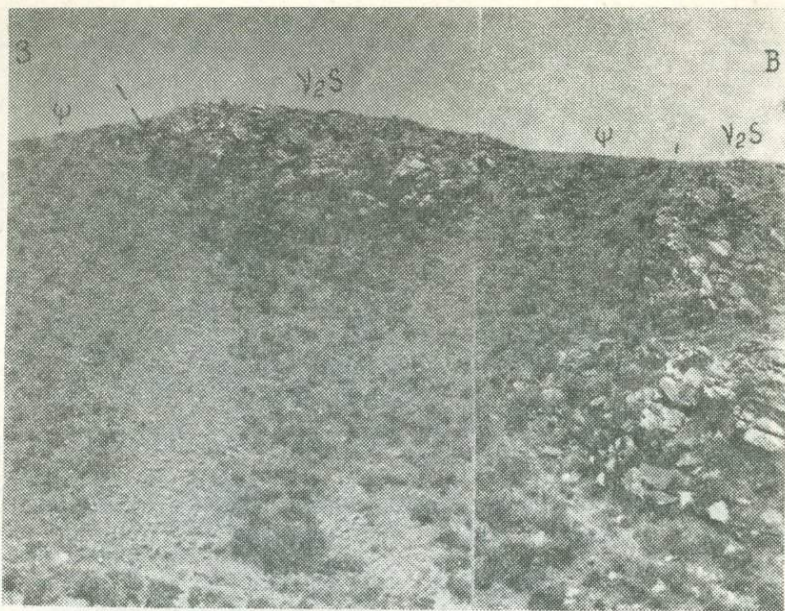


Рис. 65. Синклинальные складки, фиксируемые выходами катаклазированных габброидов шандашинского типа во врезе по ручью Шиликта III.

Синклинали разделяются протрузивными гребнями серпентинитов по плагиоклазовым перидотитам. Западная часть Кемпирсайского массива (между т. н. 6/11 и 6/12-73).

развиты породы полосчатого габбро-амфиболитового комплекса, петрография которых наиболее полно охарактеризована в работе Н. П. Хераскова (1967). Габбро-амфиболиты разделены им на два типа: 1 — альмандин-цоизит-роговообманковые и плагиоклазовые амфиболиты с зеленой роговой обманкой, образовавшиеся в процессе метаморфизма пород диабазово-спилитовой серии докембрия; 2 — эденитовые амфиболиты и эпигаббро-нориты с бесцветной роговой обманкой, энстатитом, диаллагом и пикотитом, представляющие собой мигматизированные и ороговикованные ультраосновные породы докембрия. Н. П. Херасков предполагал, что развитие габбро-амфиболитов предшествовало внедрению ультраосновной магмы Кемпирсайского массива. Само же внедрение, по его мнению, привело к расщеплению и ассимиляции гипербазитами меланократовых габбро-амфиболитов с формированием в подошве массива своеобразного полосчатого комплекса горнблендито-пироксенито-вебстерито-дунитового состава, а в кровле — зоны обрушения (Н. П. Херасков считал восточный контакт подошвой, а западный — кровлей Кемпирсайского массива). Амфиболиты подошвы подверглись оливинизации с образованием оливиновых эпигаббро-норитов, а затем ороговикованию и гидротермальному экзоконтактовому изменению с развитием граната, везувиана, актинолита, пренита и других минералов. Полные и детальные петрографические описания пород, сделанные Н. П. Херасковым, не потеряли своего значения и до сего времени, чего нельзя сказать о трактовке генезиса амфиболитов. Генезис амфиболитов им понят неправильно, наперекор фактам. В прекрасных обзрениях по р. Куагаш между поселками Кемпирсай и Жусалы (кстати, отличные зарисовки некоторых из них приведены в работе Н. П. Хераскова) совершенно четко видно, что средне-крупнозернистые полосчатые и порфиробластические пирок-



Рис. 66. Будины троктолитов-форелленштейнов в амфиболитах района среднего течения р. Куагаш между поселками Кемпирсай и Жусалы (т. н. 39/11-73).

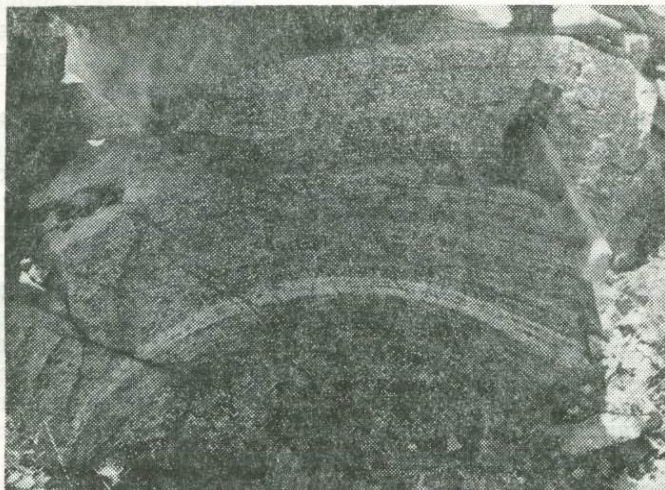


Рис. 67. Переход от троктолита-форелленштейна внутренней части будины в плотные гранат-цоизитовые амфиболиты.  
Деталь рис. 66.

сен-гранат-цоизитовые амфиболиты и горнблендиты восточного обрамления Кемпирсайского массива развиваются путем смятия и раздавливания гравитационно-полосчатых друзитовых форелленштейнов, аналогичных по составу и структурам породам западного контакта массива. Реликты первичных пород сохранились в ядрах обжатых овальных будин, размеры которых варьируют от десятков сантиметров до первых метров в поперечнике (рис. 66, 67). Встречена крупная будина грубозернистых габбро-пегматитов, обычно формирующих секущие жилы среди гравитационно-полосчатых пород западного контакта (рис. 68).

К близким выводам на том же фактическом материале обнажений Куагашского веза пришли геологи МГУ (Калашникова и др.,



Рис. 68. Крупная будина расслоенного габбро-пегматита, окруженная со всех сторон амфиболитовой каймой. Деталь обнажения района т. н. 39/1-73.

1973), которые привлекли данные химического анализа пород и показали, что и габбро-амфиболиты, и исходные габбро магматического генезиса, и гипербазиты Кемпирсай богаты хромом, никелем и, возможно, являются производными единого магматического очага или дифференциатами единой магмы. Однако причину «локального» преобразования габброидов в амфиболиты они пытаются увидеть в контактовом воздействии на габбро поздних гранитоидных интрузивов.

Одновременно с нами правильную трактовку генезиса куагачских амфиболитов дал А. А. Ефимов (Ефимов, Царицин, 1974), однако его вывод об образовании тонкозернистых амфиболитов по основным эффузивам неточен. Во врезе по р. Куагаш между поселками Кемпирсай и Жусалы цоизитовые амфиболиты и горнблендиты с редкими порфиробластами граната и реликтовыми будинами форелленштейнов, примыкающие непосредственно к алогарцбургитовым серпентинитам, сменяются к востоку безреликтовыми цоизитовыми амфиболитами с крупными, но редкими порфиробластами граната и амфиболитизированного пироксена. Еще восточнее появляются тонкозернистые плитчатые амфиболиты, а за ними — лушниковские порфиroidы, метаморфизованные песчаники чаушской свиты и рассланцованные породы палеозоя.

Таким образом, становится понятным отсутствие форелленштейнов во всем восточном обрамлении кемпирсайских гипербазитов: они здесь *раздавлены и преобразованы в метаморфические породы.*

Эти метаморфические породы (подробная характеристика их будет приведена ниже) обладают прекрасно выраженной кристаллизационной сланцеватостью, в общих чертах совпадающей с первичной полосчатостью, элементы залегания которой позволяют фиксировать серии изоклинальных, нередко наклонных, опрокинутых, лежащих и веерообразных складок. В ядрах таких складок обычно выходят либо бесструктурные мятые, либо полосчатые серпентиниты по дунитам, гарцбургитам, энстатитам и роговообманковым перидотитам с мощностью полос от единиц до первых десятков сантиметров. Одна из наиболее четких веерообразных антиклиналей такого типа фиксируется во врезе по р. Мамыт. Она имеет размеры более 3 ×

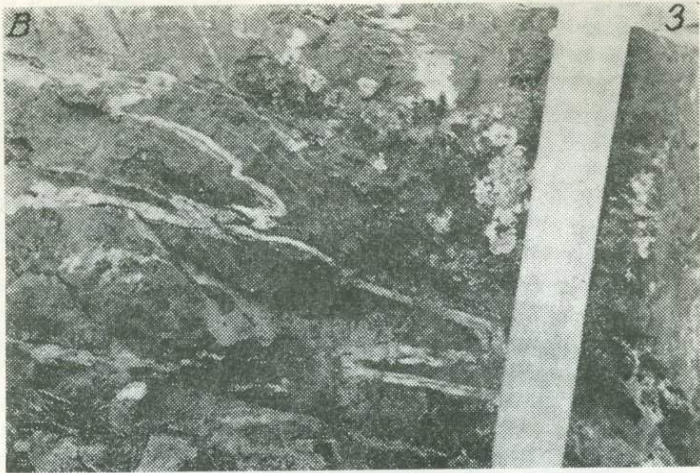


Рис. 69. Мелкие лежачие складки в амфиболитах западного крыла Мамытской антиклинали. Хорошо видны метаморфогенные гранитоидные лейкосомы.

× 10 км, опрокинутый под углом 50° шарнир при восточном падении крыльев, причем западное крыло обладает пологим (10—25°), а восточное — крутым (40—70°) падением.

На севере и западе складка надвинута на глаукофанизированные или насыщенные стильпноmelаном метаморфические сланцы и порфиroidы докембрия, замятые в массу более мелких складок, близких Мамытской, с протрузивными серпентинитовыми ядрами. Лежачее западное крыло складки сложено тонкополосчатыми амфиболитами с мощностью полос лейкократового и меланократового материала от первых миллиметров до десятка сантиметров. Часть полос обогащена мелкими идиобластами красного граната. По направлению к ядру складки содержание граната в породах увеличивается (от 1—2 до 5—10%), при этом растут и размеры кристаллов — от долей миллиметра до 1—2 см в диаметре. В северо-западной части Мамытской складки на границе между амфиболитами и серпентинитами сохранились будины развальцованных форелленштейнов. В амфиболитах с сыпью мелких гранатовых идиобласт фиксируются линзы с крупными порфиробластами пироксена (до 1—3 см в поперечнике) и маломощные (2—3 см) слои гранитоидного материала, рисующие сложные лежачие складки (рис. 69) с раздувами лейкосом в их замках.

В крутопадающем восточном крыле Мамытской структуры (рис. 70) развиты нередко пloyчатые (рис. 71) обедненные плагиоклазом (до 5—10%) гранатовые амфиболиты и горнблендиты эклогитоподобного облика. Гранат в них образует идиоморфные, нередко зональные кристаллы диаметром до 0,5—1,5 см, обогащающие слои мощностью 0,5—3 см и более. Содержание граната варьирует в широких пределах — от 10—30 до 50—60% (рис. 72).

Плотные темноокрашенные краевые амфиболиты, эклогитоподобные породы и безгранатовые горнблендиты фиксируют зоны интенсивнейшего сжатия, протягивающиеся на колоссальное расстояние до Санасапсайского массива на севере и далее за пределы изученной территории, прекрасно дешифрируясь на аэрофотоснимках («черный комплекс»).

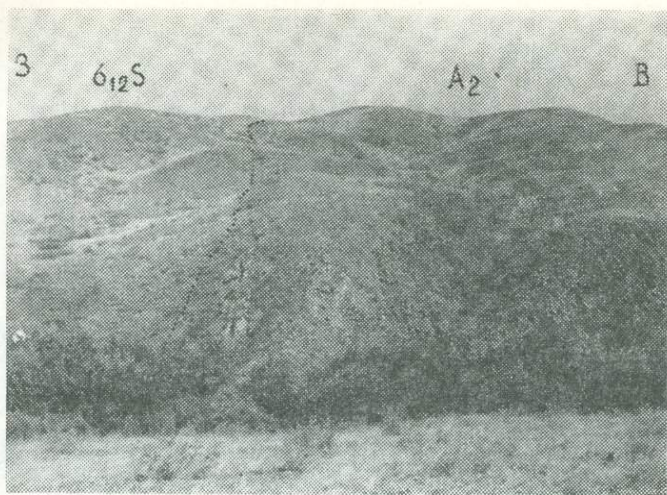


Рис. 70. Выходы эколгитоподобных пород восточного крыла Мамытской антиклинали. Врез по р. Мамыт (т. н. 12/14-73).

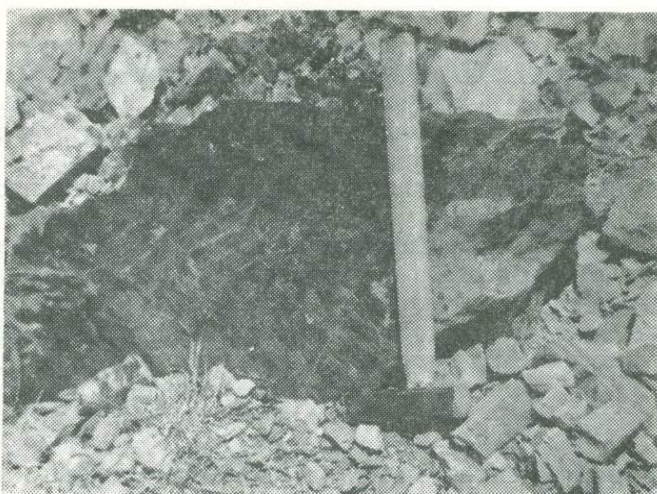


Рис. 71. Плойчатая эколгитоподобная порода района Мамытского вреза (т. н. 12/20-73).

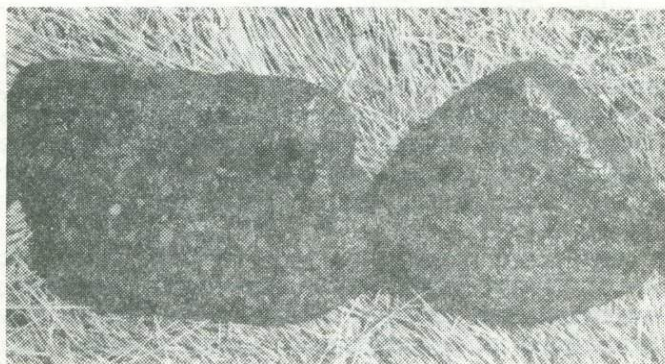


Рис. 72. Эколгитоподобные гранатовые горблендиты района Мамытского вреза (т. н. 12/20-73).

Перечисленные факты свидетельствуют о сильнейшей перемятости Кемпирсайского массива. Наиболее четко структуры смятия устанавливаются по первичной полосчатости габброидов или вторичной полосчатости образованных по ним метаморфитов. Фиксируются ли они в серпентинитовом ядре массива? Безусловно. Сводовые поднятия и межсводовые опускания Н. В. Павлова должны рассматриваться как крупные складки в теле массива. В наиболее широкой части тела выделяются три коробчатых антиклинальных зоны — Юго-Западная, Тыгашинская и Юго-Восточная, поперечные по отношению к простиранию южной половины массива (направление осей ССВ  $10-15^\circ$ ) и имеющие размеры  $8-11 \times 20-26$  км. В северной половине массива, согласно с ее общей вытянутостью по азимуту ССЗ —  $345^\circ$ , располагаются три антиклинальные зоны — Тайкеткенская, Батамшинская (Главная) и Жусалинская размерами от  $2 \times 25$  до  $10 \times 40$  км (для Главной зоны). Веерообразная Мамытская антиклиналь является прямым продолжением Тыгашинской антиклинальной зоны, отделяющейся в самом массиве от Юго-Восточной антиклинальной зоны узкой полоской того же, правда, лишённого граната, «черного комплекса», который слагает восточное крыло Мамытской антиклинали. Крылья западных антиклинальных зон обладают западным падением под углами  $60-80^\circ$  на западе и  $10-15^\circ$  на востоке. Начиная с Мамытской антиклинали и восточной части Тыгашинской зоны, преобладают восточные падения крыльев под углами  $10-25$ ,  $35$  и даже  $40-70^\circ$ . Асимметричность углов падения на крыльях придает антиклинальным структурам характер раскрывающихся вверх вееров, подчеркивая их диапировый характер.

В серпентинитах ядер антиклинальных зон смятие сопровождается всеобщим скольжением разноразмерных блоков, блочков и будин друг относительно друга, искажающим первичные структуры и формы рудных тел. Размещающиеся в Юго-Восточной антиклинальной зоне крупные хромитовые тела месторождения Алмаз-Жемчужина напоминают осложненную будино-течением антиклиналь, в то время как рудное тело месторождения Миллионное представляет собой будино-синклиналь. Обе структуры обладают западным падением, осложнены массой поздних разрывов и пересечены поздними силуро-девонскими дайками габбро-диабазов. Эти движения запечатлены как в макроструктурах мелких хромитовых линз, так и в структурах руд. При микроскопическом изучении видно, что чуть ли не каждое зерно хромита разбито массой трещин. Для краевых частей рудных тел характерны зоны хромитовых катаклазитов и милонитов.

### Хабарнинский массив

Хабарнинский массив, так же как и Кемпирсайский, окружен почти непрерывным поясом краевых амфиболитов, развитых по габброидам всех типов. Среди амфиболитов преобладают темные тонкоплитчатые и плоччатые породы с волокнистой роговой обманкой. Эти амфиболиты замещают катаклазированные и милонитизированные габброиды, давая постепенные переходы в слабо сланцеватые габбро-нориты. Указания А. Т. Зверева (1973) на наличие пересечений краевых амфиболитов габбро-норитами Хабарнинского массива в Уральских врезках следует понимать как ошибочную интерпретацию взаимоотношений между породами. Скорее, в этих врезках можно найти массу пересечений габбро-норитов катаклазитами-амфиболитами, что еще не дает права называть амфиболиты интрузиями. По составу

и структурам краевые амфиболиты Хабаровинского массива аналогичны амфиболитам внешней зоны Кемпирсайского массива, что вместе с фактами отсутствия по обрамлению Хабаровного эклогитоподобных пород указывает на более слабое его смятие по сравнению с Кемпирсаем. Хотя хабарнинские габброиды внутри массива обладают плохо выраженными сланцеватыми текстурами, контакты между многими разновидностями пород сорваны, да и внутри однотипных по литологии пород имеются многочисленные, обычно маломощные (первые десятки и единицы метров) зоны серпентинизации, катаклаза, развития тонкозернистых порфирокластовых катаклизитов и милонитов со структурами течения.

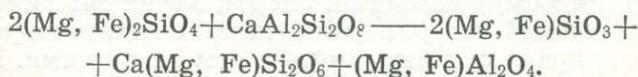
Хромитовые рудные тела, залегающие обычно в виде маломощных пластов среди пироксенитов или на границах дунитов с пироксенитами, смяты в отчетливые мелкие складки. Складки фиксируются и в других типах пород по изменениям в элементах залегания первичной и вторичной полосчатости. Наиболее интенсивные складчатость и плейчатость характерны для краевых амфиболитов. Следует заметить, что амфиболитизированные брекчии, катаклизиты и милониты, развитые по юго-западному обрамлению Хабаровинского массива, и вмещающие тела катаклизированных гранитов, пегматитов и силекситов оказались весьма близкими к габброидам Велиховского массива.

В целом Хабаровинский массив представляет собой крупную изометричную в плане и пережатую в разрезе полудиапировую складку, крылья которой осложнены массой складок и взбросо-надвигов, обладающих центриклинальными падениями под углами  $60-30^\circ$ , но часто крутыми близвертикальными на западе, что соответствует асимметрии складок Кемпирсайского массива.

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ БАЗИТОВ И УЛЬТРАМАФИТОВ

По степени переработки троктолитов Кемпирсая можно наметить следующий условный ряд: троктолиты → форелленштейны → друзиты → актинолитизированные друзиты → рассланцованные и актинолитизированные друзиты → «краевые амфиболиты». Все представители этого ряда присутствуют лишь в западной контактовой зоне Кемпирсайского массива. В восточной его части друзиты по форелленштейнам непосредственно замещаются краевыми амфиболитами. Тассайские габбро Кемпирсая и габбро-нориты Хабарового превращаются в краевые амфиболиты, проходя стадию амфиболитизированных катаклизитов. Ниже разбираются петрографические особенности метаморфизованных пород и приводятся объясняющие их химические реакции по У. А. Диру, Р. А. Хауи, Дж. Зусману (1965, 1966).

*Форелленштейны* являются, по существу, измененными троктолитами. Первичный парагенезис троктолитов — округлые кумулятивные кристаллы оливина, реже ромбического пироксена, интеркумулятивный, а иногда и кумулятивный основной плагиоклаз (см. рис. 56). На границах между оливином и плагиоклазом развиты узкие (0,04—0,1 мм) или более широкие реакционные оболочки ромбического (внутри) моноклинного (снаружи) или только моноклинного пироксенов. Эти первичные «сухие» келифитовые каймы имеют, по-видимому, позднемагматическое происхождение и могут быть описаны реакцией:



Хорошо видимые невооруженным глазом друзитовые узоры обусловлены развитием вторичных, обычно широких (от 0,5 до 2,5 мм) келифитовых кайм. Процесс их формирования является чисто метаморфическим. Он начинается с образования собственно форелленштейнов, т. е. с замещения кумулятивного оливина и ромбического пироксена антофиллитом, тальком, идингситом, лизардитом и антигоритом, и радиального растрескивания интеркумулятивных плагиоклазовых агрегатов, связанного с увеличением объема темноцветных минералов при их серпентинизации (см. рис. 56, в). Довольно часто серпентинизация протекает полно, и от темноцветов остаются лишь псевдоморфозы талька и антигорита, насыщенные тонкой магнетитовой пылью. По периферии полных или частичных псевдоморфоз возникают серии концентрических венцов шириной 0,2—0,5 мм каждый при общей ширине серий более 1 мм (рис. 73, а, б). Отдельный

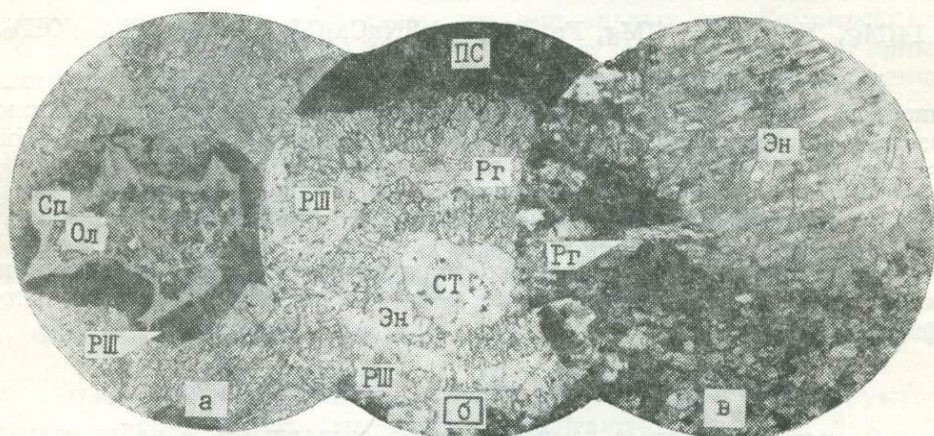


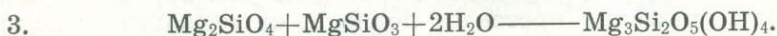
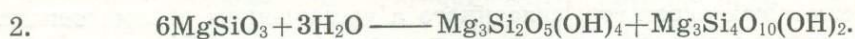
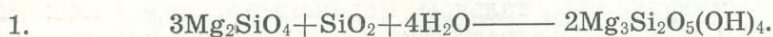
Рис. 73. Микрофото шлифов форелленштейнов и энстатитов Кемпирсайского массива (начальные стадии метаморфизма)

а — шл. 40/5-73, друзит с хорошо выраженной каймой внешнего симплектита, западная часть Кемпирсайского массива, правобережье р. Кокпекты между селами Новотроицкое и Степное; б — шл. 39/3-73, друзит с полным набором кайм, внутренняя часть будины в амфиболитах Куагашского вреза восточнее пос. Кемпирсай; в — шл. 21/11-73, ник. +, энстатитит, замещаемый бесцветным амфиболом, восток Кемпирсайского массива, северный берег р. Кызылкаин у зим. Кызылсу.

венец сложен мелкозернистыми мозаичными агрегатами или цепочками кристаллов определенного минерала. Внутренний венец представлен мозаикой зерен вторичного энстатита, следующий за ним — мозаикой кристалликов бесцветной низкодвупреломляющей роговой обманки, затем идет непрерывная или прерывистая цепочка часто футляробразных идиобласт зеленой шпинели (этот венец иногда редуцирован) и, наконец, у границы с кристаллами интеркумулятивного плагиоклаза неизменно присутствует кайма симплектитов из удлинённых призм бесцветной роговой обманки с узкими червеобразными вростками зеленоватой шпинели (по Н. П. Хераскову, — сапфирина). Полный набор всех этих зон хорошо виден на рисунке 73, б. Правда, здесь не совсем четко выражена кайма симплектита. И призм роговой обманки, и располагающиеся в них по удлинению червеобразные вростки шпинели характеризуются радиально-лучистой ориентировкой, образуя как бы внешнюю корону друзитов. Роговообманково-шпинелевые симплектиты включаются также во

внутренние части футлярообразных кристаллов шпинели предыдущего венца.

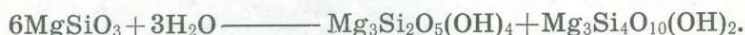
Процессы ранней серпентинизации и оталькования кумулятивных оливинов и пироксенов друзитовых ядер описываются реакциями:



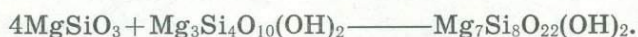
Образование метаморфических реакционных кайм из энстатита, роговой обманки и шпинели происходит в результате реакции:



В системе  $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ , в которой энстатит кристаллизуется при температуре более  $660^\circ$ , экспериментально установлено равновесие энстатита с серпентином и тальком при давлении паров  $\approx 1$  кбар:



При определенных условиях, характеризующихся недостатком воды, энстатит и тальк реагируют между собой с образованием антофиллита:



Экспериментальные данные хорошо согласуются с наблюдаемыми фактами и указывают на сравнительно высокотемпературные условия друзитообразования и ранней серпентинизации (т. е. обводнения пород), так как серпентин и тальк в друзитах оказываются в равновесии со вторичным энстатитом.

Как указывалось выше, в юго-западной части Кемпирсайского массива такие друзиты-форелленштейны умеренно сжаты и актинолитизированы, а в восточной его части смяты в интенсивные складки и превращены в «краевые амфиболиты».

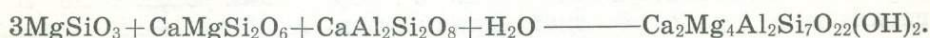
В *актинолитизированных друзитах* количество актинолита достигает 60—70%. Он распространяется за пределы венцов, пропитывая «хаосом» игольчатых кристаллов всю породу, приобретающую макроскопически характерный синевато-зеленый оттенок. Одновременно с актинолитом развивается пренит. Актинолитизированные друзиты особенно хорошо представлены в районе северо-восточнее с. Степное.

*Рассланцованные и актинолитизированные друзиты* отличаются хорошо выраженными кристаллизационно-сланцеватыми текстурами, обусловленными ориентировкой кристаллов актинолита, которые иногда образуют сноповидные скопления, огибающие и пронизывающие плагиоклазовые агрегаты. Друзитовые узоры при этом обычно исчезают. Подобные сланцеватые разности характерны для западной контактовой части Кемпирсайского массива в верховьях ручьев Шиликта I, II, III и северо-восточнее с. Кызылжол, где габброиды смяты в отчетливые складки с амплитудами в десятки метров. Сланцеватость в них обычно совпадает с первичной полосчатостью.

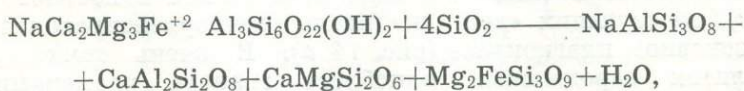
Среди «краевых амфиболитов» можно выделить несколько петрографических типов: I — среднезернистые амфиболиты до горнблендитов и мелкозернистые плейчатые порфиробластические пироксен-плаггиоклазовые амфиболиты; II — разноезернистые порфиробластические цоизитовые, гранат-цоизитовые, пироксен-гранат-цоизитовые амфиболиты и горнблендиты (тип эклогитоподобных пород); III — тонкополосчатые и тонкозернистые амфиболиты с волокнистой и игольчатой роговой обманкой, а также реликтивно-порфиробластические тонкозернистые амфиболиты с волокнисто-игольчатой роговой обманкой (амфиболитовые сланцы).

I. Среднезернистые (1—2, реже 5—7 мм) амфиболиты, лишенные порфиробласт плотных минералов и дающие переходы к почти безплаггиоклазовым макроскопически черным горнблендитам, развиты в виде полосы длиной 10 км при ширине 100—150 м вдоль правобережья р. Казанкойган. Эта полоса представляет собой клин, зажатый между выходами полосчатых апогарцбургитовых серпентинитов Тыгашинской и Юго-Восточной антиклинальных зон Кемпирсайского массива. Подобные же амфиболиты в виде узких клиньев, принимаемых за дайки, встречаются среди апогарцбургитовых серпентинитов западной части массива, особенно северо-восточнее с. Степное.

В состав амфиболитов и горнблендитов входят бурая ( $cNg=20-22^\circ$ ), реже более поздняя зеленая роговые обманки и часто довольно свежий андезин-лабрадор с нерезкой обратной зональностью с андезиновым (№ 37—47) ядром и лабрадоровой периферической зоной (№ 55—65). Образование роговой обманки можно представить в виде реакции между пироксенами и плаггиоклазом исходных пород:



Пироксен-плаггиоклазовые амфиболиты тесно ассоциируют с амфиболитами-горнблендитами Казанкойганской полосы, давая к ним переходы. Они отличаются более мелкозернистыми (0,2—0,5 мм) структурами, плейчатыми текстурами и постоянным присутствием макроскопически зеленого диопсида, образующего сыпь мелких зерен или достаточно крупные (до 1 см) порфиробласты, окруженные каймами черной (под микроскопом — оливково-бурой) роговой обманки. Для этих пород также чрезвычайно характерно наличие довольно свежего плаггиоклаза (см. рис. 74, и), обладающего обратной зональностью. Обычно в кристаллах хорошо выражены три зоны равной ширины. Состав плаггиоклаза ядра отвечает андезину № 37, промежуточной зоны — андезин-лабрадору № 50, а периферической — лабрадору № 60. Если мелкозернистый пироксен этих пород образован вследствие разложения роговой обманки амфиболитов по реакции



тогда нужно допускать высокие температуры образования этих пород (более  $900^\circ$  при давлении более 1 кбар), что в какой-то мере доказывается мелкоплейчатыми текстурами, свидетельствующими об их большой пластичности.

II. Разноезернистые порфиробластические гранат-цоизитовые и пироксен-гранат-цоизитовые амфиболиты и горнблендиты — наиболее пестрые по внешнему облику породы с отчетливо проявленной

кристаллизационной сланцеватостью, нередко плейчатостью. Структуры пород меняются от тонкозернистых с размерами зерен 0,01—0,1 мм до неравномернозернистых грубопорфириобластических, когда в основную, обычно среднезернистую (0,5—2,5 мм), ткань породы вкраплены крупные (до 1—3 см в поперечнике) порфириобласты красного граната и реже бесцветного цоизита. В замках складок среди амфиболитов нередко обособляется грубозернистый кварц-полевошпатовый гранитоидный, а среди горнблендитов или меланократовых амфиболитов — гранат-полевошпатовый материал в виде маломощных (1—3 см) метаморфогенных жил, резко утоняющихся на крыльях складок. Порфириобластовые амфиболиты и горнблендиты наиболее характерны для восточного эндоконтакта кемпирсайских серпентинитов, где они слагают крылья Мамытской антиклинали, протягиваясь на юг в низовье р. Тыгаша, а отсюда на север, в сторону верховьев р. Куагаш у пос. Жусалы.

В состав этих пород входят (%): плагиоклаз (10—15), роговая обманка (до 90), гранат (5—50), цоизит (5—30), пироксен (до 5—10), сфен (до 1—5).

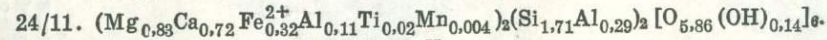
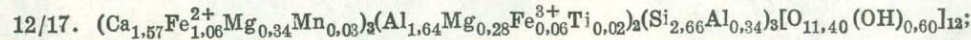
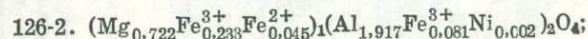
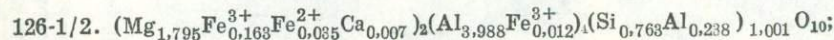
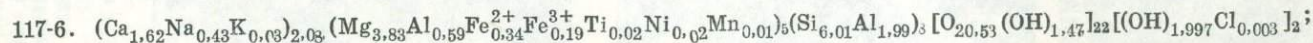
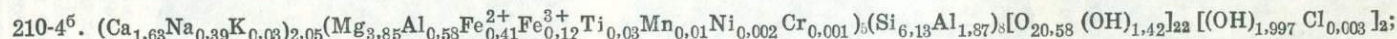
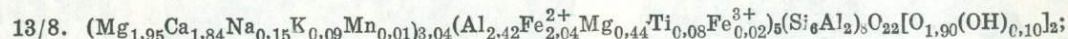
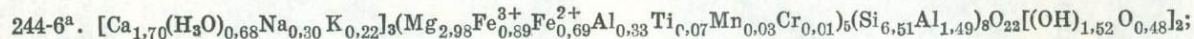
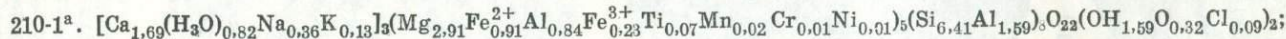
*Плагиоклаз* в этих породах является реликтовым минералом. Внешне он имеет белую мучнистую окраску, но при микроскопическом исследовании в проходящем свете выглядит темным (см. рис. 75, а, б, в), почти непросвечивающим агрегатом мельчайших зерен «соскюритовых минералов» и обычно не поддается каким-либо замерам. В нескольких шлифах обнаружено, что амфиболиты с мутным плагиоклазом вмещают маломощные полевошпат-актинолитовые жилки с совершенно чистым водяно-прозрачным альбитом № 5, переполненным иглами актинолита, в то время как реликтовые плагиоклазы обладают обратной зональностью № 32—37—45, отвечая андезину.

*Роговая обманка* имеет довольно пестрый состав (табл. 3). Вблизи границы раздела амфиболитов и горнблендитов с серпентинитами роговая обманка совершенно бесцветная. По мере удаления от контактов она становится все более густо окрашенной — сначала в буроватых, затем в зеленоватых тонах, причем удается наблюдать более позднее развитие зеленых и сине-зеленых разностей по бурым. Указание Н. П. Хераскова на эденитовый состав бесцветных роговых обманок не соответствует приводимым им химическим анализам. В отличие от эденита бесцветные роговые обманки в обрамлении кемпирсайских серпентинитов обнаруживают бедность натрием и богатство магнием при сходстве с хромсодержащими и паргаситовыми роговыми обманками других гипербазитовых массивов мира (Дир, Хауи, Зусман, 1965, т. II, стр. 298, № 2, 4).

*Гранат* является непременным членом этого типа амфиболитов. В шлифах удается проследить историю его развития и исчезновения. Первоначально он возникает в виде мельчайших идиобласт (0,01—0,02 мм), образующих «веточки» вдоль разноориентированных трещин в основном плагиоклазе (рис. 74, а). В очень тонкозернистых амфиболитах зародышами идиобласт граната размерами 0,02—0,1 мм служат мелкие зерна бледноокрашенных хромшпинелидов (рис. 74, з). Затем размеры идиобласт увеличиваются, мелкие порфириобласты оказываются окруженными венцами из мелких идиоморфных кристалликов сфена (рис. 74, б). Более крупные порфириобласты (рис. 74, г) часто имеют зональное строение с более красным, обогащенным пироповой молекулой, ядром, отороченным включениями кристалликов сфена и роговой обманки, и внешней зоной, близкой по составу к гроссуляр-альмандину.

| № пробы             | Минерал   | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | NiO  | H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> | H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> | Cl   | П.п.п. | Σ      |
|---------------------|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|--------------------------------|------|-------------------------------|-------------------------------|------|--------|--------|
| 210-1 <sup>а*</sup> | Зеленая роговая обманка                                       | 44,24            | 0,65             | 14,24                          | 2,16                           | 7,47  | 0,20 | 13,47 | 10,78 | 1,27              | 0,72             | 0,11                           | 0,09 | 3,20                          | 1,06                          | 0,36 | —      | 100,02 |
| 244-6 <sup>а*</sup> | Зеленая роговая обманка                                       | 44,41            | 0,58             | 10,57                          | 8,06                           | 5,60  | 0,29 | 13,64 | 10,79 | 1,05              | 1,13             | 0,04                           | —    | 2,15                          | 1,16                          | —    | —      | 99,47  |
| 13/8                | Сине-зеленая роговая обманка                                  | 37,89            | 0,60             | 23,76                          | 0,10                           | 15,44 | 0,05 | 10,13 | 10,83 | 0,50              | 0,50             | —                              | —    | —                             | —                             | —    | 0,20   | 100,00 |
| 210-4 <sup>б*</sup> | Светлая роговая обманка                                       | 44,72            | 0,26             | 15,18                          | 1,14                           | 3,64  | 0,09 | 18,83 | 11,11 | 1,44              | 0,19             | 0,09                           | 0,11 | 2,13                          | 0,72                          | 0,09 | —      | 99,74  |
| 117-6*              | Светлая роговая обманка                                       | 44,12            | 0,21             | 16,03                          | 1,86                           | 2,99  | 0,10 | 18,83 | 11,10 | 1,61              | 0,19             | —                              | 0,14 | 1,74                          | 0,47                          | 0,03 | —      | 99,42  |
| 126-1/2*            | Сапфирин  | 13,10            | —                | 61,60                          | 4,00                           | 0,70  | —    | 20,70 | 0,10  | —                 | —                | —                              | —    | —                             | —                             | —    | —      | 100,20 |
| 126-2*              | Шпинель   | 2,01             | —                | 61,00                          | 15,70                          | 2,03  | —    | 19,50 | —     | —                 | —                | —                              | 0,10 | —                             | —                             | —    | —      | 100,34 |
| 12/17               | Розовый гранат  | 34,78            | 0,40             | 21,95                          | 1,10                           | 16,54 | 0,26 | 5,47  | 19,14 | —                 | —                | —                              | —    | —                             | 0,21                          | —    | 0,15   | 100,00 |
| 24/11               | Пироксен из пегматитов восточной части Кемпирсайского массива | 45,86            | 0,90             | 9,17                           | —                              | 10,17 | 0,15 | 14,95 | 17,94 | —                 | —                | —                              | —    | —                             | —                             | —    | 0,86   | 100,00 |

## Формулы минералов:



\* Анализы по данным Н. П. Хераскова.

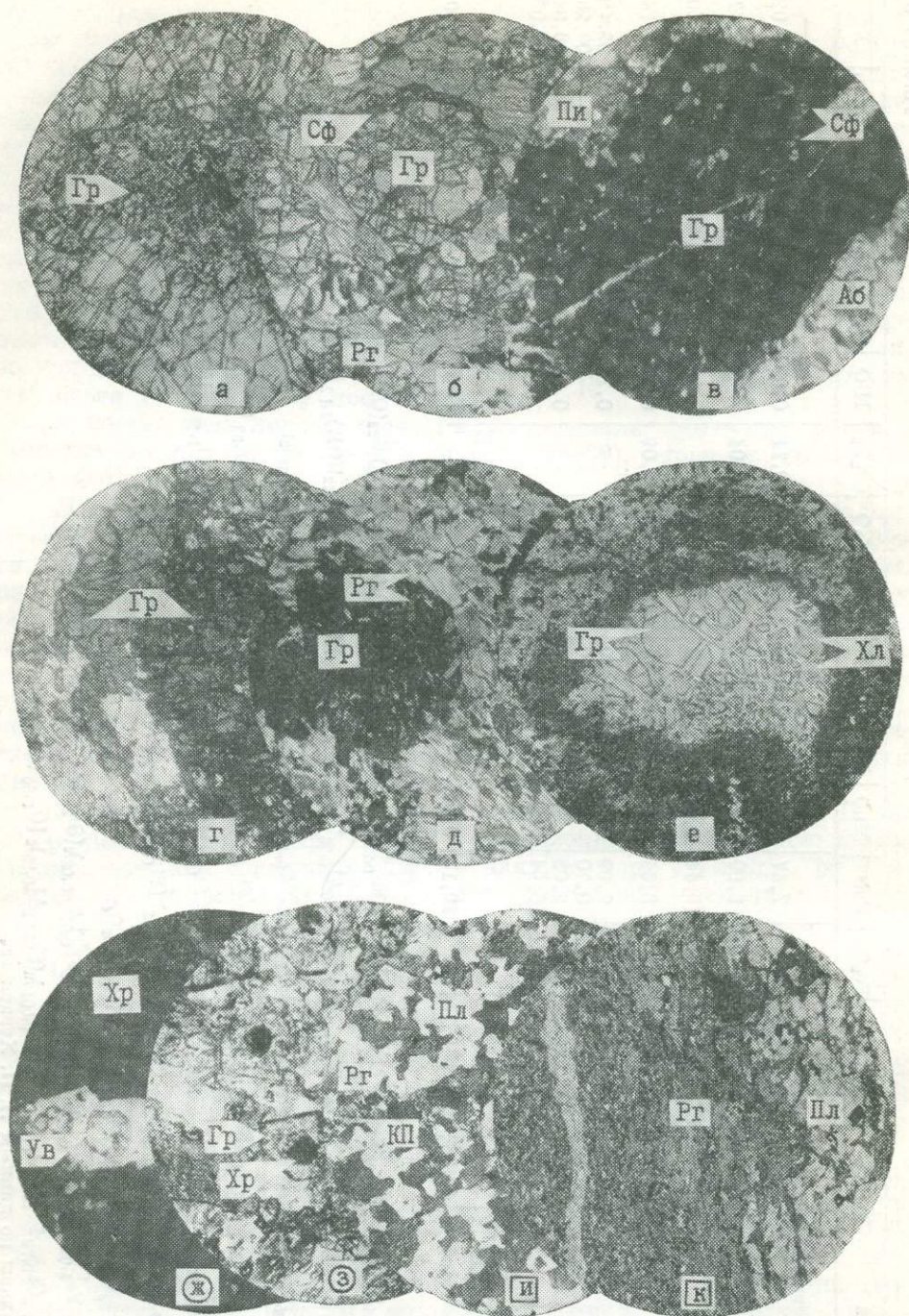
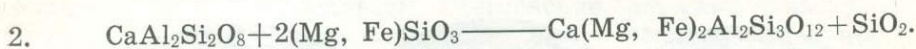
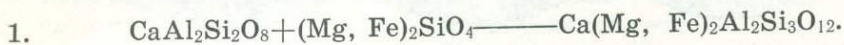


Рис. 74. Микрофото шлифов амфиболитов, демонстрирующие процессы зарождения, роста и уничтожения порфиробласт граната.

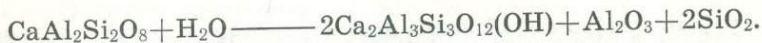
*a* — шл. 12/5-73, дендритовидные агрегаты из тончайших порфиробласт граната в плагиоклазе амфиболита западного крыла Мамытской антиклинали; *б* — шл. 12/1-73, идиобласты граната с внешней каймой кристалликов сфена, там же; *в* — шл. 13/18-73, ник. +, реликты такой же сфеновой каймы в крупном кристалле граната, пересеченном альбитовым прожилком, амфиболит северо-восточного крыла Мамытской антиклинали; *г* — шл. 12/17-63, зональный кристалл граната из амфиболита западного крыла Мамытской антиклинали; *д* — шл. 36/18-73, ник. +, гелицитовые

Очень крупные (до 3 см в поперечнике) порфиروبласты граната образуются путем слияния мелких порфиробласт. Это хорошо видно в шлифах по наличию в таких крупных порфиробластах круговых цепочек кристалликов сфена и других минералов, служивших венцами мелких исходных порфиробласт (рис. 74, в). Порфиروبласты граната имеют ситовидную, нередко гелицитовую структуру, включают в себя массу мелких кристалликов цоизита, роговой обманки. Цепочки этих кристалликов располагаются по сланцеватости, искривляясь в вихри в растущем кристалле граната (рис. 74, д). Очень крупные кристаллы несут следы деформаций, пересечены альбит-актинолитовыми прожилками, растресканы (рис. 74, в), а местами резко уплощены, разлинзованы или уничтожены при регрессивном метаморфизме. Образование граната за счет анортита и оливина или ромбического пироксена возможно по реакциям:



Возможно, в связи с осуществлением последней реакции в породах иногда появляются кварц и гранитоидные обособления.

*Цоизит* — не менее характерный минерал плотных амфиболитов. Впервые он обнаруживается в габброидах в виде хаотически разбросанных призматических кристалликов в мутном, непросвечивающем плагиоклазе (рис. 75, б). В более сланцеватых породах цоизит образует непрерывные цепи призм, размещающихся полосами вдоль границы роговообманковых и плагиоклазовых агрегатов (рис. 75, в). Размеры призм варьируют от 0,02 до 0,5—1—3 мм. Если мелкие призмы оказываются включенными в порфиروبласты граната, то крупные «огивают» их (рис. 75, г) или сами превращаются в подобие порфиробласт. Формирование цоизита при обводнении основного плагиоклаза возможно по реакции



Появляющиеся в ходе реакции глинозем и кремнекислота идут на образование граната и сапфирина, избыток кварца регистрируется в реальных породах.

При наложении регрессивного метаморфизма «порфиробластовый» цоизит исчезает, замещаясь актинолитом и хлоритом (рис. 75, д).

*Пироксен* в рассматриваемых породах является либо реликтовым, либо вновь образованным минералом. По левобережью р. Куагаш между поселками Кемпирсай и Жусалы среди порфиробластических амфиболитов и горнблендитов присутствуют линзы метровой

---

структуры в кристалле граната, фиксируемые включениями зерен роговой обманки, из цоизитового амфиболита Куагашского вреза западнее пос. Жусалы; *е* — шл. 15/10-73, реликты порфиробластического граната, разьедаемого хлоритом, восточнее ризм. Чкалов; *ж* — шл. 35/1-73, мелкие кристаллы уваровита в хромхлоритовых прожилках, секущих хромитовые милониты, из карьера месторождения «Миллионное»; *з* — шл. 42/1-73, гранатовый микроамфиболит с порфиробластами граната, растущими на хромитовых «затравках», из вреза по притоку ручья Мамыт; *и* — шл. 21/4-73, мелкозернистый плейчатый пироксеновый амфиболит первого типа с бурой роговой обманкой и свежим плагиоклазом, восток Кемпирсайского массива, правобережье р. Казанкойган; *к* — шл. 44/2-73, плейчатый от средне- до тонкозернистого амфиболит третьего типа с сине-зеленой роговой обманкой, развитый по тассайским диабазам, правобережье ручья Шиликта, у его устья.

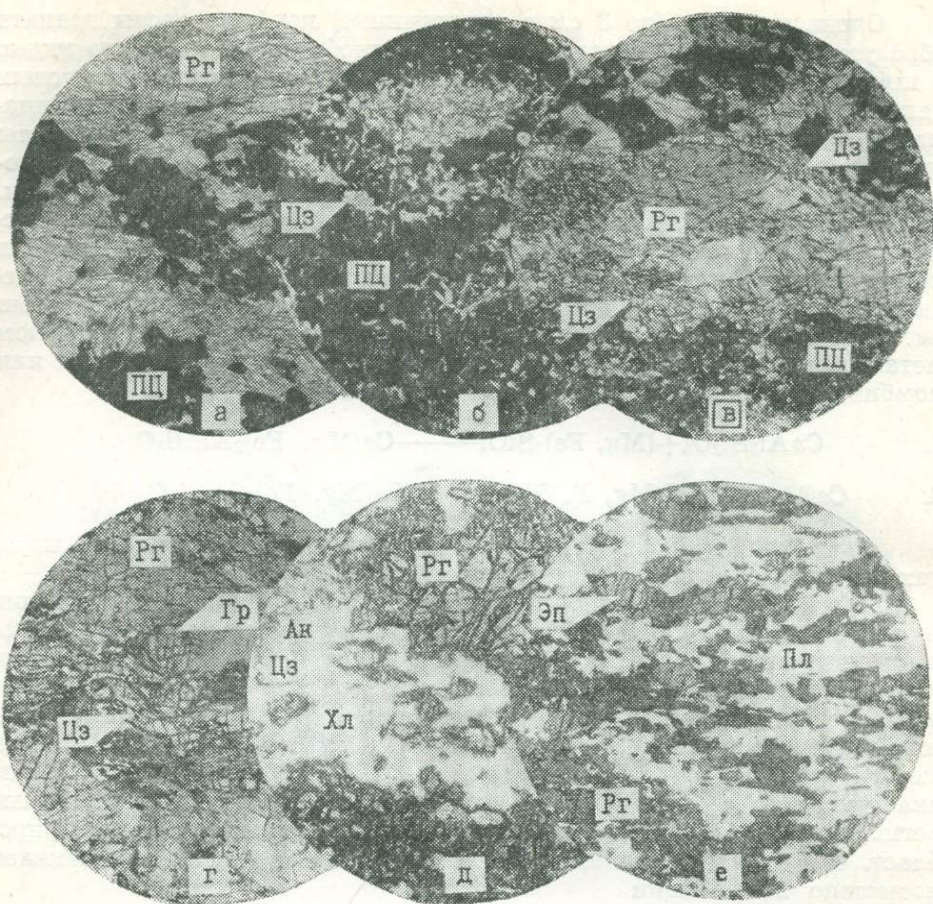


Рис. 75. Микрофото шлифов амфиболитов, демонстрирующие зарождение, рост и уничтожение кристаллов цоизита.

*a* — шл. 39/4-73, «темный» плагиоклаз, переполненный зародышами кристалликов цоизита, амфиболит с бесцветной роговой обманкой из вреза по р. Куагаш восточнее пос. Кемпирсай; *б* — шл. 36/17-73, в «темном» плагиоклазе обособляются длинно-призматические кристаллы цоизита, там же; *в* — шл. 12/1а-73, цепочки мелких кристаллов цоизита вокруг агрегатных скоплений роговой обманки, гранат-цоизитовый амфиболит (5% граната) из западного крыла Мамытской антиклинали; *г* — шл. 14/3-73, более крупные призматические кристаллы цоизита в гранат-цоизитовом амфиболите (12% граната); там же; *д* — шл. 43/2-73, реликты кристаллов цоизита «плавают» в хлоритовом базисе, окружаясь венцами мелких шестоватых кристалликов актинолита, горнблендита с реликтами глаукофана и цоизита из клиньев в апогарцбургитовых серпентинитах северо-восточнее с. Степное; *е* — шл. 28/11-72, эпидотовый амфиболит кандыкаринской толщи докембрия, эпидот находится в равновесии со средне-кислым плагиоклазом, Восточно-Мугоджарский антиклинорий, у пос. Борло.

мощности, в которых хорошо сохранились кристаллы первичного энстатита до 1 см в поперечнике, отороченные агрегатами более мелких зерен диопсида, бесцветной роговой обманки и цоизита. Во многих других пунктах отмечен крупнозернистый диопсид, происхождение которого неясно. Новообразованный пироксен представлен короткопризматическими мелкими (до 0,5—1 мм) кристаллами диопсида, окрашенного в слабый сине-зеленый цвет. Такие призмы нередко группируются вокруг крупных порфиробласт граната, иногда даже включаясь в его периферические зоны (рис. 75, *в*). Породы с существ-

венным содержанием граната и пироксена по составу, структурам и плотностям становятся близкими к эклогитам.

Весьма характерным минералом цоизитовых горнблендитов является также *сапфирин*, который располагается в интерстициях бесцветной роговой обманки, имеет размеры до 0,35 мм и плеохроирует в синеватых тонах. Он развивается, скорее всего, по шпинелидам, оттесненным в ходе роста порфиробласт роговой обманки, по реакции



Описанные выше *порфиробластические породы, строго говоря, нельзя называть амфиболитами*, поскольку плагиоклаз в них не находится в равновесии с другими минералами. На рисунке 75, в для сравнения показан докембрийский амфиболит Восточно-Мугоджарского антиклинория, в котором эпидот находится в равновесии со свежим средним плагиоклазом. Применение термина «амфиболит» оправдано лишь тем, что плагиоклаз, пусть измененный, в породах присутствует всегда. Вместе с тем их лучше называть *эклогитоподобными породами*.

III. *Тонкоплитчатые и тонкозернистые амфиболиты* с волокнисто-игольчатой роговой обманкой — наиболее распространенные породы внешних амфиболитовых зон Кемпирсайского и преобладающий тип краевых амфиболитов Хабарнинского массивов.

Внешне это — зеленовато-черные шелковистые, нередко плейчатые тонкозернистые породы с различными невооруженным глазом миллиметровыми игольчатыми кристаллами роговой обманки, лежащими в плоскостях сланцеватости и обладающими линейной ориентировкой.

При микроскопическом исследовании устанавливается, что на 60—70% эти породы состоят из игольчатых кристаллов роговой обманки размерами до  $1-2 \times 0,1$  мм (рис. 74, к), плеохроирующей в довольно густых сине-зеленых по *Ng* и желтовато-зеленых по *Np* тонах ( $cNg = 20^\circ$ ), чем она существенно отличается от значительно более бледно окрашенных актинолитов. Сланцеватые нематобластовые агрегаты роговой обманки связаны микрогранобластовым кварц-плагиоклазовым материалом с равномерно рассыпанными мелкими, а порой и достаточно крупными порфиробластами эпидота и мелкими зернами сфена. В замках складок плейчатых разновидностей наблюдаются седловидные жилки из гранобластовой мозаики кварца, а также кварца, альбита и эпидота. В качестве второстепенного и более позднего минерала присутствует хлорит. Зерна плагиоклаза в основной ткани или изменены (сосюритизированы), или настолько мелки, что с трудом поддаются замерам и обычно отвечают альбит-олигоклазу (до № 25 по периферии).

Тонкозернистость этих амфиболитов обычно наталкивает исследователей на мысль, что они развиты по основным эффузивным породам, хотя эта мысль зачастую просто неверна.

В восточной краевой части Хабарнинского массива наблюдается постепенный переход таких амфиболитов через «порфиroidные» катаклазиты-гранобластиты с замещенными зеленой роговой обманкой темноцветными минералами, к катаклазитам-гранобластитам с обломками кристаллов клинопироксена и гиперстена в мелкогранулированной «флюидной» плагиоклаз-биотитовой массе и далее через катаклазированные габбро-нориты в свежие полосчатые разности. В этом случае амфиболиты, несомненно, возникли за счет габбро-катаклазитов и милонитов.

Северо-восточнее зим. Чкалов встречены тонкозернистые амфиболиты с реликтово-порфиробластическими структурами, обусловленными наличием в породах расплюснутых глазков и линз. Микроскопическое исследование показало, что большая часть таких глазков сложена хлоритом с ободком из радиальных призм эпидота или клиноцоизита, однако в ряде глазков обнаружены реликты порфиробласта граната (см. рис. 74, е). В данном случае несомненно развитие тонкозернистых амфиболитов по порфиробластовым эклогитоподобным породам. По западной и особенно восточной периферии Мамытской антиклинали также наблюдались факты замещения бурых роговых обманок эклогитоподобных пород синезелеными разновидностями.

В районе зим. Чкалов без труда устанавливается, что большая часть тонкозернистых амфиболитов развита все же по среднезернистым габбро-диабазам и мелкозернистым диабазам тассайского типа, в то время как грубозернистые тассайские габбро-диабазы превратились в катаклазиты, в которых обломки крупных кристаллов плагиоклаза и роговой обманки опутаны войлоком более крупных шестоватых кристаллов синезеленой роговой обманки.

Северо-восточнее с. Степное некоторые тела габбро-амфиболитов I типа замещены амфиболитами с синезеленой роговой обманкой, причем в отдельных пятнах и узелках отмечены агрегаты мелких кристаллов глаукофана.

Приведенные выше факты оставляют мало сомнения в том, что тонкозернистые амфиболиты развиваются в условиях интенсивного динамометаморфизма, являясь низкотемпературными образованиями по сравнению с габбро-амфиболитами и эклогитоподобными породами. По-видимому, эти «регрессо-амфиболиты» следует рассматривать как эквиваленты глаукофановых сланцев, развивающиеся в условиях недостатка натровой щелочи.

Процессы метаморфизма в самих *гипербазитах* ядер Кемпирсайского и Хабарнинского массивов не приводят к образованию столь многообразной гаммы пород, как в габброидах, что обусловлено простотой минерального и химического состава исходных ультрамафитов.

В апогарцбургитовых серпентинитах проявлены процессы антофиллитизации, оталькования и развития бесцветных роговых обманок. Последние в виде сноповидных агрегатов обычно замещают энстатитовые вкрапленники (см. рис. 73, в) в гарцбургитах или маломощные прослои энстатитов и диопсидитов.

Кроме того, ультрамафиты повсеместно замещены серпентинитовыми минералами — идингситом, лизардитом, баститом, антигоритом, серпофитом, хризотил-асбестом. Характеристика типов серпентинитов дана при описании Хабарнинского массива.

Своеобразны проявления метасоматических процессов в *хромитовых рудах*. В них отмечены маломощные жилы и прожилки хромдиопсидов, хромхлоритов, уваровита и брусита. Хромдиопсидовые жилки включают хромитовые кумулаты, имеют резкие контакты с рудами, поэтому их метасоматическое происхождение может оспариваться. Несомненно значительно более поздний возраст по сравнению с хромитовыми рудами имеют хромхлорит-уваровитовые прожилки. Они залечивают трещины в хромитовых катаклазитах-милонитах, причем мельчайшие (0,01—0,03—0,05 мм) идиобласты зеленого уваровита выстилают стенки трещин или провисают в хромхлорите, выполняющем центральные части прожилков (см. рис. 74, ж). Возможно, развитие хромхлорита-уваровита протекало синхронно с образо-

ванием порфиробластовых амфиболитов-горнблендитов по габброидам. Надо заметить, что во многих пунктах по западному крылу Мамытской антиклинали в зоне раздела гипербазитов и габброидов отмечены микроамфиболиты, тождественные по составу более грубозернистым разностям, но отличающиеся чрезвычайной тонкозернистостью. Размеры идиобласт граната в них обычно составляют 0,03—0,1 мм, что близко размерам зерен уваровита в прожилках среди хромитовых тел Главного рудного поля (см. рис. 74, з). Тонкозернистость метасоматитов свидетельствует об *одновременности минералообразования и деформаций*, порой препятствовавших росту крупных идиобласт.

Среди высокотемпературных процессов метаморфизма серпентинитов следует отметить замещение их диопсидитами. Такие диопсидиты обнаружены в Чкаловском блоке, где они слагают цепочку вытянутых диапиров суммарной длиной 7 км при ширине 90—300 м. Диапиры приурочены к ядерной части линейных перфоантиклиналей с крыльями из метаморфических пород докембрия, пронизанных бесчисленным количеством даек метаморфизованных габбро и диабазов. Вообще говоря, диапиры сложены серпентинитами с переменным количеством (от 0,5 до 100%) кристаллов диопсида, формирующих как бы порфиробласты в серпентините, размеры которых варьируют от первых миллиметров до 1—3 см. Подобные крупные верлитовые тела в Кемпирсайском массиве не встречаются. Они типичны лишь для Хабаровинского массива, где их образование связано с метасоматозом позднемагматической стадии. В Чкаловском блоке диопсидиты кое-где замещаются грубозернистыми антофиллитовыми породами.

В протрузивных серпентинитах западной части Кемпирсайского массива близ тектонических контактов с сугралинскими базальтами по правобережью р. Кокпекты между селами Новотроицкое и Степное обнаружены будины порфиرويدных роговообманковых пород (*уситов*), видимо, являющиеся обломками метаморфизованных даек, пироксены которых оказались нацело замещенными роговыми обманками. Здесь же встречены эллипсоидные размером до 1 м в поперечнике будины *родингитов*, состоящих из спутанно-волоконистых скоплений мелких зерен эпидота, насыщенных большим количеством еще более тонкозернистого сфена и пронизанных массой прожилков и просечек из мозаичных аномальных кристаллов гроссуляра (до 0,2 м в поперечнике) и снопов из шестоватых кристаллов волластонита до 1 мм в длину (рис. 76, а). Природа родингитов осталась невыясненной. Возможно, они также принадлежат к дайкам ранних диабазов, синхронных с образованием сугралинской свиты или самих массивов и впоследствии метаморфизованных.

Метаморфизм этих даек, скорее, соответствует контактовому типу, нежели региональному динамотермальному. Поэтому родингиты могут служить надежными индикаторами проявления роговиковых процессов близ расслоенных изверженных тел.

В заключение остановимся несколько подробнее на временных соотношениях процессов антофиллитизации, оталькования, серпентинизации и образования краевых амфиболитов. Мы располагаем двумя рядами противоречивых фактов. С одной стороны, несомненно, что как на западе, так и на востоке Кемпирсая гранат-цоизитосодержащие друзиты, амфиболиты и горнблендиты развиваются по друзитам и форелленштейнам, т. е. по троктолитам, уже подвергшимся антофиллитизации, оталькованию и серпентинизации. С другой стороны, наличие амфиболитов I типа, в которых бурая роговая обманка

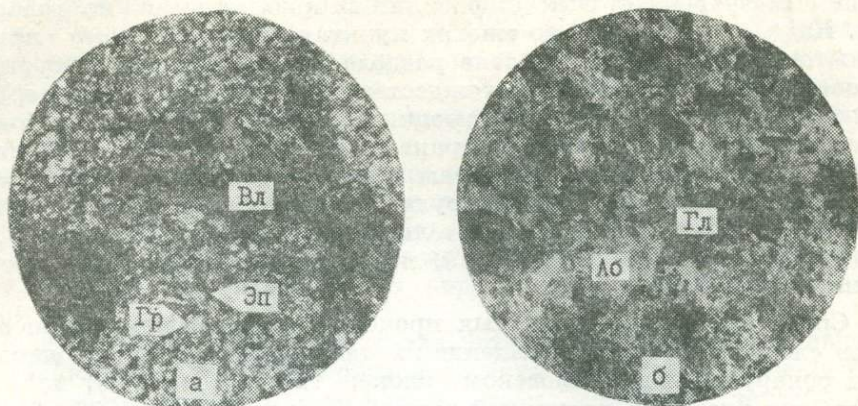


Рис. 76. Микрофото шлифов метаморфизованных дайковых диабазов.

*а* — шл. 27/26-73, волластонит-гранат-эпидотовый родингит из будин в серпентинитах западной части Кемпирсайского массива, правобережье р. Кокпекты, между селами Новотроицкое и Степное; *б* — шл. 1/33-71, альбит-глаукофановый сланец по диабазу, центральная часть метаморфизованной дайки среди порфироидов лушниковской свиты северо-восточнее с. Лушниковка.

находится в равновесии с основным плагиоклазом, предполагает столь высокие температуры равновесия, при которых серпентинитовые минералы существовать не могут. В ряде шлифов, взятых близ границы раздела серпентинитов и краевых амфиболитов по Куагашскому врезу у пос. Кемпирсай, обнаружено замещение крупночешуйчатым антигоритом оливинов, бесцветных роговых обманок и гранатов, что подтверждает более позднее проявление серпентинизации по сравнению с образованием эклогитоподобных пород. Однако не следует сбрасывать со счета совместное образование уваровитов и хромхлоритов в пределах рудных тел, большую свежесть чистых форелленштейнов, затронутых сильной серпентинизацией, но не превратившихся в друзиты (такие форелленштейны очень обычны в Шандашинском врезе).

Отсюда можно сделать вывод о том, что развитие амфиболитов по габброидам протекало синхронно или попеременно с антофиллитизацией, оталькованием и даже серпентинизацией оливина. Системы, в которых формировались метаморфические минералы, в связи с постоянными тектоническими подвижками и перераспределением напряжений в разных блоках были крайне неравновесными, в связи с чем между разными типами метаморфических пород существуют взаимопереходы.

Несомненно также, что деформации захватывали твердые, закристаллизованные и обводненные габброиды и ультрамафиты. Об этом, в частности, свидетельствует четко проявленная обратная зональность плагиоклазов в амфиболитах I типа и реликтовых плагиоклазов в амфиболитах II типа, в то время как все магматические габброиды (и тассайского, и шандашинского, и других типов) характеризуются прямой зональностью плагиоклазов. Обратную зональность плагиоклазов в амфиболитах можно объяснить следующим образом. Главными исходными темноцветными минералами шандашинских габбро, по которым развиты амфиболиты I и II типов, являются оливин и ромбический пироксен. При метаморфизме эти минералы замещаются диопсидом и роговыми обманками. При формировании диопсида значительная часть кальция забирается у плагиоклазов: они

раскисляются до кислого и среднего андезина. Однако при образовании роговых обманок плагиоклазы становятся поставщиком натрия и кремнекислоты, что приводит к обеднению плагиоклазов альбитовой молекулой, т. е. к повышению их основности.

В ходе деформаций, видимо, сначала возникли послойные срывы расслоенных интрузивов. Главные срывы прошли вдоль границы раздела верхней плиты габброидов и нижней ультрамафитов. Об этом, в частности, свидетельствует обилие здесь обрывков тел плагио-гранит-пегматитовых катаклазитов. Относительное перемещение плит привело к резкому повышению температуры пород (за счет вязкого трения) вплоть до перевода в пластичное состояние наиболее легкоплавких фракций гранитоидного или габброидного состава. С этим процессом связано образование в подошве габброидной плиты амфиболитов I типа и плагио-гранит-пегматитовых выжимок, внутри габброидной плиты — друзитов, актинолититов, а в верхней ее части, у верхушек тассайских габбро — брекчий, катаклазитов, милонитов и амфиболитов III типа. Наползание на Кемпирсайский расслоенный интрузив докембрийского Орь-Илекского блока привело к резкому увеличению давления на деформируемый расслоенный интрузив и способствовало смятию его в складки и развитию эклогитоподобных пород II типа, особенно на стыках блоков, на которые была расколота габброидная плита. В дальнейшем сильные стрессовые перегрузки сопровождалась диапировым подъемом маловязкого серпентинитового субстрата нижней плиты, сделавшим *богатейшие хромитовые дифференциаты расслоенных интрузивов достоянием человека*. Отсутствие в Хабарнинском массиве эклогитоподобных пород можно объяснить тем, что он не был перекрыт докембрийскими блоками. Однако близкий к нему по составу Санасапсайский массив, находящийся под Орь-Илекским антиклинорием, ассоциирует с плотными амфиболитами. Подъем диапиров содействовал переводу значительной части эклогитоподобных пород в амфиболиты III типа, которые в виде отдельных блоков широко развиты в Сакмарской зоне. Там они присутствуют в тектоническом меланже, и их значительный метаморфизм не имеет себе эквивалентов в окружающих породах.

Различие между метаморфизмом габброидов Кемпирсайского и Хабарнинского массивов демонстрируется на рисунке 77, а, где представлены горнблендиты I типа, эклогитоподобные породы II типа с порфиروبластами граната, пироксена, цоизитом и бурой роговой обманкой восточной части Кемпирсайского массива. Эти эклогитоподобные породы, замещаясь сине-зеленой роговой обманкой и более поздними вторичными минералами, теряют порфиробластовый гранат и переходят в плейчатые амфиболиты III типа.

В Хабарнинском массиве те же амфиболиты III типа (рис. 77, б) развиваются непосредственно по blastoporphiroвым катаклазитам, замещенным зеленой роговой обманкой (рис. 77, б), минуя стадию эклогитоподобных пород. На рисунке 77, б видны также брекчирование и смятие в будино-складки серпентинитов по гарцбургитам Санасапсайского прогнупного тела. Эта микромодель иллюстрирует характер смятия рудных тел Кемпирсайского и Хабарнинского массивов.

Химизм некоторых описанных в разделе минералов отражен в таблице (см. табл. 3). Расчеты дают следующие температуры образования метаморфитов по базитам: амфиболиты III типа  $t=200-300^{\circ}$  (по парагенезисам сине-зеленая роговая обманка — плагиоклаз № 5—10),  $t=300-400^{\circ}$  (по паре зеленая роговая обманка — олигоклаз № 20); эклогитоподобные породы  $t=450^{\circ}$  (по парам гранат — ро-

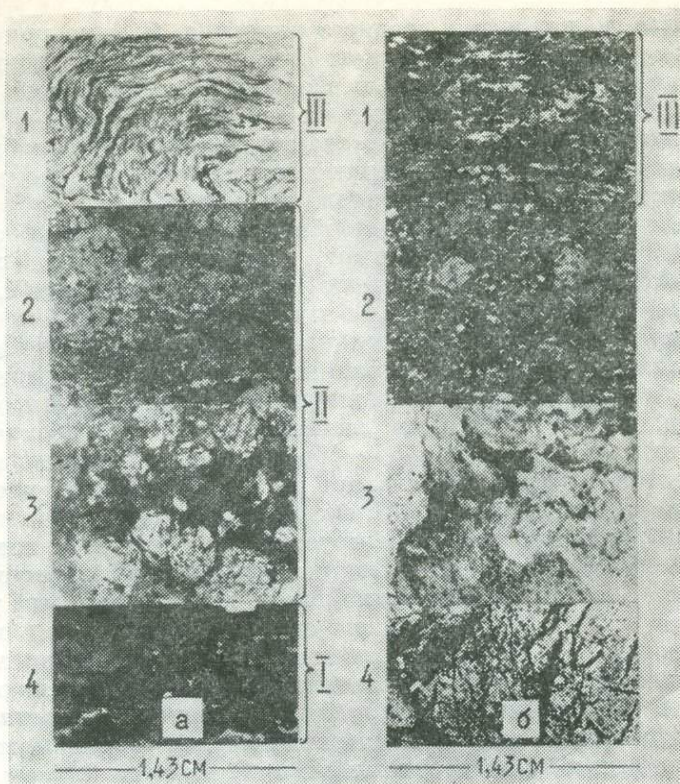


Рис. 77. Монтажи из фотографий шлифов.

*a* — главные типы амфиболитов и эклогитоподобных пород (горнблендитов) Кемпирсайского массива (1 — шл. 15/14-73, из западной части Кемпирсайского массива, 2 — шл. 13/20-73, 3 — шл. 12/14-73, 4 — шл. 20/2-73, в районе Мамытской антиклинали, восточная часть Кемпирсайского массива); *б* — деформированные и перекристаллизованные породы Хабарнинского и Санасапсайского массивов (1 — шл. 50/26-73 — тонкоплитчатый амфиболит, 2 — шл. 50/25-73 — катаклазит по кумулятивному габбро-нориту, оба из восточной части Хабарнинского массива, 3 — шл. 51/11-73 — «складчатый» серпентинит из протрузивного тела в районе Санасапсайской периклинали, 4 — шл. 52/7-73 — серпентинит Санасапсайского массива с сеткой прожилков вторичного магнетита).

говая обманка, пироксен — роговая обманка). Для линз гранат-пироксеновых пород получены значения  $t=600^\circ$ ,  $P=15$  кбар. Однако эти цифры следует считать предварительными.

#### МЕТАМОРФИЗМ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД

Докембрийские образования повсеместно подвержены региональному динамотермальному метаморфизму, причем породам каждой свиты свойствен вполне определенный парагенезис метаморфических минералов.

Несколько особняком среди докембрийских пород по степени метаморфизма стоят образования условно выделяемой *кызылкаинской свиты*, в составе которой выделяются амфиболиты, гнейсы и слюдястые кварциты. Амфиболиты характеризуются равновесными ассоциациями бурых и зеленых роговых обманок с основными плагиоклазами. Минеральный парагенезис гнейсов — олигоклаз, кварц, калишпат, бурый биотит, мусковит и крупные ползуамещенные кварцем зональные порфиробласты альмандина (см. рис. 3, *a*). Эти

парагенезисы позволяют относить породы толщи к амфиболитовой фации.

Главными породообразующими минералами менее метаморфизованных пород докембрия являются кварц в сланцах и кварцитах эбетинской свиты, альбит (+ реликтовый олигоклаз) и кварц в порфироидах лушниковской свиты и в гранитах, кварц, альбит (+ реликтовый олигоклаз) в песчаниках чаушской свиты.

Сланцы и кварциты *эбетинской свиты* содержат мелкочешуйчатые слюдистые минералы — бурый биотит, мусковит и мелкие идиобласты альмандина, ассоциирующие с кварцем и альбитом. Размеры зерен метаморфических минералов обычно составляют 0,1—0,2 мм.

Количество граната в отдельных слоях достигает 20—50%, а размеры идиобласт 0,01—0,2 мм (см. рис. 3, *г*, *д*, *е*). В некоторых сланцах, возможно, образованных по апофизам гранитов, присутствуют призматические кристаллы глаукофана (см. рис. 50, *г*), тем не менее его нельзя считать типичным минералом эбетинских сланцев.

Характерными метаморфическими минералами порфиroidов *лушниковской свиты* являются мусковит, биотит, хлорит, стильпно-мелан и глаукофан (см. рис. 6). Мусковит образует скопления тончайших пластинчатых кристаллов длиной до 0,2 мм, подчеркивающих сланцеватые текстуры пород. Иногда рядом с ним наблюдаются мелкие идиобласты граната (см. рис. 6, *г*), в целом для порфиroidов нетипичные.

Стильпно-мелан в порфироидах формирует агрегаты красновато-бурых микромозаичных метельчатых чешуек размерами до 0,05—0,1 мм в длину, нередко в связи с гранулированным метаморфогенным кварцем. Часто он слагает также редкие, разбросанные по полю шлифа метелки из нескольких сросшихся чешуй длиной до 1,5 мм, причем метелки и подчиняются сланцеватости, и пересекают ее. Стильпно-мелан ассоциирует с игольчатым глаукофаном (см. рис. 6, *д*). В ряде шлифов удается установить более позднее развитие глаукофана по сравнению со стильпно-меланом.

Глаукофан обычно формирует изолированные весьма идиоморфные темно-сине-фиолетовые длиннопризматические кристаллы, содержание которых не превышает 2—5%. Во врезках по р. Супильсай плоскости сланцеватости в порфироидах, пронизанных огромным количеством даек основного состава, усыпаны крупными метельчатыми агрегатами длиннопризматических кристаллов роговой обманки, плеохроирующей по *Ng* в синих, а по *Np* в желтовато-зеленых тонах ( $cNg=20^\circ$ ) и, видимо, приближающейся по составу к глаукофану. Роговая обманка включает в себя мелкие идиобласты альмандина (до 0,3 мм) и окружается довольно крупночешуйчатым мусковитом (0,5 мм) и альбитом с мелкими призмами клиноцоизита (см. рис. 6, *е*).

В рассланцованных *гранитоидах лушниковского комплекса* присутствуют те же минералы, развивающиеся в интерстициях катаклазированных и перекристаллизованных зерен главных породообразующих компонентов: мусковит, агрегаты метельчатых кристаллов стильпно-мелана (см. рис. 46, *б*, *в*, *г*), реже глаукофан.

Во многих пунктах развития докембрийских пород, особенно в крайних западных выходах (Чкаловский блок), гранат, стильпно-мелан и глаукофан отсутствуют, зато широко распространены продукты их регрессивного метаморфизма — хлорит, эпидот, актинолит.

Многочисленные дайки основного состава, рассекающие лушниковские порфиroidы и граниты, нередко превращены в альбит-глауко-



обилен в чаушских песчаниках, обогащенных зеленосланцевыми минералами.

В структурном сечении докембрия метаморфические минералы размещаются зонально. *Нижняя зона, соответствующая эбетинским сланцам и кварцитам, обогащена гранатом, средняя, захватывающая порфиroidы и граниты,— глаукофаном и стильномеланом, верхняя, отвечающая чаушским песчаникам,— только стильномеланом.* В какой-то мере эта зональность определяется составом зон, так как сланцы богаты глиноземом, порфиroidы — натровой щелочью, однако появление в порфиroidах и граната, и стильномелана заставляет думать, что ведущая роль в создании зональности принадлежала температуре и давлению, закономерно уменьшавшимся к верхней части стратифицированной колонны. Наложенный характер развития высокоплотных минералов и их родство с высокоплотными минералами метаморфизованных габброидов указывают на единство механизма их формирования в плитах и ярусах вновь образованной океанической и надвинутой на нее старой континентальной коры в условиях сжатия.

### МЕТАМОРФИЗМ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОД

Палеозойские породы метаморфизованы значительно слабее габброидов и докембрийских образований, причем степень их смятия, рассланцевания и метаморфических изменений возрастает в Орь-Илекском антиклинории.

Кремнистые породы *дангазанской свиты* перекристаллизованы в мозаичные и зубчатые изодиаметричные и анизодиаметричные микрокварцитовые сланцы, постоянно содержащие незначительную примесь тонкочешуйчатого серицита, тяготеющего к плоскостям сланцеватости и сообщающего породам свиты шелковистый отлив. Обильны призматические седловидные жилы метаморфоженного кварца.

Песчаники и алевролиты *кидрясовской свиты* в Сакмарской зоне не затронуты сколько либо существенными изменениями. Нередко в них хорошей сохранностью обладает глауконит. На крыльях Орь-Илекского антиклинория они подвергаются сильному рассланцеванию и слабой перекристаллизации с образованием в алевролитах тонкочешуйчатого серицита, приуроченного к плоскостям сланцеватости, секущим слоистость. Песчаники кидрясовской свиты здесь интенсивно катаклазированы, причем на стыках кварцевых зерен при сильном увеличении удастся увидеть метельчатые агрегаты тончайших пластинок стильномелана (и даже кристаллов глаукофана!), никогда не достигающих размеров, свойственных чаушским песчаникам.

Метаморфические изменения в породах *косистекской свиты* проявлены четко, но очень своеобразно. Это как бы «микрозеленокаменный» метаморфизм, синхронный с подводным осадконакоплением на океанической коре в условиях повышенных теплотоков. Характеристика этих изменений приводилась при петрографическом описании пород косистекской свиты. Метаморфические минералы представлены мельчайшими зернами хлорита, селадонита, эпидота, актинолита. Лишь альбит, замещающий кристаллы олигоклаза или формирующий тонкие прожилки, хорошо диагностируется при слабых увеличениях. Следует отметить, что недалеко от контактов с габбро-диабазовыми телами, близкими по возрасту к кемпирсайским дайкам, даже при наличии тектонических срывов косистекские кремнистые аргиллиты нередко приобретают пятнистые текстуры, обусловленные наличием миллиметровых в диаметре пятен, в которых происходит сегрегация микрометаморфических минералов (см. рис. 20, з). Такие явления от-

мечены по левобережью р. Жаксы-Каргала южнее развалин Акай. В целом аргиллиты косистекской свиты, особенно их пятнистые разновидности, напоминают адинолы, условия образования которых, видимо, до конца не выяснены, хотя они близки к роговиковым образованиям. Сходство косистекских пород с адинолами является косвенным подтверждением их более древнего возраста по сравнению с сугралинскими базальтоидами или их более поздними комагматами.

Базальты-диабазы *сугралинской свиты* в Сакмарской зоне также почти повсеместно подвержены зеленокаменному метаморфизму, заключающемуся в интенсивной сосюритизации и пренитизации плагиоклазов, в развитии по темноцветным минералам зеленой актинолитовой роговой обманки, хлорита, эпидота, пумпеллита, карбонатов. Миндалины в сугралинских базальтоидах обычно сложены хлоритом, кальцитом, реже эпидотом, пренитом или смесью этих минералов. Плагиоклазы лучше сохраняются при карбонатизации темноцветных минералов, в то время как при сильной сосюритизации плагиоклазов остаются свежими авгиты.

Амфиболизация и актинолитизация пироксенов наиболее значительны в субвулканических диабазах, а также в сугралинских базальтоидах близ контактов с тассайскими габбро, также подверженными этим процессам. Во врезках по балкам Тассай I, II, III кроме амфиболизации отмечается значительная эпидотизация сугралинских пород вплоть до появления в них гнезд размерами до 5—10 см в поперечнике, сложенных эпидотом в ассоциации с пиритом и халькопиритом. Усиление зеленокаменного перерождения сугралинских базальтов близ контактов с тассайскими габброидами указывает на то, что *породы экзоконтактовых зон являются эквивалентами роговиков, формирующимися под давлением мощных водяных столбов геосинклинальных бассейнов.* Распространение зеленокаменных изменений на эндоконтакты интрузивов, последующие срывы и смятия маскируют проявление подобных «роговиковых» процессов. В зонах динамометаморфизма, хорошо представленных по западному обрамлению Кемпирсайского массива, на западе Чкаловского блока, а также в верховьях рек Бутак, Карабутак и их притоков, опять же вблизи контактов с тассайскими габброидами, базальты-диабазы сугралинской свиты нередко превращены в зеленые сланцы, состоящие из зеленой роговой обманки в виде снопов удлиненных призм, актинолита, эпидота, хлорита и альбита. Зеленые сланцы дают, с одной стороны, непосредственные переходы в тонкозернистые амфиболиты с сине-зеленой роговой обманкой, а с другой — через разности с реликтовыми офитовыми структурами — к зеленокаменно-измененным диабазам и вариолитам.

Однако следует заметить, что в зеленые сланцы гораздо интенсивнее перерабатываются субвулканические диабазы, формирующие огромное количество даек, силлов и факолитов среди пород докембрия и палеозоя Орь-Илекского антиклинория.

В пределах Орь-Илекского антиклинория кремнистые породы *сакмарской свиты* подвергаются значительному рассланцеванию и пятнисто-плойчатой микрогранобластовой перекристаллизации (см. рис. 35, ж, з, и), в то время как в Сакмарской зоне они достаточно свежи.

*Силуро-девонские и девонские* эффузивные и субвулканические образования также затрагиваются зеленокаменными изменениями — плагиоклазы в них сосюритизированы и серицитизированы, хлоритизированы, карбонатизированы, эпидотизированы. Довольно широко

развиты пренит и цеолиты. Однако в 50% изготовленных шлифов и плагиоклазы, и темноцветные минералы удивительно свежи. Хорошей сохранностью порой обладают стекла, формирующие интерстиционные скопления и пузырьки в основной массе, а также тончайшие эмульсионные включения в плагиоклазах, подчеркивающие их зональное строение.

Миндалины в куагачских базальтоидах сложены агатами и селадонитами, а также хлоритом и кальцитом. Газовые пустоты в чанчарских эффузивах нередко свободны от выполнения.

Еще более хорошей сохранностью выделяются девонские интрузивные породы, хотя в отдельных зонах они также интенсивно катаклазированы и амфиболлизированы.

Все прочие более молодые породы довольно интенсивно дислоцированы, брекчированы и катаклазированы, однако явления перекристаллизации и минералообразования отмечаются в них лишь близ зон тектонического происхождения. Они заключаются в выполнении пор и пустот кальцитом, цеолитами, селадонитом и в развитии гранобластовых агрегатов кварца, альбита и серицита в милонитах.

Значительной интенсивностью отличаются и процессы *контактового метаморфизма* близ габброидов Домбарского и Велиховского массивов. Они сводятся к образованию биотитовых и пироксеновых роговиков по песчаникам эйфеля, биотитизации кремнистых сланцев сакмарской свиты, мраморизации и скарнированию известняков в зонах экзоконтактов, ширина которых не превышает первых сотен метров.

ПЕТРОХИМИЯ ПОРОД САКМАРСКОЙ  
И ОРЬ-ИЛЕКСКОЙ ЗОН

## ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Главные особенности химизма ордовикских, силурийских и силуро-девонских осадочных пород по данным силикатных анализов групповых проб заключаются в следующем (табл. 4).

Песчаники кидрясовской свиты по составу являются кварцевыми аркозами с содержанием кремнекислоты более 80%. Они довольно близки к песчаникам куагачской свиты западного крыла Орь-Илекского антиклинория (устье р. Эбита). Куагачские вулканомиктовые песчаники правобережья р. Шанды существенно отличаются от кидрясовских и куагачских песчаников высокой калиевостью (4,5%), что отчетливо фиксируется и петрографически появлением в них обломков калиевого полевого шпата.

Туфопесчаники косистекской свиты по сравнению с кидрясовскими и куагачскими характеризуются более низкими содержаниями кремнекислоты (68,76%), богатством окисью натрия (до 6,25%). По количеству главных породообразующих окислов они близки к дацитовым эффузивам и будут рассмотрены ниже.

Красные кремнистые аргиллиты косистекской свиты отличаются от бирюзовых разностей большой ролью окиси железа. Несмотря на высокое содержание кремнекислоты (75—80%), кремнистые аргиллиты косистекской свиты ордовика в этом отношении значительно уступают яшмам, фтанитам и кремням сакмарской свиты силура, содержащим не менее 93% кремнекислоты при ничтожной примеси глинистых минералов и окиси титана (не более 0,08%).

Красные яшмы и карбонатные породы низов сакмарской свиты наиболее богаты окислами марганца (0,19—0,91% MnO), что противоречит выводу А. А. Гаврилова (1967) о повышенной марганценосности пород косистекской свиты, которые, по нашим данным, имеют не более 0,10% MnO. Черные фтаниты сакмарской свиты характеризуются существенными содержаниями фосфора (0,47% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>).

## МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Индивидуальные анализы магматических образований Сакмарской и Орь-Илекской зон были объединены нами в группы из однотипных и разновозрастных пород. При этом интрузивные породы группировались по массивам. Для учета изменчивости однотипных вулканогенных и субвулканических пород, включаемых в единые свиты, выделялись

Таблица 4

| № пробы | Свита, порода   | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> | H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> | CO <sub>2</sub> | П.п.п. | Σ      |
|---------|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|--------|--------|
| 11/5    | <i>Кидрясовская</i><br>Песчаники                      | 86,48            | 0,30             | 6,42                           | 1,71                           | 0,29 | 0,03 | 0,10 | 0,61  | 1,77              | 0,37             | 0,13                          | 0,21                          | 0,48                          | 0,13            | 0,52   | 99,55  |
|         | <i>Косистекская</i>                                   |                  |                  |                                |                                |      |      |      |       |                   |                  |                               |                               |                               |                 |        |        |
| 10/6    | Песчаники   | 68,76            | 0,59             | 13,33                          | 2,77                           | 1,30 | 0,10 | 1,31 | 1,36  | 6,25              | 2,00             | 0,20                          | 0,16                          | 1,93                          | 0,22            | 0,44   | 100,58 |
| 16/3    | Красные кремнистые<br>аргиллиты                       | 74,74            | 0,54             | 9,49                           | 6,62                           | 0,58 | 0,01 | 0,50 | 0,76  | 0,75              | 2,80             | 0,17                          | 0,44                          | 1,98                          | —               | 0,52   | 99,60  |
| 10/5    | Кремнистые аргил-<br>литы                             | 80,38            | 0,31             | 10,01                          | 1,25                           | 1,01 | 0,04 | 1,10 | 0,45  | 3,80              | 1,14             | 0,07                          | 0,13                          | 0,69                          | 0,13            | 0,35   | 100,66 |
|         | <i>Сакмарская</i>                                     |                  |                  |                                |                                |      |      |      |       |                   |                  |                               |                               |                               |                 |        |        |
| 24/4    | Красные яшмы  | 93,60            | 0,08             | 2,60                           | 0,55                           | 0,72 | 0,19 | —    | 0,45  | 0,25              | 0,40             | 0,17                          | 0,11                          | 0,35                          | —               | 0,64   | 99,73  |
| 49/8    | Красные карбонатные<br>породы                         | 15,96            | 0,13             | 2,37                           | 4,24                           | 0,14 | 0,91 | 1,91 | 40,75 | —                 | 0,50             | 0,11                          | 0,21                          | 0,91                          | 30,36           | 1,36   | 99,68  |
| 11/14   | Черные фтаниты  | 93,72            | 0,03             | 2,38                           | 0,84                           | —    | —    | 0,10 | 0,91  | 0,10              | 0,10             | 0,47                          | 0,16                          | 0,49                          | 0,04            | 0,51   | 99,65  |
| 11/2    | Серые кремни  | 95,78            | 0,04             | 2,22                           | 0,52                           | 0,14 | —    | —    | —     | 0,10              | 0,25             | 0,07                          | 0,11                          | 0,47                          | —               | 0,30   | 99,98  |
|         | <i>Куагачская</i>                                     |                  |                  |                                |                                |      |      |      |       |                   |                  |                               |                               |                               |                 |        |        |
| 46/4    | Песчаники правобе-<br>режья р. Шанды (Загот-<br>скот) | 80,46            | 0,23             | 9,10                           | 2,22                           | 0,43 | 0,04 | 0,60 | 0,30  | 1,00              | 4,50             | 0,13                          | 0,24                          | 0,83                          | 0,09            | 0,69   | 100,76 |
| 3/2     | Песчаники устья<br>р. Эбита                           | 83,88            | 0,64             | 7,41                           | 2,26                           | 1,01 | 0,03 | 0,60 | 0,30  | 2,00              | 0,70             | 0,13                          | 0,14                          | 0,57                          | —               | 0,56   | 100,26 |

более дробные группы по определенным «массивам» их развития (северная и южная, западная и восточная части Сакмарской зоны и т. д.). Для групп рассчитывались среднеарифметические содержания главных породообразующих окислов. В связи с обилием, особенно в основных вулканитах, минералов и прожилков кальцита углекислота при расчетах связывалась с окисью кальция и кальцит исключался из анализов, так же как и второстепенные и летучие компоненты. Для удобства сравнения суммы главных породообразующих окислов приводились к  $\approx 100\%$ .

Положение фигуративных точек\*, отражающих состав проанализированных пород на диаграммах А. Н. Заварицкого, привязка этих пород к среднемировым типам по Р. Дэли и аналогии их между собой даны на рисунках 78—85 и в приводимом ниже тексте, цифровой материал сведен в таблицу (табл. 5).

*Порфирииды лушниковской свиты и граниты лушниковского комплекса* (рис. 78). 1, 2. Порфирииды лушниковской свиты по характери-

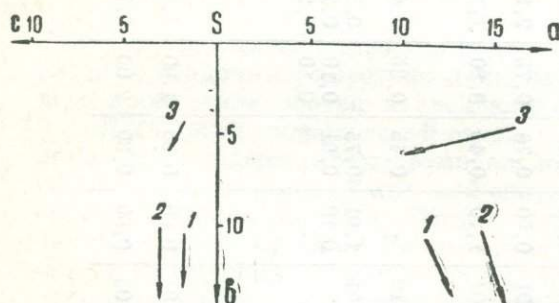


Рис. 78. Петрохимическая диаграмма (по А. Н. Заварицкому), отражающая средний состав порфириидов лушниковской свиты и расланцованных гранитов лушниковского комплекса.

стике с близки к щелочноземельным роговообманковым сиенитам;  $\alpha$  варьирует от значений, свойственных роговообманковым андезитам, до щелочноземельных роговообманковых сиенитов. Первоначальный состав отвечал, скорее всего, кварцевым латитам (дацитам) и липаритам.

3. Расланцованный и измененный лушниковский гранит по характеристике с близок к риолитам, по  $\alpha$  — к щелочным гранитам.

*Туффиты косистекской свиты* (рис. 79). 4. Тонкообломочные туффиты, далеки от интрузивных аналогов.

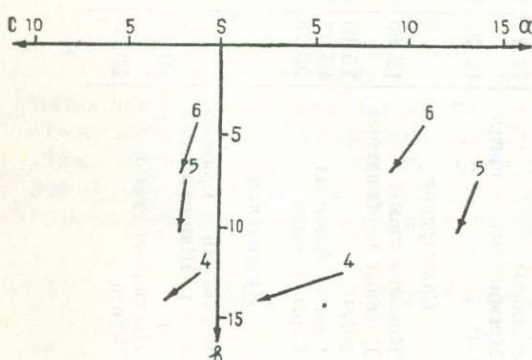


Рис. 79. Петрохимическая диаграмма, отражающая средний состав туффитов косистекской свиты.

\* Номера фигуративных точек 1—55 на рисунках 78—90 и в тексте главы соответствуют порядковым номерам таблицы 5. Привлекаемые для сравнения результаты анализов № 57—61 приведены в оригинале работы Н. С. Ярославцевой (1975), а № 62—64 — Р. М. Антоюка (1974<sub>1</sub>).

5. Туфопесчаники занимают промежуточное положение между послекембрийскими гранитом и щелочноземельным трахитом, но бедны известью.

6. Туфопесчаники близки к докембрийским гранитам, отличаются от них бедностью кальцием и щелочами. Сходны с куагачскими и байтерекскими липаритами (34, 38).

*Измененные диабазы каялинского комплекса, базальты-диабазы сугралинской свиты и их субвулканические аналоги (рис. 80).* 7. Базальты-диабазы района р. Бутак и субвулканические габбро-диабазы Жаксы-Каргалинского массива близки к среднемировым долеритам, сходны с нижнепалеозойскими толеитами Центрального Казахстана (62), габброидами обоих типов Кемпирсайского массива (24, 22).

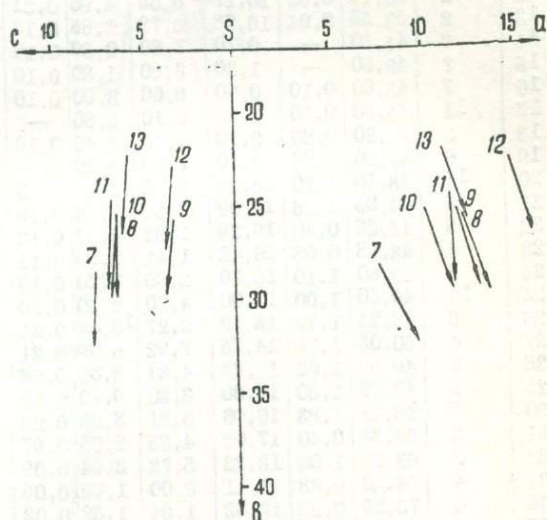


Рис. 80. Петрохимическая диаграмма, отражающая средний состав базальтов-диабазов сугралинской свиты и ее субвулканических аналогов (включая метаморфизованные разновидности каялинского комплекса).

8. Зеленокаменно-измененный диабаз в чаушской свите по с близок к диабазу, по а — к минетте.

9. Диабазы и базальты северной, приуральской, части Сакмарской зоны близки к среднемировому вогезиту. По количеству щелочей соответствуют измененным диабазам в чаушской (8) и диабазам куркудукской свит Зеленокаменной зоны (58).

10. Базальты и диабазы восточного борта Чкаловского блока близки к среднемировому кварцевому базальту, сходны с нижнепалеозойскими диабазами Центрального Казахстана (64), более лейкократовые по сравнению с подушечными лавами актогайской свиты Зеленокаменной зоны (56).

11. Глаукофанизированные диабазы даек в порфироидах лушинокской свиты близки к тефриту — вогезиту (щелочным базальтоидам).

12. Миндалекаменные диабазы устья р. Терекла близки к среднемировому трахидолериту, сходны со спилитами нижнего палеозоя Центрального Казахстана (63), которые, в свою очередь, отвечают муджиеритам (олигоклазовым базальтам).

13. Уралитизированные субвулканические габбро-диабазы Коктогайского и Сугралинского массивов близки к среднемировому керсантиту и сходны со спилитами Центрального Казахстана (63).

Таблица 5

| № п/п | Число анализов | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Сумма  |
|-------|----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|
| 1     | 4              | 69,74            | 0,92             | 11,80                          | 4,15                           | 2,85  | 0,08 | 1,92  | 2,76  | 5,38              | 0,18             | 0,22                          | 100,00 |
| 2     | 2              | 64,86            | 0,79             | 15,77                          | 3,60                           | 1,82  | 0,05 | 2,35  | 3,65  | 6,73              | 0,05             | 0,32                          | 100,00 |
| 3     | 1              | 70,75            | 0,28             | 16,81                          | 0,10                           | 1,16  | 0,03 | 0,40  | 1,41  | 4,89              | 4,05             | 0,10                          | 99,99  |
| 4     | 3              | 75,90            | 0,60             | 11,33                          | 5,13                           | 0,62  | 0,18 | 1,26  | 0,92  | 1,40              | 2,61             | 0,05                          | 100,00 |
| 5     | 7              | 70,13            | 0,77             | 14,12                          | 3,01                           | 2,02  | 0,23 | 1,29  | 1,56  | 5,79              | 0,93             | 0,15                          | 100,00 |
| 6     | 9              | 77,79            | 0,39             | 11,25                          | 1,71                           | 1,07  | 0,08 | 0,73  | 1,08  | 4,09              | 1,73             | 0,07                          | 99,99  |
| 7     | 4              | 51,17            | 1,40             | 16,29                          | 4,29                           | 8,66  | 0,13 | 7,37  | 7,03  | 3,04              | 0,37             | 0,28                          | 100,03 |
| 8     | 4              | 47,87            | 1,64             | 18,23                          | 4,25                           | 8,16  | 0,18 | 6,19  | 8,03  | 5,20              | 0,06             | 0,19                          | 100,00 |
| 9     | 5              | 52,27            | 1,62             | 13,94                          | 11,04                          | 4,35  | 0,23 | 5,98  | 4,68  | 4,87              | 0,74             | 0,28                          | 100,00 |
| 10    | 5              | 50,38            | 1,48             | 16,96                          | 5,30                           | 6,68  | 0,23 | 6,64  | 7,77  | 4,17              | 0,39             | 0,14                          | 100,00 |
| 11    | 5              | 49,00            | 1,61             | 18,06                          | 5,78                           | 7,56  | 0,22 | 6,97  | 5,43  | 4,79              | 0,33             | 0,25                          | 100,00 |
| 12    | 2              | 53,18            | 0,66             | 16,17                          | 6,65                           | 4,90  | 0,21 | 5,99  | 4,97  | 6,19              | 0,77             | 0,32                          | 100,01 |
| 13    | 2              | 53,55            | 0,94             | 16,78                          | 3,73                           | 6,88  | 0,13 | 5,67  | 6,97  | 4,47              | 0,68             | 0,18                          | 99,98  |
| 14    | ?              | 41,50            | —                | 0,70                           | 7,60                           | 0,80  | 0,10 | 48,60 | —     | —                 | —                | —                             | 99,70  |
| 15    | ?              | 43,50            | —                | 1,20                           | 6,80                           | 1,80  | 0,10 | 46,00 | —     | —                 | —                | —                             | 99,80  |
| 16    | 7              | 43,80            | 0,10             | 0,80                           | 8,60                           | 3,00  | 0,10 | 42,50 | 0,40  | —                 | —                | —                             | 99,80  |
| 17    | 11             | 45,30            | 0,10             | 1,90                           | 6,10                           | 2,80  | —    | 42,50 | 0,40  | —                 | —                | —                             | 99,70  |
| 18    | 3              | 51,20            | 0,20             | 2,70                           | 1,40                           | 5,40  | 0,10 | 19,60 | 18,90 | 0,30              | 0,10             | —                             | 100,00 |
| 19    | 6              | 47,20            | 1,20             | 8,10                           | 7,10                           | 8,80  | 0,30 | 13,20 | 14,20 | 0,60              | 0,20             | 0,10                          | 100,00 |
| 20    | 11             | 48,50            | 1,10             | 16,10                          | 2,10                           | 8,90  | 0,20 | 8,40  | 11,50 | 2,70              | 4,00             | 0,10                          | 100,00 |
| 21    | 5              | 44,89            | 1,16             | 19,09                          | 2,67                           | 7,76  | 0,19 | 9,63  | 11,55 | 2,56              | 0,35             | 0,13                          | 99,99  |
| 22    | 5              | 47,38            | 0,40             | 19,29                          | 1,98                           | 5,97  | 0,12 | 10,10 | 12,37 | 2,22              | 0,14             | 0,02                          | 99,99  |
| 23    | 4              | 43,18            | 0,08             | 26,42                          | 1,41                           | 2,90  | 0,11 | 12,13 | 12,46 | 1,13              | 0,15             | 0,02                          | 99,99  |
| 24    | 8              | 49,80            | 1,10             | 16,70                          | 2,80                           | 7,20  | 0,10 | 8,30  | 10,20 | 3,00              | 0,40             | 0,20                          | 99,80  |
| 25    | 14             | 49,80            | 1,00             | 17,00                          | 4,20                           | 6,80  | 0,20 | 6,60  | 10,10 | 2,50              | 1,70             | 0,30                          | 100,20 |
| 26    | 5              | 48,24            | 1,75             | 15,72                          | 3,27                           | 10,44 | 0,21 | 7,20  | 8,63  | 3,87              | 0,52             | 0,15                          | 100,00 |
| 27    | 4              | 50,05            | 1,78             | 14,75                          | 7,92                           | 6,09  | 0,21 | 6,35  | 8,79  | 3,01              | 0,63             | 0,41                          | 99,99  |
| 28    | 9              | 49,55            | 1,62             | 16,84                          | 4,34                           | 8,86  | 0,26 | 8,29  | 5,38  | 3,01              | 1,57             | 0,28                          | 100,00 |
| 29    | 8              | 49,80            | 1,30             | 16,30                          | 3,30                           | 9,40  | 0,20 | 6,50  | 8,80  | 3,60              | 0,70             | 0,10                          | 100,00 |
| 30    | 5              | 48,32            | 1,83             | 16,96                          | 6,31                           | 8,60  | 0,22 | 6,72  | 7,00  | 2,73              | 1,08             | 0,24                          | 100,01 |
| 31    | 2              | 64,84            | 0,40             | 17,62                          | 4,35                           | 2,95  | 0,07 | 3,52  | 1,06  | 4,32              | 0,69             | 0,17                          | 99,99  |
| 32    | 2              | 63,27            | 1,06             | 13,32                          | 5,73                           | 3,94  | 0,09 | 3,97  | 2,99  | 3,62              | 1,77             | 0,24                          | 100,00 |
| 33    | 4              | 74,70            | 0,38             | 11,41                          | 3,00                           | 1,79  | 0,05 | 1,26  | 0,60  | 1,51              | 5,21             | 0,08                          | 99,99  |
| 34    | 4              | 75,29            | 0,25             | 12,83                          | 1,34                           | 1,62  | 0,02 | 0,62  | 1,26  | 4,20              | 2,46             | 0,10                          | 99,99  |
| 35    | 3              | 55,24            | 0,64             | 18,00                          | 4,45                           | 4,88  | 0,13 | 5,36  | 5,48  | 2,92              | 2,51             | 0,39                          | 100,00 |
| 36    | 9              | 61,81            | 0,70             | 15,27                          | 4,69                           | 3,23  | 0,19 | 2,98  | 5,10  | 4,59              | 1,31             | 0,14                          | 100,01 |
| 37    | 7              | 76,19            | 0,50             | 9,54                           | 3,35                           | 1,92  | 0,05 | 0,61  | 1,93  | 4,92              | 0,89             | 0,09                          | 99,99  |
| 38    | 8              | 75,97            | 0,37             | 11,61                          | 2,23                           | 1,60  | 0,03 | 0,59  | 1,10  | 4,13              | 1,73             | 0,14                          | 100,00 |
| 39    | 1              | 57,17            | 0,58             | 15,35                          | 4,89                           | 5,43  | 0,07 | 5,72  | 6,24  | 2,76              | 1,53             | 0,25                          | 99,99  |
| 40    | 2              | 48,46            | 0,60             | 18,58                          | 3,27                           | 5,53  | 0,09 | 8,43  | 9,36  | 3,16              | 2,11             | 0,35                          | 99,94  |
| 41    | 2              | 47,81            | 0,59             | 21,34                          | 5,55                           | 4,01  | 0,09 | 5,52  | 8,72  | 4,13              | 1,99             | 0,26                          | 100,01 |
| 42    | 5              | 49,92            | 1,48             | 18,47                          | 6,77                           | 5,14  | 0,16 | 4,83  | 7,18  | 4,77              | 0,81             | 0,50                          | 100,08 |
| 43    | 2              | 53,01            | 0,86             | 18,47                          | 4,07                           | 3,70  | 0,03 | 6,05  | 6,83  | 2,57              | 3,88             | 0,52                          | 99,99  |
| 44    | 11             | 53,86            | 0,77             | 17,75                          | 4,93                           | 4,00  | 0,12 | 3,76  | 7,95  | 3,17              | 3,28             | 0,42                          | 100,01 |
| 45    | 4              | 58,09            | 0,65             | 16,45                          | 4,13                           | 3,68  | 0,13 | 4,22  | 5,86  | 3,45              | 3,09             | 0,25                          | 100,00 |
| 46    | 4              | 54,97            | 0,79             | 17,56                          | 3,81                           | 3,71  | 0,11 | 3,94  | 5,06  | 3,55              | 5,84             | 0,66                          | 100,00 |
| 47    | 12             | 55,14            | 0,76             | 18,00                          | 4,10                           | 3,23  | 0,11 | 4,05  | 4,16  | 3,31              | 6,56             | 0,56                          | 99,98  |
| 48    | 3              | 74,94            | 0,11             | 13,01                          | 0,97                           | 1,16  | 0,01 | 0,54  | 1,49  | 2,75              | 4,97             | 0,05                          | 100,00 |
| 49    | 4              | 37,54            | 1,96             | 4,80                           | 17,34                          | 10,30 | 0,18 | 10,96 | 16,29 | 0,23              | 0,14             | 0,26                          | 100,00 |
| 50    | 3              | 43,70            | 1,33             | 16,25                          | 6,13                           | 6,85  | 0,18 | 9,14  | 13,20 | 1,70              | 1,14             | 0,39                          | 100,01 |
| 51    | 2              | 48,97            | 1,00             | 13,60                          | 3,06                           | 9,56  | 0,26 | 8,85  | 10,93 | 2,69              | 0,33             | 0,74                          | 99,99  |
| 52    | 3              | 46,09            | 1,35             | 17,41                          | 6,70                           | 6,76  | 0,17 | 5,23  | 10,29 | 3,92              | 1,39             | 0,71                          | 100,02 |
| 53    | 2              | 51,71            | 1,29             | 15,26                          | 3,65                           | 6,60  | 0,19 | 5,75  | 8,96  | 3,57              | 2,45             | 0,58                          | 100,01 |
| 54    | 2              | 51,01            | 1,41             | 17,39                          | 5,58                           | 5,48  | 0,07 | 3,90  | 5,82  | 3,92              | 4,56             | 0,86                          | 100,00 |
| 55    | 2              | 57,17            | 0,80             | 17,57                          | 3,32                           | 3,99  | 0,06 | 2,90  | 5,36  | 4,53              | 4,00             | 0,28                          | 99,98  |

Примечание. Из первичных анализов исключены H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>, H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>, H<sub>2</sub>O, CaCO<sub>3</sub>, п. п. п. и второстепенные компоненты. Суммы приведены к ≈ 100%. Использованы материалы: 1 — О. А. Рийконен (1970 г.), 4, 5, 6 — А. А. Гаврилова (1967), 9,38 — К. Н. Ткаченко (1970 г.), 14, 15 — Н. В. Павлова, Г. Г. Кравченко, И. И. Чупрыниной (1968), 16, 17, 18, 19, 25, 29 — Б. И. Хворова и др. (1971 г.), 20, 24 — Н. Н. Калашниковой и др. (1973 г.), 28 — А. Т. Зверева (1970 г.), 32, 36, 37, 44, 45, 46 — В. Г. Кориневского (1970 г., 1971, 1974<sub>2</sub>), 49—53 — А. Е. Бекмухаметова. Остальные анализы пересчитаны по нашим данным.

Ультрамафиты и габброиды Кемпирсайского и Хабаровинского массивов, включая метаморфизованные разности (рис. 81). 14. Дунит Кемпирсая соответствует среднемировому дуниту, дуниту Кракинско-го массива, но меланократовее, беднее известью и щелочами (Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973).

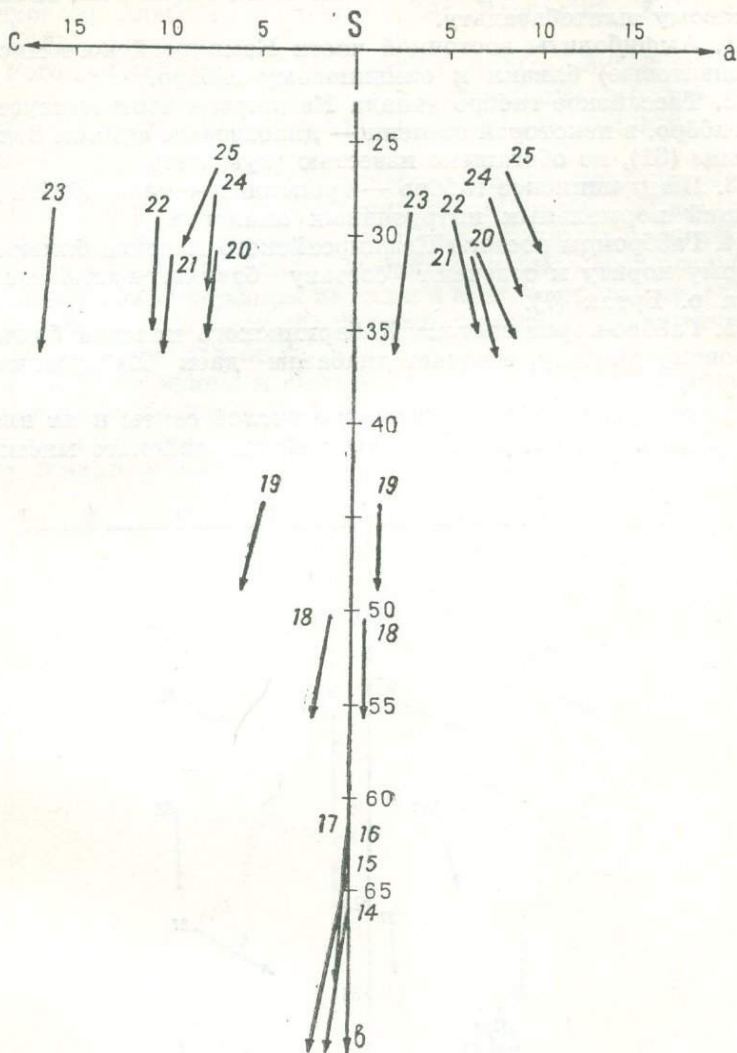


Рис. 81. Петрохимическая диаграмма, отражающая средний состав ультрамафитов и габброидов Кемпирсайского и Хабаровинского массивов (включая метаморфизованные разности).

15. Гарцбургит Кемпирсая отличается от среднемирового той же бедностью известью и щелочами и большей меланократовостью.

16. Дунит Хабаровинского массива занимает промежуточное положение между гарцбургитами Краки и Кемпирсая.

17. Гарцбургит Хабаровинского массива близок к полосчатому лерцолиту Кракинского массива, а также к среднемировому кимберлиту, но беден щелочами и известью.

18. Пироксенит Хабаровинского массива занимает промежуточное

положение между среднемировым бронзититом и верлитом, но беднее их щелочами и кальцием.

19. Тылаит Хабаровникого массива лейкократовее среднемирового диаллагита, по характеристике с близок к среднемировым анкарамит и горнблендиту.

20. Амфиболит северо-восточной части Кемпирсай близок к среднемировому платобазальту.

21. Амфиболиты восточной части Кемпирсайского массива (гранат-цоизитовые) близки к оливиновому габбро.

22. Тассайское габбро запада Кемпирсай соответствует оливиновому габбро, в некоторой степени — диабазовым силлам Зеленокаменной зоны (61), но обогащено известью (кумулят).

23. Шандашинское габбро — троктолит — типичный кумулат, не имеющий нормальных интрузивных аналогов.

24. Габброиды востока Кемпирсайского массива близки к среднемировому нориту и отвечают составу базальтов-диабазов сугралы района р. Бутак (7).

25. Габбро-норит востока Хабаровникого массива близок к среднемировому диабазу, отвечает диабазам даек Хабаровникого массива (29).

*Вулканыты и субвулканыты куагачской свиты и их интрузивные аналоги (рис. 82).* 26. Диабазы даек Кемпирсайского массива близки

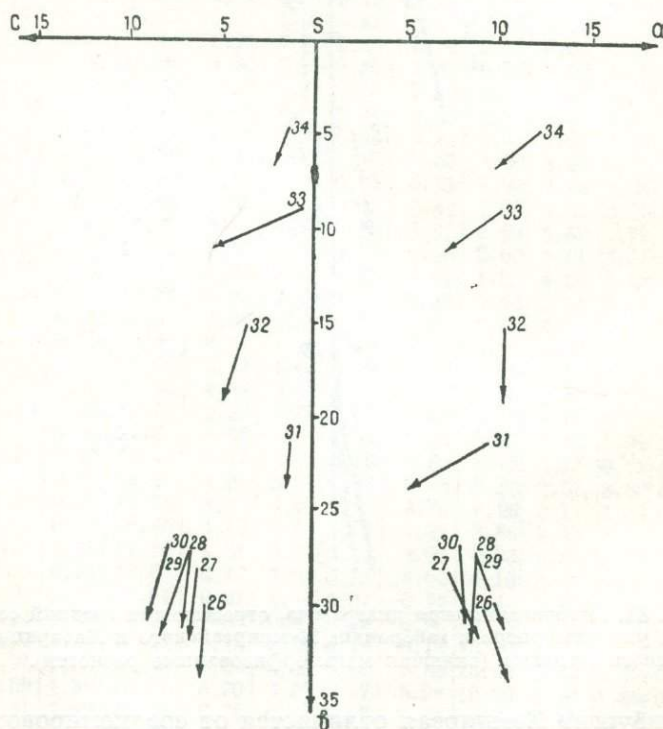


Рис. 82. Петрохимическая диаграмма, отражающая средний состав вулканитов и субвулканитов куагачской свиты и их интрузивных аналогов.

к среднемировым оливиновым диабазам, но богаче щелочами (как кринаниты). Сходны с амфиболитами восточной части Кемпирсайского массива (20).

27. Базальты правобережья р. Шанды близки к среднемировому долериту.

28, 29. Базальты устья р. Эбита, по данным А. Т. Зверева (28), отвечают среднемировому базальту и диабазам даек Хабаровинского массива (29).

30. Базальты устья р. Эбита, по нашим данным, соответствуют среднемировому диабазу, сходны с габбро-норитами Хабаровинского массива (25).

31. Роговообманково-биотит-плагноклазовые порфириды района горы Карагансай (наши данные) занимают промежуточное положение между кварцевым базальтом и мелафиром, но значительно беднее их известью.

32. Роговообманково-биотит-плагноклазовые порфириды района горы Карагансай (данные В. Г. Кориневского) имеют характеристику *a* как диориты, а *c* как щелочноземельные слюдяные сиениты (альбитизированные андезиты), близки к байтерекским порфиридам (36).

33. Липаритовые порфиры из гальки конгломератов правобережья р. Шанды близки к послекембрийскому граниту, но меланократовее, беднее щелочами и известью.

34. Фельзит-порфиры и фельзиты района горы Карагансай близки к среднемировому докембрийскому граниту, но беднее его известью и щелочами, сходны с косистекскими туфопесчаниками (6) и байтерекскими липаритовыми порфирами севера Сакмарской зоны (38).

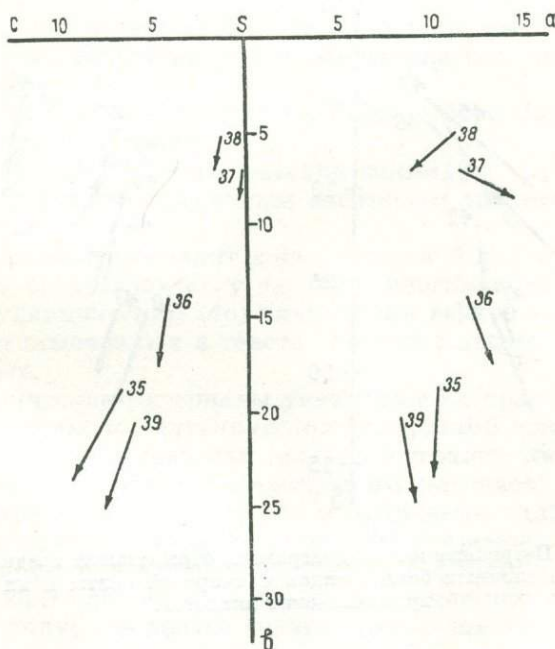


Рис. 83. Петрохимическая диаграмма, отражающая средний состав вулканитов и субвулканитов байтерекской свиты и ее интрузивных аналогов.

*Вулканиты и субвулканиты байтерекской свиты и их интрузивные аналоги (рис. 83). 35. Андезито-базальтовые порфириды правобережья р. Шанды и байтерекских разрезов отвечают среднемировому кварцевому габбро.*

36. Преимущественно крупновкрапленные андезитовые порфири-  
ты из обломков в конгломератах занимают промежуточное положе-  
ние между диоритом и щелочноземельным сиенитом (по характе-  
ристике *a* ближе к диориту, по *c* — к сиениту) — альбитизированные ан-  
дезиты.

37. Липариты и липаритовые порфиры южной части Сакмарской  
зоны отвечают по составу послекембрийскому граниту, но отличаются  
бедностью кальцием и щелочами.

38. Липариты и липаритовые порфиры приуральной части Сак-  
марской зоны аналогичны среднемировым липаритам — кварцевым  
порфирам, но обеднены щелочами.

39. Бiotит-роговообманковые кварцевые диориты из меланжа  
правобережья р. Шанды по составу отвечают кварцевому базальту.

Субщелочные базальтоиды чанчарской свиты и их субвулканиче-  
ские аналоги (рис. 84). 40. Субвулканический биотит-пироксен-плаггио-

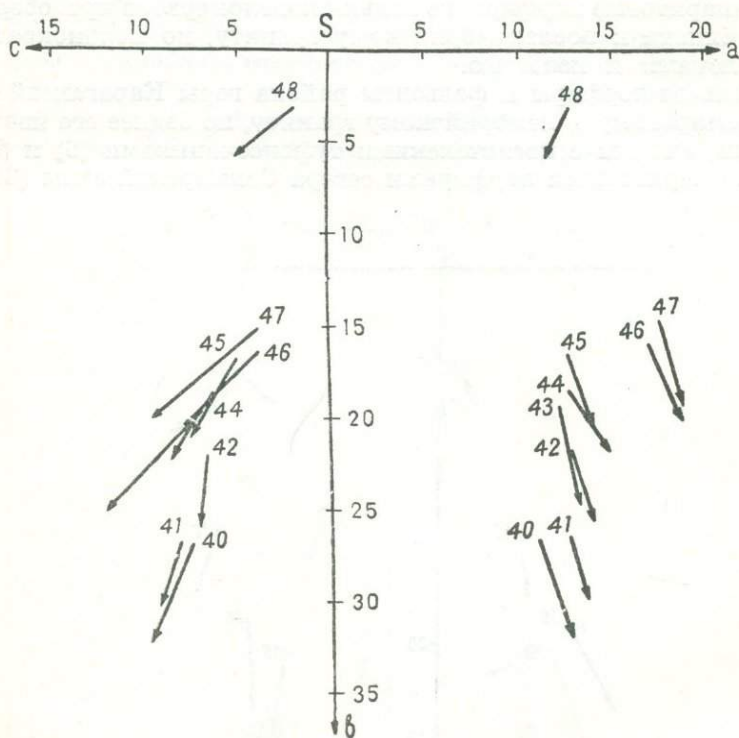


Рис. 84. Петрохимическая диаграмма, отражающая средний со-  
став субщелочных базальтоидов чанчарской свиты и их суб-  
вулканических аналогов.

клавовый порфирит из района с. Эрзерум занимает промежуточное  
положение между среднемировым базальтом и эссекситовым габбро.

41. Пироксеновые и плаггиоклазовые порфири-  
ты низов свиты района зим. Шангар по характеристикам *a* и *c* отвечают оливиновым  
норитам — габбро, по *a* — минетте (слюдяному сиениту). Довольно  
близки по составу метаморфизованным диабазам в чаушской  
свите (8).

42. Порфири-  
ты неопределенного возраста (пироксен-плаггиоклазо-  
вые) из меланжа приуральной части Сакмарской зоны соответствуют

среднемировым эссекситам — керсантитам — мелафирам. Сходны с уралитизированными диабазами Коктогайского и Сугралинского массивов (13).

43, 44. Линзы и вакуоли черных стекол из чанчаритов верхов свиты, а также пироксен-плагиоклазовые порфириты низов свиты занимают промежуточное положение между кварцевым габбро и щелочно-земельным авгитовым сиенитом. Близки к байтерекским андезито-базальтам (35), но более богаты щелочами.

45. Субвулканические пироксен-биотит-роговообманковые порфириты района Шаншарской антиклинали находятся между среднемировыми диоритом и шошонитом.

46. Субвулканические чанчариты отвечают банакитам (андезито-трахитам с анальцимом).

47. Эффузивные чанчариты верхов свиты соответствуют банакиту, входящему наряду с шошонитами в дифференцированную серию пород Йеллоустонского парка.

48. Биотитовые липариты и фельзиты правобережья р. Косистек отвечают Йеллоустонскому липариту, хотя по наклону векторов более близки к докембрийскому граниту.

*Монцониотиды Домбарского и Велиховского массивов* (рис. 85).  
49. Косцит Велиховского массива близок к кортландиту (шприсгеймиту).

50. Оливиновое габбро Велиховки отвечает бекинкиниту.

51. Пироксеновое габбро Велиховки близко к анальцимовому базальту.

52. Пироксен-биотитовое габбро Велиховского массива соответствует среднемировому камптониту и пироксен-плагиоклазовым порфиритам низов свиты (41).

53. Пироксен-роговообманково-биотитовое габбро Велиховки отвечает среднемировому вогезиту.

54. Габброиды Домбарского массива занимают промежуточное положение между щелочноземельным авгитовым сиенитом (монцониотом) и лейцититом.

55. Лейкократовый чанчарит дополнительной фазы Домбарского массива близок к среднемировому латиту (сиенито-диориту), эффузивным (47) и субвулканическим (46) чанчаритам верхов свиты.

Не повторяя отмеченных в тексте частных выводов, остановимся лишь на главных.

1. Петрохимические материалы указывают на закономерность выделения главных *вулканоплутонических ассоциаций* докембрия (лушниковские порфиroidы и граниты), силура (сугралинские базальты и габброиды Кемпирсайского и Хабарнинского массивов), нижнего девона (байтерекские андезито-базальты и кварцевые диориты запада Сакмарского меланжа) и среднего девона (чанчарские трахибазальты — трахиандезиты и домбарско-велиховские фойдные и кварцевые монцониоты и сиенито-диориты), а также вулканогенно-малоинтрузивной ассоциации силура — девона (куагачские базальты и тыгашинские габбро-диабазы).

2. Сугралинские вулканы и субвулканы являются производными практически недифференцированной толеитовой магмы и сходны с актогайскими базальтами-диабазами Зеленокаменной зоны Мугоджар и венд-нижнепалеозойскими базитами Центрального Казахстана.

3. Базальты сугралинской свиты и их субвулканические аналоги севера Сакмарской зоны по сравнению с базальтами южной ее части обладают резко выраженным субщелочным характером, что связано

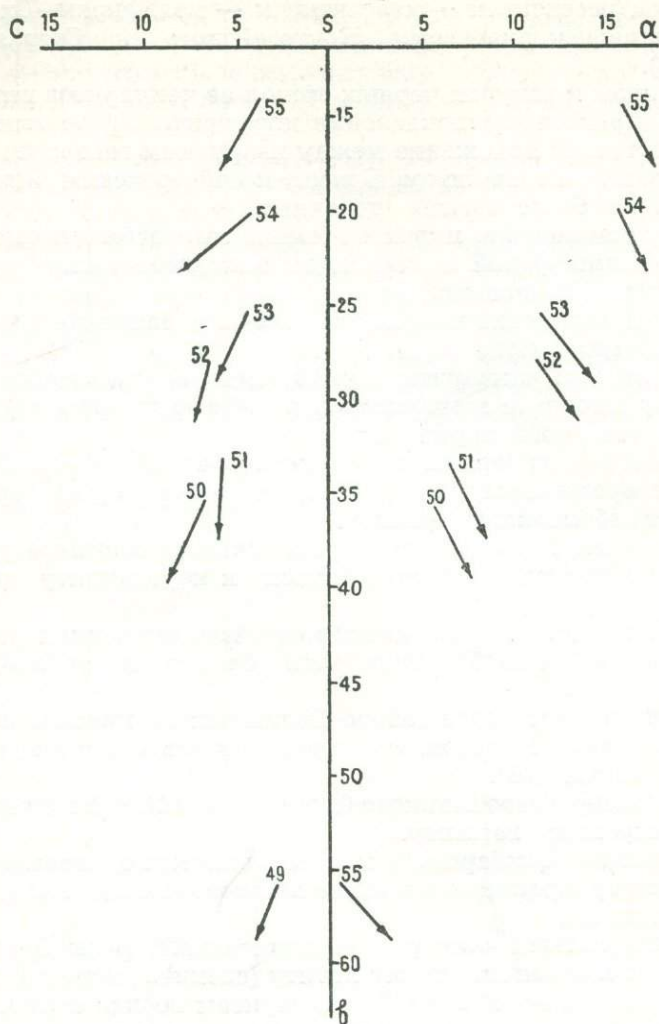


Рис. 85. Петрохимическая диаграмма, отражающая средний состав монцитонитов Домбарского и Велиховского массивов.

со вторичной альбитизацией базальтов севера в условиях подводных излияний и последующего зеленокаменного метаморфизма.

Наиболее «субщелочными» оказались каляинские диабазы силлов и факолитов, прорывающие докембрийские порфиroidы и песчаники и вовлеченные заодно с ними в метаморфизм. Метаморфические реакции между диабазами и порфиroidами привели к резкому ощелачиванию диабазов и параллельно к обогащению порфиroidов роговой обманкой, титаном, к обеднению их щелочами и кварцем, ушедшими главной массой в метаморфогенные жилы. Обменные реакции между разновозрастными и разнотипными породами обусловили потерю их петрохимической специфики, в связи с чем совокупность этих пород была принята ранее за андезито-базальтовую формацию. Сам по себе факт метаморфического ощелачивания диабазов в континентальной коре весьма любопытен, так как он указывает на возможный механизм образования субщелочных расплавов из продуктов



На диаграмме щелочи — железо — магний (рис. 86) хорошо видна большая железистость пород Хабаровинского массива по сравнению с Кемпирсайским. Сугралинские базальты района Кемпирсайского массива, так же как и породы массива, оказываются более магниезальными, нежели сугралинские базальты севера Сакмарской зоны, которые, подобно хабарнинским габбро-норитам, характеризуются богатством щелочами, попадая в группу альбитизированных базальтоидов. Эти данные указывают на родство сугралинских базальтоидов с прорывающими их габбро-гипербазитовыми телами и подтверждают вулканоплутонический характер силурийских офиолитов. На той же диаграмме четко обособляется овал, куда кучно попадают фигуративные точки базальтов куагачской свиты Сакмарской зоны, диабазов даек Хабаровинского и Кемпирсайского массивов, диабазов мугоджарской (57) и мылашинской (59) свит Зеленокаменной зоны, что оправдывает проводимые ранее аналогии между ними и отнесение их к заключительным фазам силурийского (раннедевонского) вулканизма.

На диаграмме натрий — калий — кальций (рис. 87) отчетливо выявляется повышенная калиевость базальтоидов северной части Сакмарской зоны, которая характерна и для габбро-норитов Хабаровинского массива.

Существенно натровыми, с большими вариациями в соотношениях натрия и кальция, оказываются сугралинские базальты юга Сак-

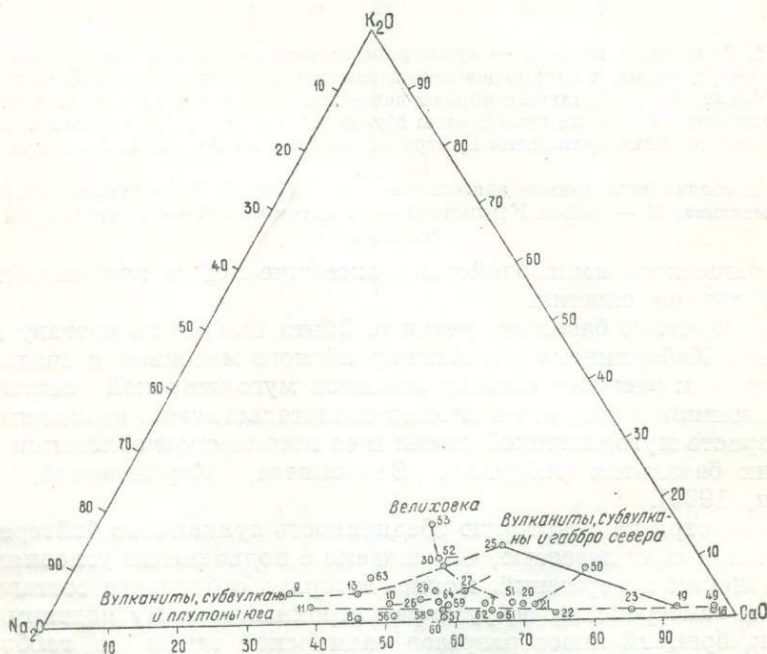


Рис. 87. Диаграмма натрий — калий — кальций для средних составов тех же пород, что и на рис. 86.

марской зоны, их субвулканические аналоги и богатые кальцием габброиды Кемпирсайского массива. По натровости базальты юга Сакмарской зоны близки к базальтоидам Зеленокаменной зоны.

Промежуточное положение между калиевыми и натриевыми базальтоидами занимают базальты куагачской свиты и диабазы даек Хабаровинского и Кемпирсайского массивов.

На диаграмме магний — титан (рис. 88) хорошо обособляются поля вулканитов липаритового, дацитового, андезитового, субщелочного базальтового и толеитового состава. Обособленное поле высокотитанистых и магнезиальных пород занимают опять же позднесилурийско-

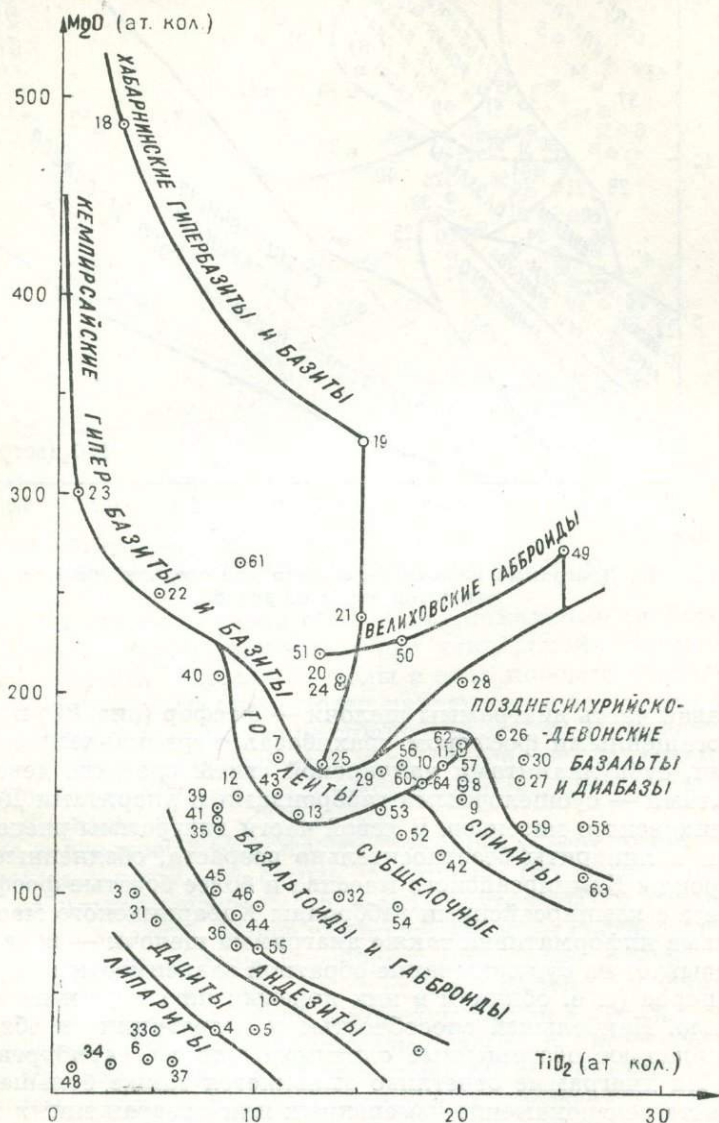


Рис. 88. Диаграмма магний — титан для средних составов магматических пород Сакмарской и Ор-Илекской зон. Вынесены также средние составы основных вулканитов Зеленокаменной зоны Мугоджар и Центрального Казахстана.

девонские базальты и диабазы куагачской свиты Сакмарской зоны, куркудукской (58) и млыашиинской (59) свит Зеленокаменной зоны, диабазы даек Кемпирсайского массива. Отчетливо заметна обогащенность титаном пород Хабарнинского массива по сравнению с Кемпирсайским, а габброидов Велиховского массива — по сравнению с Хабарнинским.

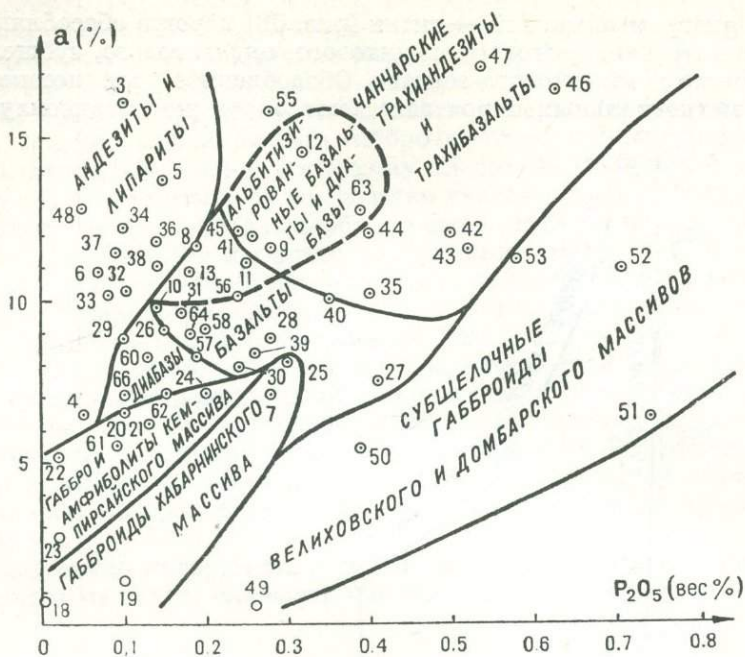


Рис. 89. Диаграмма щелочи — фосфор для средних составов тех же пород, что и на рис. 88.

Правая часть диаграммы щелочи — фосфор (рис. 89) целиком занята обогащенными фосфором трахибазальт-трахиандезитовыми вулканитами, субвулканитами чанчарской свиты среднего девона и их комагматами — субщелочными габброидами и диоритами Домбарского и Велиховского массивов. В левой части диаграммы располагаются андезиты и липариты безотносительно возраста, обедненные щелочами габброиды Кемпирсайского массива и более богатые фосфором по сравнению с кемпирсайскими габброиды Хабаровинского массива.

Весьма информативна также диаграмма щелочи — вода (рис. 90). Она указывает на существование обратной зависимости между щелочностью пород (т. е. обилием в них полевых шпатов) и их водонасыщенностью. Наибольшей способностью к гидратации в обводненных средах обладают обогащенные оливином дуниты, гарцбургиты, троктолиты. На диаграмме отчетливо выявляется также большая водонасыщенность зеленокаменно-измененных или превращенных в зеленые сланцы диабазов Орь-Илекской зоны, субвулканических габбро-диабазов северной части Сакмарской зоны, подушечных лав актогайской свиты Зеленокаменной зоны и спилитов Центрального Казахстана.

При метаморфизме обводненных базальтов и габброидов содержание в них воды уменьшается с 3—5 до 1—2%, что соответствует ее содержанию в наиболее метаморфизованных разностях амфиболитов краевой части Кемпирсайского массива и магматических рогообманковых габброидах Велиховского массива. По-видимому, именно роговые обманки амфиболитов и более плотных горнблендитов и рогообманковых эклогитов являются поставщиками воды как плавня при процессах повторного плавления коровых пород в глубинных тектонических зонах.

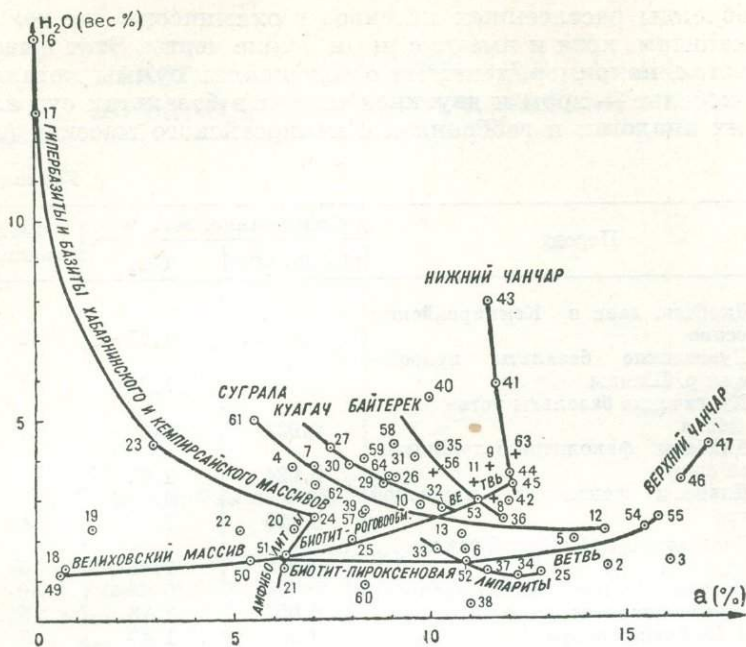


Рис. 90. Диаграмма щелочи — вода ( $H_2O^+$ ,  $H_2O^-$ , п. п. п.) для средних составов тех же пород, что и на рис. 88.

Диаграмма щелочи — вода объясняет аномальные свойства свежих трахибазальт-трахиандезитовых лав чанчарской свиты. При постоянной щелочности содержания воды в этих породах достигает 6—8%, а при более высокой щелочности наблюдается даже рост водонасыщенности с увеличением концентрации щелочей. В первом случае вода концентрируется в основном стекле, способствуя выделению ликвационных капель расплава, во втором в породах появляется водосодержащий фельдшпатоид — анальцит.

Анализ геологического, петрографического и геохимического материала убеждает в том, что самые глубинные (по месту своего зарождения) из плутонических масс — это троктолиты и гипербазиты Кемпирсайского массива. Менее глубинны сложнее дифференцированные габбро-норит-пироксенит-гарцбургит-дунитовые массы Хабарнинского массива. И, наконец, производными мантии, несущими признаки активного взаимодействия с континентальной корой, являются кварцевые монцониты, роговообманковые габбро и пироксениты Велиховского массива. Кемпирсайским породам свойственна обогащенность магнием, хромом, бедность титаном и фосфором, хабарнинским — обогащенность по сравнению с кемпирсайскими породами кремнекислотой, железом, кальцием, щелочами (в том числе калием), фосфором, титаном при более слабой хромистости, велиховским габброидам — еще большая обогащенность слюдами, роговыми обманками и перечисленными выше компонентами, особенно титаном, железом, калием, фосфором при бедности хромом.

По этим геохимическим особенностям можно в принципе определять и относительную глубину рождения базальтовых магм, формирующих юную океаническую кору или возникающих в процессе ее уничтожения, однако связи между вулканитами и плутонами достаточно сложны, даже в случае тектонического единства их формирования.

Габброиды расслоенных массивов геохимически не тождественны вулканитам, хотя и имеют с ними общие черты. Этот вывод подтверждается, например, данными о содержании суммы металлов никель — кобальт — хром и двуокиси титана в базальтах сугралинской свиты, их аналогах и габброидах Кемпирсайского массива (табл. 6).

Таблица 6

| Порода  | Содержание, вес. % |                  | Число анализов |
|---|--------------------|------------------|----------------|
|   | Ni+Co+Cr           | TiO <sub>2</sub> |                |
| Диабазы даек в Кемпирсайском массиве              | 0,015              | 1,75             | 5              |
| Куагачские базальты правобережья р. Шанды         | 0,020              | 1,78             | 4              |
| Куагачские базальты устья р. Эбита                | 0,022              | 1,83             | 5              |
| Диабазы факолитов в лушниковской свите            | 0,024              | 1,61             | 5              |
| Диабазы факолитов в чаушской свите                | 0,026              | 1,64             | 4              |
| Базальты сугралинской свиты р. Куагаш             | 0,033              | 1,48             | 5              |
| Краевые амфиболиты востока Кемпирсайского массива | 0,057              | 1,16             | 5              |
| Тассайские габбро                                 | 0,067              | 1,40             | 5              |
| Троктолиты Шандаши                                | 0,126              | 0,08             | 5              |

Существенно габброидные верхние дифференциаты расслоенных тел Хабарнинского и Кемпирсайского массивов формировались после внедрения диапиров в основание юной океанической коры и поэтому они, как, впрочем, и габброиды Велиховского массива, не связанные с гипербазитами, являются конечными магматическими продуктами вулcano-плутонических процессов. Выше было показано, что остаточные габброидные выплавки глубинных диапиров по сравнению с эффузивными базитами существенно обеднены двуокисью титана, но обогащены хромом, никелем и кобальтом.

## НЕКОТОРЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО САКМАРСКОЙ И ОРЬ-ИЛЕКСКОЙ ЗОНАМ

### ПЛОТНОСТЬ ПОРОД

Р. Д. Масанова денситометрическим способом определила плотность некоторых главнейших типов пород Сакмарской и Орь-Илекской зон по 5—10 образцам для каждого из типов. Получены следующие значения плотности ( $g/cm^3$ ):

|   |                           |
|---|---------------------------|
| 1*. Кызылкаинские гнейсы                              | 2,58—2,62.                |
| 1. Эбетинские сланцы                                  | 2,58—2,62.                |
| 1. Эбетинские кварциты                                | 2,53—2,64.                |
| 1. Лушниковские порфирииды                            | 2,52—2,64.                |
| 1. Лушниковские граниты                               | 2,52—2,62.                |
| 1. Чаушские песчаники                                 | 2,64—2,70.                |
| 1. Дангазанские кремни                                | 2,55—2,59.                |
| 1. Кидрясовские песчаники                             | 2,34—2,60 (среднее 2,50). |
| 1. Косистекские аргиллиты                             | 2,55—2,60.                |
| 2. Сугралинские базальты-диабазы                      | 2,80—2,90.                |
| 2. Метаморфизованные сугралинские базальты-диабазы    | 2,92—3,00.                |
| 1. Сакмарские кремни                                  | 2,50—2,59.                |
| 2. Тассайские габбро Кемпирсая                        | 2,78—2,89.                |
| 1—2. Шандашинские форелленштейны Кемпирсая            | 2,60—2,90.                |
| 2. Габбро-нориты Хабарного                            | 2,90—3,10.                |
| 3. Диопсидиты Хабарного                               | 3,10—3,20.                |
| 3. Дуниты Хабарного                                   | 3,20—3,40.                |
| 3. Хромититы Кемпирсая                                | 3,24—4,20.                |
| 1. Пегматиты Кемпирсая                                | 2,57.                     |
| 1. Серпентиниты                                       | 2,43—2,75 (среднее 2,54). |
| 2—3. Гранатовые амфиболиты и эклогито-подобные породы | 2,92—3,46.                |
| 3. Горнблендиты Кемпирсая                             | 3,10—3,40.                |
| 2. Позднесилурийские габбро-диабазы                   | 2,72—2,90.                |
| 1. Девонские липариты                                 | 2,60—2,62.                |
| 1. Девонские дациты                                   | 2,65—2,69.                |
| 1. Чанчарские трахибазальты                           | 2,7.                      |
| 1. Чанчариты  | 2,57.                     |

\* Первая цифра является классификационной.

|   |          |
|---|----------|
| 0. Чанчарские стекла                              | 2,47.    |
| 1. Чанчарские трахиандезиты<br>(субвулканические) | 2,52.    |
| 1. Сиенито-диориты Домбарского<br>массива         | 2,64.    |
| 0. Егиндинские радиоляриты                        | 2,2—2,4. |

По значениям плотности все породы Сакмарской и Орь-Илекской зон можно расклассифицировать на типы с плотностью осадков (0 — до  $2,5 \text{ г/см}^3$ ), с гранитно-коровой плотностью (1 — до  $2,7 \text{ г/см}^3$ ), с базальтово-коровой плотностью (2 — до  $3,1 \text{ г/см}^3$ ), корово-мантийной плотностью (3 — до  $4,2 \text{ г/см}^3$ ) при наличии переходных разностей между ними.

Малая плотность многих разновидностей кидрясовских песчаников и егиндинских радиоляритов обусловлена наложением на эти породы мезозойского корообразования.

Как показывают цифры, плотность пород не всегда коррелируется с их составом. Наиболее показателен пример щелочных трахибазальтов и трахиандезитов чанчарской свиты, серпентинитов и форелленштейнов Кемпирсайского и Хабарнинского массивов и Сакмарского меланжа, обладающих гранитно-коровой плотностью, что объясняется большой первичной или вторичной водонасыщенностью этих образований. Не менее показателен также пример метаморфизованных в амфиболиты, горнблендиты и эклогитоподобные породы габброидов Кемпирсайского массива, плотность которых возрастает до  $2,92—3,40 \text{ г/см}^3$ , сравниваясь с плотностью мантийных образований.

Как будет показано ниже, плотность во многом определяет тектоническую дифференциацию геосинклинальных формаций на обдуктивную и субдуктивную составляющие.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Отметим лишь главные особенности магнитного поля изученной территории, пользуясь в основном материалами аэромагнитных исследований.

Осадочные породы Зилаирского синклиналия, девонских сакмарских брахисинклиналей, мощных покровов сакмарской свиты, плащей мезозой-кайнозоя, а также метаморфические образования Орь-Илекского антиклиналия обладают нулевыми и отрицательными магнитными полями. Отрицательными аномалиями фиксируются также крупные кислые девонские субвулканы (до —250 гамм) и некоторые типы пород Велиховского массива.

Аномальные положительные поля типичны для пород основного, отчасти ультраосновного состава, причем более или менее устойчивые значения присущи лишь интрузивным образованиям. Среди них следует отметить, прежде всего, пироксениты, габбро и магнетитовые руды Велиховского массива. По данным наземных исследований, рудным пироксенитам отвечают аномалии до 10 000 гамм, причем изодинамы 4000—5000 гамм отбивают границы пироксенитов и габбро. Последним свойственны поля со значениями  $\Delta Z$  от 1500 до 2000 гамм, на фоне которых имеются локальные аномалии интенсивностью 3000—4000 гамм, фиксирующие скарновые зоны с магнетитовым обогащением.

Менее интенсивные положительные аномалии характерны для пироксенитов и габброидов Санасапсайского и Хабарнинского массивов.

вов. Из Хабарнинского массива они тянутся в сторону Кемпирсайского, выделяя его краевые зоны. При этом сравнительно слабо метаморфизованные разности форелленштейнов западной части Кемпирсайского массива отбиваются положительными аномалиями  $\Delta T$  250—500 гамм, в то время как амфиболиты и эклогитоподобные породы по этим габброидам в восточной части массива теряют магнитные свойства, а поля над ними ослабевают до значений в 250 гамм и даже до нуля. Вместе с тем как по западному, так и по восточному краям Кемпирсайского массива отмечаются более интенсивные положительные магнитные аномалии: в Чкаловском блоке до 1000 гамм, а по западному обрамлению Мамытской антиклинали — до 2000 гамм. В Чкаловском блоке положительная аномалия соответствует диапировым выходам пироксенитов. Такова, видимо, и природа Западно-Мамытской аномалии. Сами серпентиниты ядерных частей Хабарнинского и Кемпирсайского массивов и мелких протрузивных тел отличаются очень неустойчивыми знакопеременными полями малой интенсивности (от отрицательных значений до +250 гамм  $\Delta T$ ).

Габброиды тассайского типа, как и сугралинские базальты-диабазы, выражаются довольно слабыми положительными магнитными полями, лишь в отдельных пунктах достигающими значений 250 гамм. Таковы же характеристики субщелочных базальтоидов чанчарской свиты. По данным В. Г. Кориневского (1971), магнитная восприимчивость этих пород варьирует в очень широких пределах — от 2100 до 10<sup>6</sup> ед. CGS, резко снижаясь к чанчаритам верхней толщи. Устойчивое магнитное поле напряженностью 250 гамм типично для нижней толщи субщелочных базальтоидов западнее с. Ленинское.

Довольно выдержанными магнитными свойствами обладают позднесилурийские габбро-диабазы. Все крупные факолиты и штоки этих пород в районах к северо-западу от с. Новотроицкое, западнее и юго-западнее с. Кызылфлот и по правобережью р. Косистек отмечаются магнитными аномалиями 250—500 гамм. Такие же аномалии свойственны скоплениям дайковых роев в Кемпирсайском массиве.

Особенности магнитного поля территории интересны в трех отношениях. Во-первых, они указывают на наличие в глубине под западным крылом Мамытской антиклинали магнитных ультрамафитов (скорее всего, пироксенитов), что свидетельствует в пользу ее протрузивного, а не тектонически-останцового происхождения. Во-вторых, трассирование в магнитном поле по западному и восточному краям немагнитного Кемпирсайского массива магнитных полос пироксенитов указывает на то, что Кемпирсайский диапир представляет собой глубинное тело, расклинившееся более ранний и менее глубинный Хабарнинский диапир, отличающийся от Кемпирсайского широким развитием пироксеновых дифференциатов. В-третьих, возникает вопрос — не связано ли образование полосовых аномалий океанского дна с попеременным внедрением в осевые зоны срединноокеанических хребтов диапиров, подобных Кемпирсайскому и Хабарнинскому?

#### СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Недавно А. Н. Антоненко и др. (1973 г.) методом дискретных пространственных зондирований с использованием энергии промышленных взрывов отстроили три сейсмических разреза, поперечных по отношению к структурным зонам Мугоджар.

В Сакмарской зоне на глубинах 17, 24 и 29 км они выделяют отражающие площадки с пологим восточным падением. Восточная часть Сакмарской и западная Орь-Илекской зон, соответствующие выходам

на поверхность серпентинизированных гипербазитов, характеризуются почти полным отсутствием расслоенности по упругим свойствам. На этом основании геофизики интерпретируют гипербазиты как массивный нерасслоенный блок, ограниченный меридиональными, наклонными в сечении разломами, фокусирующимися на глубинах 35—40 км, хотя отражающие площадки отсутствуют до глубин 20—30 км. Зеленокаменная зона выделяется чрезвычайно тонкой расслоенностью, причем отражающие площадки имеют как пологие восточные, на чем акцентируют внимание геофизики, так и пологие западные падения. На отдельных профилях расслоенность отмечается и для восточной части Орь-Илекской зоны.

Разделяющие зоны крутонаклонные разломы, уходящие в мантию, имеют преимущественно восточные падения, однако менее глубинные разломы Сакмарской и Орь-Илекской зон обладают встречными падениями, так что решетка разломов выделяет два призматических блока, один из которых направлен вершиной вниз (Сакмарская зона и запад Орь-Илекской, соответствующие выходам гипербазитов), другой — вершиной вверх (восток Орь-Илекской зоны). Конфигурация блоков в принципе отвечает главным палеозойским структурам этих зон — Сакмарскому аномальному наддиапировому синклинорию и Орь-Илекскому аномальному антиклинорию, в чем можно увидеть черты наследования древних структурных элементов и подтверждение правильности наших геологических построений.

Сложный перекрещенный рисунок отражающих площадок Зеленокаменной зоны позволяет объединить пологие поверхности глубинной анизотропии всех зон Мугоджар в единую систему площадок, рисующих в коре и мантии какую-то структуру крупного прогиба, объединяющего Сакмарскую, Орь-Илекскую и Зеленокаменную зоны как слабое отражение былой зоны всасывания.

Глубины до поверхности Конрада рисуют под Мугоджарами обратную картину — осложненного свода. Под восточной частью Предуральского краевого прогиба граница Конрада проводится на глубине 33 км, под Сакмарской и Орь-Илекской зонами — 27 км, под Зилаирской (юг) и Зеленокаменной зонами — 17—18 км, под Мугоджарской — 22 км. В вершине свода граница Мохоровичича теряется, фиксируя в интервале 42—50 км «корово-мантийную смесь», по направлению же к западу, к Русской платформе, и востоку становится все более и более резкой. Свод этот, скорее всего, является самой молодой структурой — отражением кайнозойского горообразования на Урале.

Таким образом, глубинные геофизические границы молодые, причем границу Конрада нельзя считать нижней границей гранитного слоя в химическом смысле (свидетельство тому — продолжение на глубину 20—30 км Кемпирсайского гипербазитового диапира и данные о возможных низких плотностях гипербазитов). Тем не менее некоторые структуры и их детали явно наследуют элементы палеозойских структур сжатия.

Совокупное рассмотрение данных о плотности пород, особенностях магнитного поля и глубинной сейсмической расслоенности Сакмарской и Орь-Илекской зон заставляет нас скептически относиться к интерпретационной модели В. И. Сегаловича (1973), подтверждающей покровный характер офиолитов, якобы перекрывающих докембрийские образования зоны Уралтау.

СТРУКТУРЫ САКМАРСКОЙ  
И ОРЬ-ИЛЕКСКОЙ ЗОН

Для изученного района характерно сочетание крупномасштабных аномально-антиклинорных (Орь-Илекский и Уралтауский антиклинории) покровно-надвиговых и поддвиговых (Сакмарская зона и ее обрамление), разнопорядковых перфоантиклинально-диапировых (Хабарнинская простая и Кемпирсайская сложная диапир-антиклинальные зоны, мелкие перфоструктуры Сакмарской зоны), а также линеаризованных брахиморфных структур.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ  
СТРУКТУРЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Орь-Илекский и Уралтауский антиклинории сформированы докембрийскими образованиями. В Орь-Илекском антиклинории в древних толщах выделены *Эбетинская антиклинальная и Лушниковско-Чаушская моноклинально-антиклинальная зоны*, а также более западные пояса структур — *Рождественская синклиналичная и Тайкеткенская (Юго-Западная) антиклинальная зоны*.

В Уралтауском антиклинории аналогом Эбетинской является *Каялинская антиклинальная зона*, а Лушниковско-Чаушской — *Ижбердинская моноклинальная зона*.

*Эбетинская антиклинальная зона* сложена в восточной части главным образом дислоцированными метаморфическими сланцами, а на западе — кварцитами эбетинской свиты. Она имеет размеры  $54 \times 6$  км, меридиональное простирание и достаточно четко выраженные северную и южную периклинали, погружающиеся под углом  $30^\circ$ . В северной части зоны докембрийские породы прорваны факолитами диабазов и протрузивными телами серпентинитов (см. рис. 7). В южной части также обильны серпентинит-амфиболитовые антиклинал-протрузии, причем одним из самых крупных тел является Мамытское. Сланцы зоны смяты в серии разноамплитудных, вплоть до мелкой пloyчатости, асимметричных складок, обладающих слоевой кристаллизационной сланцеватостью и центростремительной вергентностью к ядру антиклинальной зоны, при периклинальном падении (см. рис. 1, 2) под углами  $30-50-65^\circ$ . По внешнему обрамлению зоны складки сжаты особенно тесно, имеют амплитуды в десятки метров и по типу близки к изоклинальным. Весьма интенсивно проявлены поздние ме-

таморфогенные окварцевание и эпидотизация пород, местами напоминающих то сланцы и кварциты эбетинской свиты, то лушниковские порфиroidы и чаушские песчаники, то зеленые сланцы по диабазам. Здесь же присутствуют клинья дислоцированных палеозойских пород.

*Лушниковско-Чаушская моноклиально-антиклинальная зона*

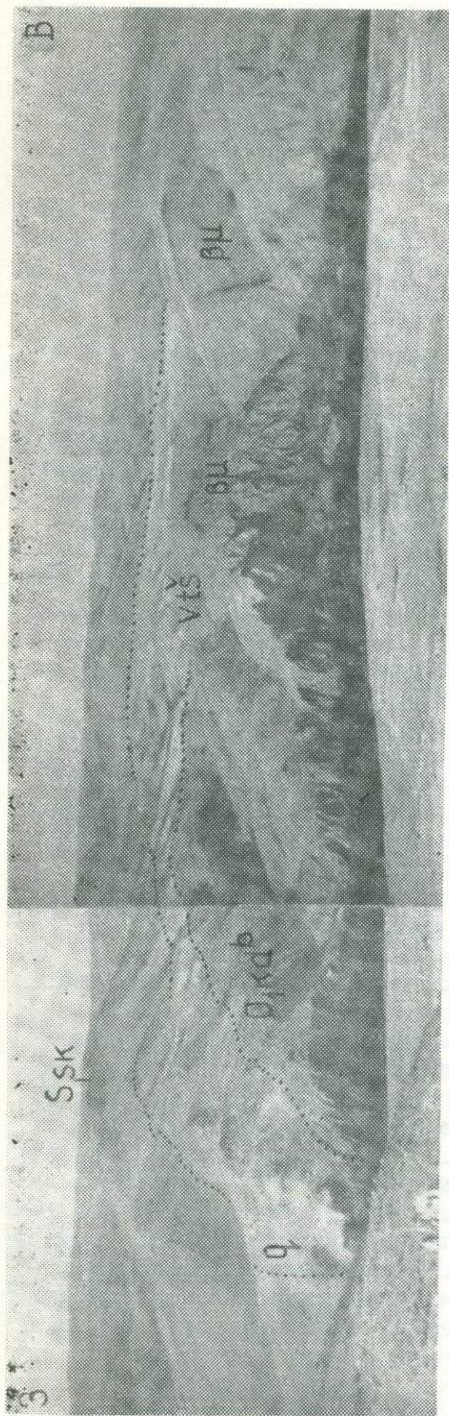


Рис. 91. «Передовицкая» периклиналь Лушниковско-Чаушской зоны.

Чаушские песчаники здесь вмещают массу мощных габро-диабазовых факолитов (βu), а по обрамлению периклинали развита мощная зона метаморфогенного окварцевания (q). Эти особенности характерны для всех северных и южной периклиналией Орь-Илецкого антиклинория.

представляет собой, по существу, западное крыло и северную и южную периклинали Эбетинской антиклинальной зоны. В восточной части она сложена преимущественно порфиroidами лушниковской свиты, прорванными комагматичными порфирам гранитами. На западе (см. рис. 5), а также на Богунбайской, Передовицкой (рис. 91), Санасапсайской (см. рис. 7) и Южной (см. рис. 64) периклиналях зоны велика роль терригенных пород чаушской свиты, что свидетельствует о периклинальном погружении зеркала складчатости, свойственного и Эбетинской антиклинальной зоне, где это погружение зафиксировано по увеличению роли кварцитовых синклиналей. Все породы Лушниковско-Чаушской зоны прорваны огромным количеством факолитов и даек диабазов. Выделение зоны в антиклинальную структуру продиктовано наличием между ней и Эбетинской структурой синклинального клина из кремней силурийского (север) и кембрийского (юг) возраста, что, кстати, говорит о значительной переработке древних структур молодыми движениями.

На аэрофотоснимках Лушниковско-Чаушской зоны дешифрируется масса разнопорядковых складок с округлыми и угловатыми замками шириной от первых сотен до 1,2 км. Ядра таких синклиналей в за-

падной части зоны сложены чаушскими песчаниками. В последних, благодаря свойственным им слоистым и косослоистым текстурам или обильным метаморфогенным кварцевым жилам, удается наблюдать складки разных порядков. Например, на периклинальных замыканиях антиклинория отчетливо видны целые каскады однообразно наклоненных асимметричных складок с центростремительной по отношению к антиклинорию вергентностью (см. рис. 8).

Этого нельзя сказать об очень монотонных лушниковских порфирах. Во врезях по ручьям в них виден лишь интенсивный кливаж осевого ламинарного течения (редко слоевой) с падениями на запад под углами от 30—50 до 70° (см. рис. 4). Такой кливаж зачастую нацело стирает реликты слоистых текстур даже в песчаниках и конгломератах чаушской свиты. Смятию, кливажированию и замещению глаукофановыми сланцами подвергаются и диабазы ранних даек и силлов, рассекающих порфиroidы и песчаники.

*Тайкеткенская (Юго-Западная) антиклинальная зона* вместе с Рождественской синклинальной зоной формирует западное докембрийское обрамление Кемпирсайского массива, в то время как описанные выше структуры примыкают к этому массиву с востока. Зона является, по существу, омоложенной поздними движениями перфоструктурой, ядерная часть которой шириной от 650 м до 2 и даже 4 км образована кемпирсайскими серпентинитами, зелеными сланцами по габброидам тассайского и шандашинского типа и развитыми по ним амфиболитами (см. рис. 64). Западнее Чкаловского блока восточное крыло зоны, а севернее и оба ее крыла сложены сильно пережатыми сланцами по породам докембрия. В докембрийских образованиях восточного крыла зоны, имеющего ширину около 1200 м, выделяются, по крайней мере, две антиклинальные и три узкие синклинальные зоны высоких порядков. Ядра антиклиналей протрудированы диапирами серпентинитов и диопсидитов, формирующими цепочки удлиненных изолированных тел суммарной длиной до 7 км при ширине до 90—300 м. На крыльях антиклиналей обнажаются резко сокращенные разрезы пород эбетинской, лушниковской и чаушской свит (последняя характерна для синклиналей), насыщенных к тому же массой интрузивов — докембрийских гранитов, палеозойских даек диабазов и трещинных протрузий серпентинитов и амфиболитизированных габбро. Мощность целых свит при видимой полноте разреза исчисляется часто первыми метрами или десятками метров (см. рис. 43). Все породы зоны, включая серпентиниты узких трещинных тел, поражены интенсивнейшими сланцеватостью, катаклазом, милонитизацией.

На западе и севере докембрийские сланцы Тайкеткенской зоны, подстилаемые мятыми тассайскими габброидами, погружаются под рассланцованные диабазы Бутакской пластины, причем северной периклинали зоны свойственны пологие северные ( $\angle 10^\circ$ ), а крыльям — крутые западные ( $\angle 70-80^\circ$ ) падения сланцеватости, как бы продолжающие центростремительную вергентность Орь-Илекского антиклинория.

Плохо обнаженная Рождественская синклинальная зона, по-видимому, отличается от Тайкеткенской антиклинальной большей ролью кварцито-сланцев верхов разреза эбетинской и порфиroidов лушниковской свит.

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ И АССОЦИИРУЮЩИЕ С НИМИ СТРУКТУРЫ

### Общая характеристика

В южной части Сакмарской зоны широко развиты плоскогорья — пенеплены, промытые на склонах, а местами прорезанные вкрест простирания пород руслами рек Жаксы-Каргала, Карабутак, Косистек и их многочисленных притоков. Большинство таких плато сложено кремнистыми породами сакмарской свиты. Достаточно глубокие врезы по постоянным и временным водотокам позволяют видеть, что кремни залегают в виде пологих покровов, перекрытых шандинскими брекчиями и молодыми девонскими образованиями, а подстилающихся вулканогенными породами сугралинской и байтерекской свит и их интрузивными аналогами. С покровами сакмарских кремней тесно ассоциируют покровы косистекских туффитов. На западе Сакмарской зоны, в районе верховьев р. Алимбет, и на востоке, по западному обрамлению Ор-Илекского антиклинория, под сакмарскими кремнями располагаются породы кидрясовской свиты.

В северной части Сакмарской зоны более значительный эрозионный срез подтверждает картину покровного залегания сакмарских и косистекских пород, так как здесь они развиты в виде многочисленных, причудливых по конфигурации маломощных нашлапок на офиолитах, которые, в свою очередь, формируют покровы на кидрясовской свите.

Покровы следует рассматривать не как стратиграфические, а как тектонические пластины, отделенные друг от друга пологими разрывами.

Это доказывается прежде всего тем, что каждая из таких пластин обладает своим, автономным стилем складчатой тектоники. Структурная автономия покровов четко фиксируется в плане на аэрофотоснимках, где видны либо косые срезы (рис. 92) складчатых комплексов, либо оси складок, часто дугообразно изогнутые в сторону движения, на запад, и виргирующие. Именно плановые структурные рисунки помогают увидеть, что мы имеем дело не с одним, а со множеством покровов, зачастую испытавших блокированное автономное сжатие и горизонтальные перемещения. Наиболее крупным из них даны собственные названия. Проанализируем положение этих покровов в пространстве (см. рис. 103, 104).

В приуральской части Сакмарской зоны тектонические пластины и покровы обнаруживают некоторую симметрию по отношению к Хабарнинскому массиву. В непосредственном контакте с ним сохранились клинья пластин, сложенных преимущественно брекчированными базальтами-диабазами с нашлапками сакмарских кремней и протрузивными телами габбровых брекчий, амфиболитов и амфиболитовых брекчий и серпентинитов (*Танатарская, Баночная, Северо-Западная пластины*). Далее в стороны от Хабарнинского массива следует прерывистое кольцо покровов, сложенных преимущественно косистекскими (губерлинскими) туффитами, перекрытыми опять же сакмарскими кремнями. Наиболее крупные поля туффитов сохранились по северному, северо-западному и восточному обрамлению Хабарнинского массива (*Хабарнинский покров*), а также к юго-западу от него (*Кенсайранский покров*). Туффиты этих покровов обычно покоятся на кидрясовских песчаниках, алевролитах и известняках, закрытых останцами сакмарских яшм и фтанитов (*Калымбайская пластина* к юго-западу от Хабарнинского массива, *Молоканская и*



Рис. 92. Аэрофото фрагмента Кенсайранского покрова, надвинутого на сакмарские кремни.

Хорошо видно сложное складчатое строение косистекских туффитов покрова.

Эбетинская зоны мягких чешуй на склонах докембрийских антиклинорий Уралтау и Орь-Илека). В восточной части Хабарнинского массива туффиты Хабарнинского покрова надвинуты на породы куагачской свиты (Кураганская зона).

Западнее описанных структур тянутся уже близмеридиональные полосы преимущественно базитовых Сугралинской пластины и Сарытогайского покрова. Последний надвинут на кидрясовские песчаники, алевролиты и известняки Алимбетовского автохтона, являющегося западным эквивалентом Молоканской и Эбетинской зон мягких чешуй Уралтау и Орь-Илека. Сугралинские базальтоиды пластин снизу протрудируются бесчисленными телами габбро, амфиболитов и серпентинитов, а сверху перекрываются многочисленными, особенно для Сарытогайского покрова, останцами косистекских туффитов, сакмарских кремней, девонских конгломератов, эффузивов и субвулканов. Фрагменты покровов сакмарских кремней с цефалоподовыми известняками наверху обильны и на поверхности Алимбетовского автохтона. Максимальной мощности сакмарские кремни достигают,

по-видимому, в *Губерлинском покрове* западнее Хабарнинского массива.

Уже на широте Хабарнинского массива довольно отчетливо проявлена и асимметрия Сакмарской зоны, так как Сарытогайскому и Губерлинскому покровам, а также Сугралинской пластине запада не находится восточных эквивалентов.

На юге Сакмарской зоны эта асимметрия выражена еще резче. Здесь Кемпирсайский массив смещается на восток в сторону Орь-Илекского антиклинория, а его породы разбивают единые зоны запада Орь-Илека на изолированные фрагменты вроде Кураганской зоны и отсеченного от нее *Чкаловского блока*.

Своего рода ствол Сакмарской зоны, свидетельствующим о ее океаническом происхождении, на юге служат базальтоиды *Бутакской мятой пластины*, а также базальтоиды и габброиды *Тассайской пластины*. Бутакская пластина, перекрытая нашлапками кидрясовских, косистекских и сакмарских пород, на востоке надвинута на докембрийские образования. На западе базиты Бутакской и Тассайской пластин подвинуты по *Акайскому* и *Кызылсайскому разломам* под косистекские туффиты и сакмарские кремни *Кызылфлотского* и *Иткольсайского покровов*. Западнее следуют *Хайнсайский* и *Шаншарский покровы* сакмарских кремней, из-под которых, как и из-под западного края *Кызылфлотского* покрова, «выглядывают» тектонические окна из вулканогенных пород и субвулканов девонской байтерекской свиты и силурийских габбро-гипербазитов. *Карабутакский* и *Каргалинские покровы* сакмарских кремней подстилаются сугралинскими базальтоидами и габбро-серпентинитами, а перекрываются шандинской олистостромой, кислыми девонскими эффузивами и эйфельско-живетскими кремнисто-терригенными осадками.

Между Карабутакским и Хайнсайским покровами сакмарских кремней зажата пластина *Косистекского покрова*. Наконец, у границы с Зилаирской зоной начинается полоса самых пестрых по составу *Шандинских покровов*.

Вернемся к доказательствам тектонического характера покровов.

Глубокие врезы позволяют видеть автономию внутреннего строения покровов и пластин и в вертикальных сечениях, так что в целом выявляется картина резкой дисгармонии свойственного им складчатого рисунка. В частности, для сакмарских кремней, образующих нашлапки на *Сакмарском покрове*, кремней *Кызылфлотского*, косистекских туффитов *Кенсайранского* (см. рис. 14, 92) и других покровов типичны комплексы тесно сжатых, остроугольных, порой почти изоклинальных (кремни горы Сыпучей восточнее с. Ленинское) складок с амплитудой от десятков сантиметром до десятков метров. Другим покровам свойственны комплексы лежащих складок с амплитудами в сотни метров [туффиты *Косистекского* (см. рис. 18, 19) и *Хабарнинского покровов*, кремни *Дангазанской зоны* (см. рис. 10)], в первые единицы и десятки метров [сакмарские кремни фронтов *Иткольсайского* (см. рис. 30) и *Карабутакского покровов*].

Не менее важное доказательство тектонического характера пластин и покровов заключается в том, что по их нижним и верхним границам часто присутствуют разнообразные тектониты: брекчии, катаклазиты и милониты (рис. 93).

Среди брекчий выделяются мономиктовые и полимиктовые разновидности. Мономиктовые брекчии состоят, например, из средних по величине (от 1 до 10 см) угловатых обломков сакмарских радиоляритов (основание *Кенсайранского* надвига и подошва многих покровов сакмар-

ских кремней), диабазов (основание Западно-Мамытского надвига, рис. 93, б), габбро-диабазов. Обширные поля почти горизонтально залегающих габбро-диабазовых брекчий, нередко принимаемых за агломератовые туфы, развиты почти на всей поверхности Танатарской (рис. 93, в) и Сугралинской будино-пластин, особенно западнее устья р. Калымбай, где они занимают площадь около 4 км<sup>2</sup>.

Все же гораздо более обычны полимиктовые брекчии из обломков размерами 1 см — 1—2 м и более сакмарских черных фтанитов, красных яшм, зеленых косистекских туффитов, диабазов (основание деформированных Акайских покровов на поверхности Тассайской и Бутакской пластин, рис. 93, а) или обломков кидрясовских песчаников, алевролитов, известняков, куагачских пилотакситов (основание Карагансайских покровов Чкаловского блока, рис. 93, г).

Следует подчеркнуть, что среди брекчий Сакмарской зоны распространены не только и не столько осадочные, как полагают стратиграфы, сколько тектонические типы. Последние выявляются по необычному цементу гидротермального генезиса (рис. 93, е), деформированности обломков, устанавливаемой как микроскопическими методами (рис. 93, б), так и непосредственно в обнажениях. Например, S-образно деформированные обломки размерами в десятки сантиметров отмечались нами в основании Косистекского покрова.

В основании многих покровов и их останцов (например, Косистекского и Хабарнинского) одновременно с брекчиями, а нередко и по самим брекчиям развиты катаклазиты и милониты (рис. 93, ж, з). Обычно эти тектониты образуют ограниченные по размерам (от первых десятков до сотен метров по простиранию при мощности до 5—10 м), нередко неправильные в плане, линзовидные в разрезе тела. Слагающие их тектониты иногда обладают интенсивной горизонтальной или полого ( $\angle 5-15^\circ$ ) падающей сланцеватостью, порой приобретая филлитовидный облик за счет минеральных новообразований. В шлифах в них видны мельчайшие чешуйки слюдистых минералов, многократно деформированные и разорванные пологими поверхностями кварцевые, альбитовые и карбонатные прожилки. Нередко сланцеватые текстуры отсутствуют, а тектониты имеют вид сливных пород с неясной струйчатостью и в полевых условиях могут быть спутаны с эффузивными (основание Кенсайранского покрова, нашлепки на Косистекском покрове) породами типа туфов-игнимбритов или с обычными слоистыми песчаниками (основание Хабарнинского надвига по северному берегу р. Урал юго-западнее пос. Хабарный). В тыльной части Косистекского покрова по левобережью р. Косистек «очень непонятные породы» типа катаклазитов-милонитов по косистекским туффитам и липаритовым субвулканитам байтерека занимают площадь около 1 км<sup>2</sup>. Вообще говоря, Сакмарская зона изобилует выходами «очень непонятных пород», что лишний раз доказывает сложность ее тектонического строения.

Фиксируемые брекчиями и катаклазитами-милонитами субгоризонтальные срывы между пластинами являются надвигами со значительными амплитудами горизонтальных перемещений. Последнее доказывается очень сложным составом макробрекчий фронтальной части покровов. Во фронтах Сарытогайского и Каргалинского покровов как передовых шарьяжей Сакмарской зоны, по существу, мы имеем брекчии из всех описанных в главе «Стратиграфия» типов пород ордовика, силура и девона до егиндинских кремней и интрузивных аналогов сугралинской, байтерекской и куагачской свит включительно. Размеры обломков пластин варьируют от первых метров до километров.



Рис. 93. Микрофото шлифов брекчий, катаклазитов и милонитов основания покровных пластин.

*а* — шл. 27/6-71, смешанная брекчия с обломками косистекских туффитов и сакмарских черных фтанитов (радиоляритов) из основания деформированных покровов косистекско-сакмарских пород на сугралинских базальтах-диабазов северо-западнее развалин Акай; *б* — шл. 12/0-73, мятые брекчии диабазов из основания надвига по западному крылу Мамытской антиклинали; *в* — шл. 54/1-73, брекчии габбро-диабазов тассайского типа по западному обрамлению Хабаровинского массива из основания Танатарской пластины, юго-западное обрамление Хабаровинского массива, восточ-

Севернее изученного района в Кувандыкском меланже (Камалетдинов, 1974) отмечаются глыбы докембрийских гнейсов и сланцев, а также археоциатовых известняков кембрия. Обычно все эти нагромождения обломков напоминают конечные морены гигантских ледников. Слагающие их глыбы встречаются в причудливых сочетаниях и взаимоотношениях друг с другом, так что *картирование таких брекчий превращается в очень трудоемкую задачу, требующую затрат больших сил и средств*. Размеры многих тел столь малы, что они не могут быть отражены даже в масштабе 1 : 10 000 (см. рис. 14, 44). Каждый исследователь в таких условиях, пытаясь ускорить процесс съемки, рисует, конечно, весьма субъективную картину, что, собственно, и поддерживает бесконечные дискуссии различного толка, рождает вместо объективной истины новые, требующие тщательной проверки, гипотезы. Попытки рисовать качественные карты делают их, особенно в мелкомасштабном варианте, плохо читаемыми. Условные обозначения даже к малым фрагментам карт занимают целые страницы текста. В этом читатель может убедиться сам на примере данной книги.

Подстилают, цементируют и протрудируют многие типы покровных брекчий будинированные и растащенные первоначально интрузивные офиолиты. Главной их составной частью являются будино-серпентиниты, включающие разноразмерные глыбы и блоки амфиболитизированных габбро, реже амфиболитов, плагиогранитов, часто представленных размятыми до неузнаваемости катаклазитами и милонитами.

За брекчиями в растащенном офиолитовом цементе в литературе, как известно, закрепилось название «меланжи». Исследователи предлагают выделять мономиктовые, олигомиктовые и полимиктовые меланжи (Пейве и др., 1971). По существу, эти термины отражают состав коровых тектонических брекчий, так как состав офиолитового цемента более или менее стандартен и отвечает полному или неполному набору пород, свойственных Кемпирсайскому и Хабаровинскому массивам.

Восточнее передовых покровов, фронтальные части которых являются заведомыми сверхполимиктовыми меланжами, состав покровных макро- и микробрекчий становится более простым, а роль офиолитового (серпентинитового) цемента снижается. Например, в подошве Косистекского покрова на сакмарских кремнях лежат крупные блоки кидрясовских песчаников, габброидных, серпентинитовых и плагиогранитовых катаклазитов, однако во фронтальной части самого покрова в брекчиях обильны лишь обломки самих косистекских туффитов, черных сакмарских фтанитов, все же прочие обломки — единичны.

---

нее зим. Кенсайран; *г* — шл. 31/2а-73, брекчия пилотакситов из основания покровов курагачских вулканитов на породах кидрясовской свиты, юго-восточнее горы Карагансай; *д* — шл. 34/28-71, брекчии разноразмерных эффузивных и субвулканических чанчаритов из основания покрова егиндинских кремней, восточная часть Шевченковской синклинали зоны, западнее зим. Шангар; *е* — шл. 6/4-72, обломки егиндинских и сакмарских кремней вместе с сугралинскими базальтами из основания Пограничного покрова егиндинских кремней на фронтальных брекчиях Сарытогайского покрова, правобережье р. Алимбет; *ж* — шл. 19/2-71, катаклазит-милонит из основания Косистекского покрова, юго-восточнее Каргалинской плотины; *з* — шл. 47/10-73, катаклазит-милонит из основания Хабаровинского покрова губерлинских (косистекских) туффитов на кураганских песчаниках и базальтах, северный берег р. Урал, юго-западнее пос. Хабаровый (РСФСР); *и* — шл. 28/2-73, флюидный габбро-серпентинит из протрудированного основания покрова сугралинских базальтов-диабазов Бутакской пластины на эбетинские сланцы Рождественской зоны, приток р. Бутак.

На поверхности многих покровов сакмарских кремней, особенно Шаншарского и Карабутацкого (см. рис. 18), сохранились пологие нашлапки крупноглыбовых шандинских брекчий, неперменной составной частью которых служат огромные глыбы кобленцских известняков и сакмарских фтанитов в более мелкообломочном осадочно-брекчиевом цементе. Эта шандинская олистострома формировалась синхронно с перемещениями покровных пластин и часто затягивалась под пластины движущихся сакмарских покровов. Глыбы подмятых шандинских известняков типичны для западных частей Кызылфлотского, Карабутацкого, Каргалинского, Шаншарского покровов. Они отмечены также перед фронтами останцов сакмарских покровов на Тассайской пластине. Размеры известняковых глыб варьируют от единиц до первых сотен метров при мощности в первые их десятки. Многие из глыб перевернуты.

В зоне западной периферии Орь-Илекского антиклинория в брекчиях, подстилающих покровы сакмарских кремней, более обычны не девонские, а ордовикские известняки (см. рис. 43).

### **Автохтоны (полуавтохтоны) и покровно-надвиговые структуры**

Каждая пластина и покров достаточно индивидуальны, требуют самостоятельного изучения и описания, однако в нашей работе нет смысла останавливаться подробно на характеристике всех структур.

*Западный, Алимбетовский автохтон* является автохтоном западных передовых покровов Сакмарской зоны. Он хорошо обнажен и представлен песчаниками, алевролитами и известняками кидрясовской свиты, смятыми в серию опрокинутых на запад под углом 60° складок с амплитудами и шириной в первые сотни метров (см. рис. 12, 13). Оси складок в плане изогнуты в дугу, обращенную выпуклой стороной на запад и повторяющую в общем очертания одной из дуг фронта Сарытогайского покрова, что указывает на деформацию автохтона со стороны двигавшегося покрова. Сланцеватость послыльного типа отмечается только в алевролитах, для которых характерны также и складчатые формы более высоких порядков. Залегающие на поверхности автохтона покровные останцы сугралинских диабазов и сакмарских фтанитов смяты в отчетливые складки с амплитудами в десятки метров (см. рис. 26). Кидрясовские породы под такими складками разбиты интенсивной крутопадающей трещиноватостью, несут следы пльчатых срывов, параллельных контурам складок и залеченных карбонат-хлоритовым материалом. Между синклиналями в покровах эффузивов и кремней отмечены явления будино-протыкания покровных пород подстилающими песчаниками.

Залегающий на Алимбетовском автохтоне передовой *Сарытогайский покров* сложен преимущественно базальтами-диабазами сугралы с подошвенной «смазкой» из будинного габбро-серпентинитового материала. Во фронте покрова, изогнутого в плане в целый каскад дуг, обращенных выпуклой стороной на запад, в основном над сугралинскими базальтоидами размещается огромное количество разноразмерных глыб и блоков самых различных пород, так что Сарытогайский покров может считаться типичным представителем «полимиктовых» меланжей. Судя по разрезам крыльев Сарытогайской перфоантиклинали, в основании Сарытогайского покрова обилие габбро-амфиболит-серпентинитовый субстрат с ключьями кидрясовских песчаников, алевролитов и известняков. Выше следуют клинья филлитизированных косистекских туффитов, сугралинских базальтов-диа-

базов и субвулканов. Лежащие еще выше ключья деформированных косистекских туффитов, сакмарских кремней, лудловских цефалоподовых известняков, шандинских конгломерат-брекчий и известняков, девонских медесских эффузивов, видимо, принадлежат к фрагментам самостоятельных покровов. К этому материалу во фронте покрова примешивается огромное количество сорванных с корней липаритовых субвулканов куагачского типа.

Из района Алимбетовского автохтона полоса выхода кидрясовских пород следует далеко на юг. Блоки кидрясовских песчаников и известняков обильны перед фронтом Косистекского покрова и в Шандинском меланже, однако погребенная под покровами восточная граница западного автохтона остается проблематичной, особенно на юге. Во всяком случае куагачские породы Шандинского меланжа и Иткольсайского покрова близки породам находящегося уже в пределах Орь-Илекского антиклинория Чкаловского блока.

*Каргалинские покровы* сакмарских красных яшм, фтанитов и кремней и *Шандинский меланж* в общем близки по составу и строению к фронтальной части Сарытогайского покрова. В Каргалинских покровах отчетливо проявлены крутые дугообразные в плане развороты осей складок в сакмарских кремнях. Обращенные выпуклостью на юго-запад дуги имеют радиусы закругления в 1 км. Здесь обильны обломки липаритовых субвулканов площадью до 1 км<sup>2</sup>, либо залегающие на сакмарских кремнях, либо рвущие с интрузивными контактами куагачские эффузивы и песчаники. В отличие от Сарытогайского покрова в Шандинском меланже много останцов лудловских цефалоподовых известняков и эйфельско-живетских терригенно-кремнистых пород (см. рис. 45).

*Восточный полуавтохтон (Эбетинская зона мятых чешуй)*. Восточным автохтоном покровов, выброшенных из Сакмарской зоны, условно можно считать Эбетинскую зону мятых чешуй, которая следует по всему западному обрамлению Орь-Илекского антиклинория почти на 80 км при ширине от 3 до 8 км. В основании этой зоны залегают тонкозернистые песчаники и алевролиты, редко известняки кидрясовской свиты, перекрытые пластинами сакмарских кремней (см. рис. 27). Лишь на юге, в районе пос. Жусалы и фермы Кызылсу, между кидрясовскими породами и сакмарскими кремнями появляются клинья сугралинских базальтоидов и косистекских туффитов.

Кидрясовские алевролиты и перекрывающие их сакмарские фтаниты во всей Эбетинской зоне смяты в серии напряженных складок, нередко осложненных мелкой плйчатостью и пораженных интенсивным кливажом (сланцеватостью) осевого ламинарного течения, стирающего слоистые текстуры пород (см. рис. 17, *д*). Радиоларии в таких породах расплющены (см. рис. 35, *ж, з, и*). Сланцеватость в палеозойских породах этой зоны оказывается ориентированной так же, как и сланцеватость пород ее докембрийского фундамента — Лушниково-Чаушской зоны, — и характеризуется такими же периклинальными падениями под углами 30—50°.

Эбетинскую зону мятых чешуй отличает от Алимбетовского автохтона не только интенсивная сланцеватость пород, но и значительно большая тонкозернистость кидрясовских фаций, хотя на востоке и отмечены грубозернистые, существенно кварцевые песчаники. Это, скорее, указывает на принадлежность западного автохтона к чехлу Русской платформы, а восточного — к чехлу Орь-Илекского микроконтинента. Вероятно, горизонтальными перемещениями в Эбетинской зоне охвачены и кидрясовские породы. Поэтому частое исчезновение песчаниковых фаций кидрясовской свиты на востоке может получить

иное объяснение. В этом случае более надежно считать автохтоном докембрийские породы Орь-Илекского антиклинория, в которых, кстати, тоже имеются следы субгоризонтальных срывов и перемещений.

Несомненна связь между покровными структурами кидрясовско-сакмарских и дангазанских пород, так как мятые кидрясовско-сакмарские покровы отделяют Эбетинскую антиклинальную зону от Лушниковско-Чаушской на севере, а дангазанские — на юге. Очень близким оказывается и характер деформаций дангазанских и сакмарских кремней. В частности, и тем, и другим свойственна мечевидная отдельность (см. рис. 11), обусловленная одинаковым развитием послонной и секущей сланцеватости. Поэтому принадлежность дангазанских кремней к кембрийским образованиям требует более надежного обоснования.

*Кураганская (Култавасайская) зона*, сложенная мятыми аркозами, базальтами и липаритами, состоит из серии опрокинутых на восток складок, рассеченных взбросо-надвигами (см. рис. 41). В ее породах интенсивно развит кливаж осевого ламинарного течения орь-илекского типа с тем же периклинальным падением. Близ восточного контакта Хабарнинского массива на Кураганскую зону надвинут Хабаровинский покров губерлинских туффитов.

*Чкаловский блок*, видимо, принадлежит к той же западной краевой зоне Орь-Илекского антиклинория, что и Кураганская, так как западнее его, в Тайкеткенской антиклинальной зоне, выходят сходные с орь-илекскими докембрийские образования (см. рис. 43).

В отличие от Кураганской зоны в Чкаловском блоке сохранились многочисленные, напластованные один на другой и смятые тектонические покровы. Основание блока сложено мелкозернистыми песчаниками кидрясовской свиты, залегающими, скорее всего, на докембрийских толщах. Выше лежит покров куагачских песчаников, конгломератов и эффузивов основного, среднего и кислого состава с песчано-карбонатными брекчиями в основании. Этот покров, в свою очередь, перекрыт тектонической пластиной сугралинских базальтоидов, выше которой следует покров сильно перемятых сакмарских кремней, кроющийся на западе кидрясовские песчаники и известняки, а на востоке — куагачские эффузивы и сугралинские базальтоиды. На поверхности дислоцированного покрова сакмарских кремней обильны мелкие нашлапки шандинских известняков. По западной периферии Чкаловского блока те же пластины сугралинских базальтоидов с сакмарскими кремнями и шандинскими известняками наверху и катаклазит-милонитовой «смазкой» внизу покоятся на докембрийских породах, причем под покровами сакмарских кремней здесь уже появляются маломощные тектонические клинья косистекских туффитов. Весь этот пакет тектонических пластин смят в антиформу шириной около 5 км, шарнир которой погружается на юго-восток под углом 60°. Сакмарские кремни на крыльях антиформы образуют дугообразные, многократно повторенные в плане обрывки моноклиналей или складки. Многие породы антиформы несут следы кливажирования, параллельного ее крыльям. В ядре антиформы отмечается большое количество игнимбрит-фельзитовых субвулканов. Часть из них формировалась синхронно с антиформой.

Породы, близкие к куагачским песчаникам и эффузивам Чкаловского блока, образуют нашлапки на поверхности Иткольсайского и Шандинского покровов, восточнее Косистекского покрова и в других местах, удаленных на 14—20 км к юго-западу от Чкаловского блока. Они, возможно, были сорваны при деформациях с Чкаловского блока и перемещены на запад сугралинско-сакмарскими пластинами.

*Кызылфлотский покров* сакмарских кремней интересен тем, что на севере перекрыт франско-фаменскими породами Егиндинской синклинальной зоны, на западе кроет байтерекские вулканиты, а на востоке и юге переключается на сугралинские базальтоиды. Здесь в основании покрова фиксируются мощные линзы полимиктовых (базальты, кремни, известняки, габброиды) и мономиктовых (сакмарские кремни) брекчий.

Покров тянется в меридиональном направлении более чем на 40 км при ширине максимум 6 км, сужаясь на север и юг, подобно крупной брахисинклинальной зоне, повторяющей контуры Егиндинской структуры. Байтерекские вулканиты обнажаются в узком и длинном ( $\approx 30$  км) «антиклинальном» тектоническом окне по западному обрамлению покрова. В них имеются узкие клинья черных фтанитов сакмарской свиты и косистекских туффитов, смятых в очень сжатые, почти изоклинальные складки со слоевым или осевым кливажом, а также клинья брекчированных и пережатых амфиболитов, будиносерпентинитов и меланжевых брекчий. Соотношения между сакмарскими кремнями Кызылфлотского покрова и подстилающими эффузивами байтерекской свиты видны на разрезах № 9 и 10 (см. рис. 48). Складчатость в кремнях покрова показана схематично, так как не может быть выражена в масштабе разреза.

*Косистекский покров* сложен туффитами, брекчиями и кремнистыми аргиллитами косистекской свиты. От места слияния рек Жаксы-Каргала и Косистек он тянется сначала в широтном направлении на 6 км, затем резко сворачивает на юг. Имеет общую длину более 30 км и переменную ширину (от 3 км на севере до 200 м на юге), распадаясь на ряд пережатых четковидных фрагментов. Покров интересен своей прекрасной геоморфологической выраженностью в виде серии псевдокуэст с обрывистыми южными и юго-западными и пологими северо-восточными склонами (см. рис. 18). Последние отражают падение крыльев лежачих складок с амплитудами более 100 м, хорошо видных во врезе по р. Косистек (см. рис. 19). В наиболее широкой части покрова мощность складчатых нагромождений косистекской свиты достигает 1,5 км. Во фронтальной части отмечаются крупноглыбовые брекчии с обрывками лент и глыбами черных сакмарских фтанитов, в подошве — огромные блоки разнообразных по литологии пород, линзы катаклазитов-милонитов, распространенные на более значительной площади в тылу покрова. Внутри покрова имеется серия пологих чешуйчатых надвигов. Алевритовые разности пород в покрове обладают секуще-слоевым кливажом, фиксирующим ядерные части лежачих складок.

Косистекский покров надвинут на сильно дислоцированные кремни Карабутакского покрова, который по северным выходам венчающей его шандинской олистостромы отчетливо смят в крупную полубрахантиклиналь. Сверху косистекские туффиты и брекчии перекрыты сакмарскими кремнями Хайнсайского покрова с горизонтом красных марганценосных яшм в основании. Этот горизонт, несмотря на свою малую мощность, сопровождает Косистекский покров почти на всем его протяжении.

На левобережье р. Косистек в плане и разрезе видно, что яшмы вместе с косистекскими породами участвуют в сложении опрокинутых и лежачих складок. Косистекские породы выходят в тектонических окнах из-под черных фтанитов Хайнсайского покрова в 4 км севернее широтной северной границы Косистекского покрова, а отдельные тектонические останцы, некогда ему принадлежавшие, удалены на 4—

6 км к югу и западу от его современного фронта, по западному обрамлению Карабутакского покрова.

С Косистекским покровом очень сходен по строению фрагмент Хабарнинского покрова по восточному обрамлению одноименного массива с той лишь разницей, что первый имеет западную вергентность, а второй — восточную.

### Пластины океанической коры *in situ* и поддвиги

Более или менее надежно к океаническим пластинам на юге Сакмарской зоны могут быть отнесены Бутакская и Тассайская.

*Бутакская мягкая пластина* имеет форму слабо выпуклой на запад меридиональной дуги длиной около 40 км при ширине от 4,2 до 5,6 км. У восточного края пластины слагающие ее базальты и диабазы (а надо отметить, что здесь преобладают именно диабазы) по крутым разрывам с преимущественным падением на юго-запад под углами 60—80° контактируют с породами докембрия, подвергаясь интенсивному кливажированию и будинажу с преобразованием в зеленые сланцы с шириной выхода до 1—2 км, хотя процессами брекчирования иногда захвачена вся пластина мощностью около 2 км. В верховьях ручья Бутак в основании пластины зафиксированы узкие (5 км) клинья филлонитизированных сланцев и кварцитов докембрия с весьма пологим ( $\angle 20^\circ$ ) падением под пластину, базальты-диабазы основания которой превращены в тонкозернистые и тонкоплитчатые амфиболиты с шириной выхода в первые десятки метров. В этом же сечении в зоне шириной до 2 км в эффузивах отмечено еще три узких антиклинальных гребня, фиксируемых выходами более грубозернистых диабазов и филлонитизированных сланцев эбетинской свиты. Ширина гребней не превышает десятка метров, хотя южнее ядра этих складок имеют поперечники до 800 м. Представление о восточном, надвиговом контакте Бутакской пластины с докембрийскими породами дает разрез № 2, а о западном, поддвиговом (на широте пос. Тайкеткен) — разрез № 11 (см. рис. 23). Здесь кровля Бутакской пластины, представленная брекчированными сугралинскими базальтоидами, входит в контакт с мятыми и кливажированными (кливаж осевого ламинарного течения) и филлитизированными косистекскими туффитами и красными акайскими кремнистыми аргиллитами.

На широте зим. Чкалов в зоне шириной около 2 км в пластине имеется от трех до шести еще более узких (от 100 до 400 м) синклиналей (см. рис. 64). Самая восточная из них сложена сакмарскими кремнями и косистекскими туффитами (рис. 94, разрез № 8). Средние синклинали сформированы преимущественно красными и бирюзовыми, нередко рассланцованными косистекскими туффитами (рис. 94, разрез № 7), а западная синклиналь — слюдистыми песчаниками кидрясовской свиты, очень плотными, но не кливажированными. Все эти синклинали имеют вид трещин в Бутакской пластине, в которые были затянуты и раздавлены осадочные породы лежащих выше покровов. Западнее, в низовьях р. Куагаш, в условиях хорошей обнаженности в брекчированных базальтоидах средней части Бутакской пластины усматриваются лишь пологие изгибы трещин подушечной отдельности ( $\angle 10-20^\circ$ ), осложненные массой крутопадающих разрывов. Наконец, в кровле пластины, у ее контакта с Тассайской, опять появляются вертикальные трещинные синклинали с брекчированными, катаклазированными и мятыми сакмарскими кремнями, яшмами, косистекскими

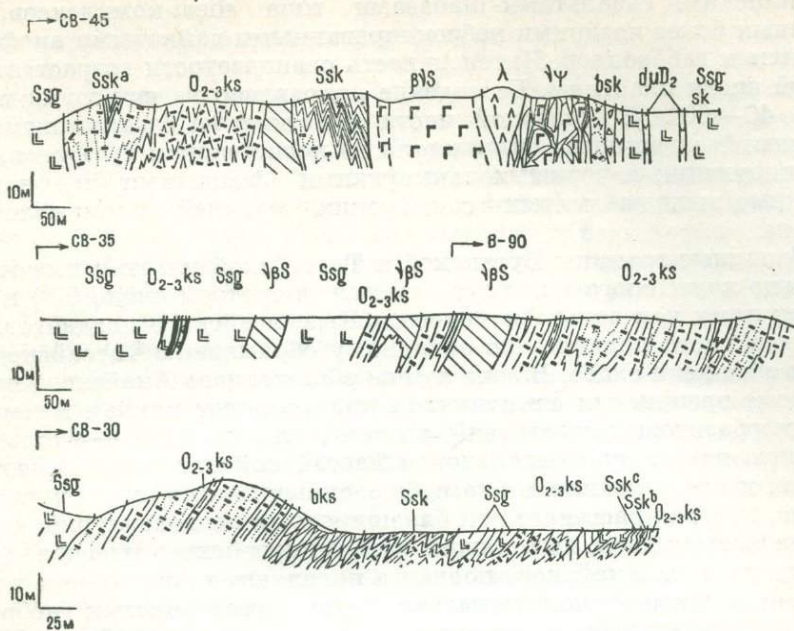


Рис. 94. Характер дислокаций покровов и «океанических» пластин в зонах поддвигов.

Вверху — разрез № 6 с «трещинными» синклиналиями, протрузивными и субвулканическими телами вкрест зоны смятия перед фронтом Акайского поддвига; правобережье р. Жаксы-Каргала. Посредине — разрез № 7 с «трещинными» синклиналиями косистекских туффитов в центральной части Бутакской мятой пластины сугралинских базальтов; северный берег р. Куагаш, восточнее Новотроицкого переезда. Внизу — разрез № 8 вкрест зоны смятия по восточному борту Бутакской мятой пластины, западнее зим. Чкалов.

туффитами и клиньями мятых габбровых брекчий (рис. 94, разрез № 6).

На юго-восточном окончании Бутакской пластины базальты-диабазы контактируют с тассайскими габброидами, которые отделяются от шандашинских узкими полосами прихотливых по форме серпентинитовых протрузий, прорывающих непосредственно и базальты пластины. Далее на юго-восток, уже в пределах Кемпирсайского массива, устанавливается провисшая в нем с мятыми не то кембрийскими, не то силурийскими кремнями в основании овальная будина рассланцованных сугралинских диабазов размерами  $2 \times 0,7$  км, контактирующая тектонически на востоке с тассайскими, а на западе с шандашинскими габбро (см. рис. 64).

Таким образом, наблюдения убеждают в том, что монотонные сугралинские базальты-диабазы деформируются путем расчленения на крупные макробудины, причем межбудинное пространство инъецируется маловязкими породами. Таковы деформации и базитовых пластин приуральской части зоны — Сугралинской будино-пластины и др. Покровные пластины базитов, видимо, теряют сплошность и распадаются на совокупность гигантских автономных будин, перекатывающихся в серпентинитовой смазке.

Тассайская пластина расположена непосредственно к западу от Бутакской. Она имеет на севере ширину 600 м, на юге 7 км. Ее юго-восточный край сложен катаклазированными габброидами Тассайского массива, западный — брекчированными и будино-сланцеватыми

сугралинскими базальтами-диабазами типа sheet-комплексов, пронизанных более поздними небрекчированными дайковыми апофизами тассайских габброидов. Интенсивность сланцеватости возрастает к западной части пластины. Ее падение направлено на юго-запад под углами 40—60°. В северной части пластины на базальтах-диабазх появляются трещинные синклинали из косистекских туффигов, тесно ассоциирующих с черными сакмарскими фтанитами и, наконец, сплошные выходы мятых сакмарских кремней Кызылфлотского покрова.

Западные границы Бутакской и Тассайской пластин имеют сравнительно крутые юго-западные падения (в среднем около 60°) и выделяются нами как зоны Акайского и Кызылсайского поддвигов. Зона Кызылсайского поддвига по западному обрамлению Тассайской пластины обнажена слабо. В зоне лучше обнаженного Акайского поддвига кроме трещинных синклиналей присутствуют клинья мятых габбро-гипербазитовых протрузий, но самое любопытное — вдоль этого поддвига, на границе Бутакской и Тассайской пластин, размещается мощная и протяженная дайка субщелочных базальтоидов чанчарского типа, которая рассекает рой близширотных позднесилурийских габбро-диабазовых даек, выходящий из Кемпирсайского массива. Висячем крыле зоны Акайского поддвига появляются синхронные с этими дайками мощные факолиты мелко-средне-грубозернистых габбро-диабазов, отдельные выходы которых прослеживаются в район с. Кызылфлот и далее на северо-запад под восточную половину Хайнсайского покрова.

Эти факты позволяют считать, что достаточно крутые позднесилурийские магматические тела и чанчарские дайки *трассируют след древней западной зоны Бенъофа*, куда, по-видимому, начинала погружаться силурийская океаническая кора, чтобы дать продукты позднего плавления (байтерекские и чанчарские магматиты).

Параллелизация покровно-надвиговых и поддвиговых структур широты Кемпирсая и Хабарного вряд ли может быть проведена надежно. Сарытогайский покров, скорее, является более глубоко эродированным аналогом Шандинского меланжа, а Сугралинская пластина — Бутакской. На самом деле восточнее Коктогайского субвулканического массива намечается зона крупного Коктогайского поддвига, за которым на поверхности Сугралинской будино-пластины отмечается масса горизонтальных нашлапок габбро-диабазовых брекчий. Можно допустить, что здесь Сугралинская пластина сначала полого, а затем и круто поддвигалась на запад под покровы сакмарских, косистекских и кидрясовских пород. Тогда Калымбайскую пластину кидрясовских пород следует считать фрагментом Алимбетовского автохтона, переброшенным на восток поверх Сугралинской пластины.

Вместе с тем большая насыщенность Сугралинской будино-пластины габбро-амфиболит-серпентинитовым материалом свидетельствует о ее залегании в виде покрова на Алимбетовском автохтоне. Тогда образование Калымбайской пластины нужно считать лишь эпизодом в сложной истории поддвигово-покровных перемещений, а аналогом Бутакской пластины юга признать Танатарскую пластину севера Сакмарской зоны. Такой вариант лучше объясняет наличие чанчарских эффузивов и даек в бассейне р. Терекла.

Не менее интересен и важен вопрос о возможности пологого восточного поддвигания океанической коры под континентальную. Как указывалось выше, детальное изучение метаморфитов по краевым габброидам Кемпирсайского массива позволило доказать реальность такого процесса.

## Кливаж в океанической коре

Слагающие основную массу юной океанической коры породы имеют магматический генезис. Обладая на ранних этапах своего образования субвертикальной (sheet-dykes) и субгоризонтальной (лавовые покровы, силлы, верхние зоны диапиров) расслоенностью, океаническая кора не имеет ни кливажа, ни кристаллизационной сланцеватости. При этом типичные для базальтовых лав шаровые и брекчиевые текстуры, брекчиевидные, вернее, сложные объемно-полигональные текстуры перидотитов, приобретенные ими при гидратации в условиях растяжения, а также особые свойства серпентина препятствуют образованию типичных для сжатых сиалических кор кливажных трещин вертикального или горизонтального ламинарного течения. На начальных этапах сжатия океанической коры серпентинитовый материал течет вверх и в стороны всей массой (будино-течение), используя шаровую, слоевую, брекчиевую и дайковую анизотропию перекрывающих базитов, заполняя во все трещины и всегда, независимо от характера движений (вертикальных или горизонтальных), производя меланж.

Слабая кристаллизационная сланцеватость проявляется в подошве обдущивающих океанических пластин, но настоящая сланцеватость в базитах развивается лишь в зонах горизонтальных и крутых поддвигов, причем в последних она имеет турбулентный характер (см. рис. 71) при преобладании субвертикальной компоненты. *Существенная разница в типе кливажных потоков континентальной и субдущивающей океанической коры обусловлена относительной свободой верхов континентальной коры течь вверх при относительной свободе низов океанической коры течь вниз после уплотнения в зонах поддвигов.*

## Перфоантиклинально-диапировые структуры

К этому типу относятся прежде всего структуры Кемпирсайского и Хабаровинского массивов. Как было показано в специальном разделе, эти массивы в твердом виде испытали значительные деформации, сопровождавшиеся будино-течением слагающих их маловязких серпентинизированных дунитов и перидотитов и протрузивными процессами.

Наиболее яркими перфоструктурами являются *Жусалинская антиклинальная зона*, служащая перемычкой между относительно простой *Хабаринской* и сложной *Кемпирсайской диапир-антиклинальными зонами*, описанная выше *Тайкеткенская (Юго-Западная) антиклинальная зона*, *антиклинальный гребень по западному обрамлению Шиликтинской синклинальной зоны* в западной части Кемпирсайского массива, *Мамытская антиклиналь* в юго-восточной части. К типу антиклинальных перфоструктур относятся также *Санасапсайская антиклинальная зона* и цепочки протрузивных тел, приуроченных к восточному борту Уралтауского (Орь-Илекского) антиклинория.

Размеры перечисленных структур составляют десятки километров в длину при ширине от первых сотен метров до 2—4 км. Сильно пережатые структуры, вроде Тайкеткенской и Жусалинской, состоят из целой серии узких (200—400 м) протрузивных антиклинальных гребней, разделенных «синклинальными» клиньями. Такие «антиклинали» очень близки по форме к трещинным синклиналям в Бутакской мятой пластине, являясь их как бы ответными структурами. И в том, и в другом случае компетентные тела базитов (габбро, диабазов, базальтов) разбиваются на будины, а в межбудинные пространства инъе-

цируют маловязкие серпентиниты (снизу) или осадки (сверху). Серпентинитам принадлежит важная роль в проталкивании в узкие зоны вязких головных габброидных тел. Таким же деформациям и будинотечению с образованием мелких перфоантиклинальных структур подвергаются серпентиниты ложа крупных покровных пластин Сакмарской зоны.

Хорошим примером подобных структур служит *Сарытогайская перфоантиклиналь*, развившаяся в одноименном покрове (рис. 95). Она вытянута в меридиональном направлении на 3 км при ширине максимум 500 м. На крыльях ее выходят базальты-диабазы сугралин-

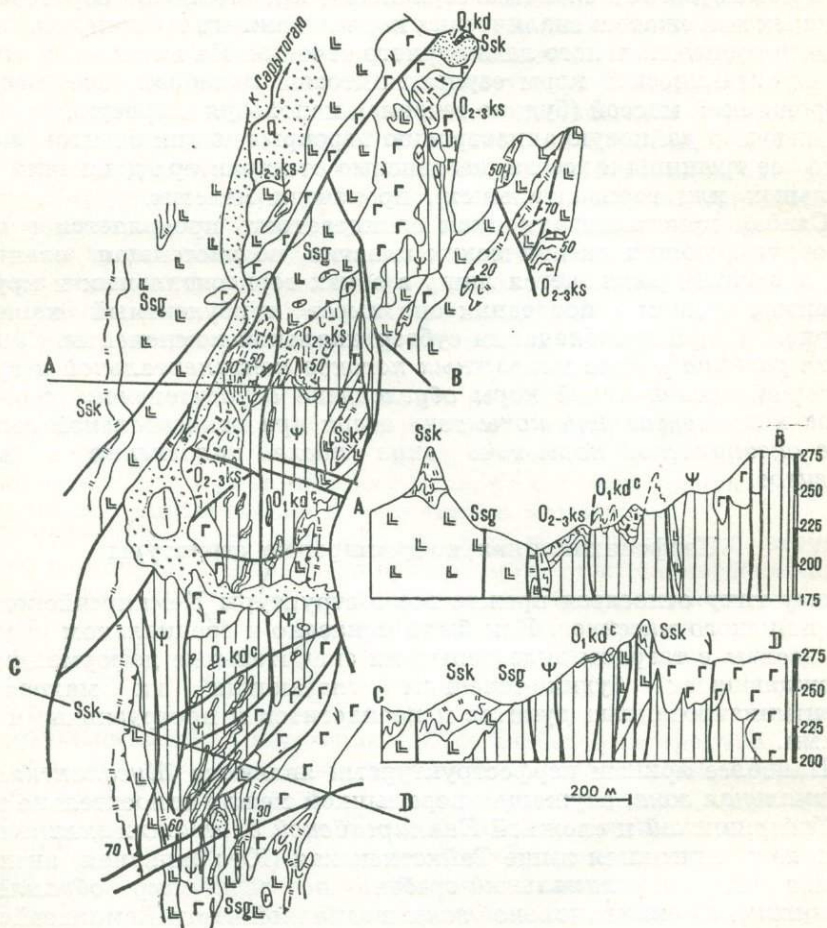


Рис. 95. Схема геологического строения Сарытогайской перфоантиклинали.

ской свиты с нащепками мятых сакмарских кремней. Ближе к ядру появляются выходы филлитизированных со слоевой сланцеватостью плейчатых туффитов косистекской свиты, в которых удастся набрать замеры, свидетельствующие о довольно крутом ( $\approx 50^\circ$ ) падении крыльев перфоантиклинали при более пологом погружении ее шарниров. Наконец, ядро складки сложено габбро-гипербазитовым меланжем, в котором крупные блоки габброидов, несколько оттесненные к крыльям складки, плавают в прихотливом по форме серпентинитовом теле, содержащем в кровле многочисленные ( $\approx 20$ ) лентообразные нащепки

мятых и мраморизованных известняков кидрясовской свиты мощностью в первые метры. Форма складки неправильная, концентрической замкнутости слоев нет. Собственно, нет и выдержанных слоев, а есть ключья однотипных пород, разбросанных по разным частям складки. На северном ее продолжении в крутопадающем восточном крыле с шириной выхода не более 100 м от ядра к периферии обнажаются будино-серпентиниты, филлиты по туффитам косистекской свиты с будинированными кварцевыми жилами, рассланцованные и будинированные базальты-диабазы сугралинской свиты, сильно гофрированные красные кремни сакмарской свиты с узкой (не более 10 м) опрокинутой складкой, сложенной силурийско-девонскими валунными конгломератами, содержащими в размыве почти все типы ордовикских и силурийских пород Сакмарской зоны, за исключением кидрясовских песчаников. Амплитуда складки превышает ее ширину. Смятость конгломератов указывает на то, что формирование перфоструктур было длительным и продолжалось в постсилурийское время.

Здесь будет уместно отметить, что в ядрах многих и более поздних антиклинальных складчатых зон, например, Шаншарской и Домбарской, «сидят» те же ядерные протрузивные массивы силурийских габбро-серпентинитов, но уже рвущие чанчарские эффузивы и егиндинские кремни. Эти массивы имеют, правда, более изометричные очертания, согласующиеся с формой девонских антиклинальных зон, поэтому некоторые исследователи связывают само появление девонских антиклиналей с воздействием поднимающихся вверх из основания покровов серпентинитовых диапиров.

Серые и красные перемятые кидрясовские известняки юго-западной части Сарытогайской перфоструктуры (они отнесены к кидрясовской свите по аналогии с известняками верховьев ручья Акбулаксай) содержат бескорневые эллипсоидные включения серпентинитов размерами с футбольный мяч (рис. 96). Такие включения обрамлены оторочками перекристаллизованных «флюидалных» известняков. Изучение шлифов показало, что в известняках из других частей перфоантиклинали обычны подобные же включения и микроскопических размеров, причем под микроскопом удастся увидеть трассы обломков. Механизм образования таких включений, видимо, достаточно прост и аналогичен «стрельбе вишневыми косточками». В ходе сжатия достигается предел прочности мраморизованных известняков, и в них стреляют будины подстилающих маловязких будино-серпентинитов. Поскольку деформации протекают в твердых породах, уровень сжимающих напряжений должен быть достаточно высоким (1000—2000 кг/см<sup>2</sup>\*), что доказывается и сильным динамометаморфизмом косистекских туффитов. По диаграммам Н. Хаста (Жропоткин, 1971) такие уровни напряжений могли быть достигнуты на глубинах 2—4 км. Возможно, эти цифры и соответствуют мощностям покровных нагромождений на Алимбетовском автохтоне в момент деформаций.

Такие факты наводят на мысль, что сжатие и гравитация могут заставлять не только маловязкие и легкие породы подниматься в верхние сечения коры, но и вязкие тяжелые породы — опускаться в мантию, т. е. само возникновение нисходящих течений может быть обязательным следствием встречи восходящих течений, поднимающихся из земного ядра.

В одном ряду с описанными выше явлениями должны рассматриваться случаи протрудирования компетентных пород некомпетент-

\* Эта цифра соответствует пределу прочности известняка-мрамора при обычных условиях

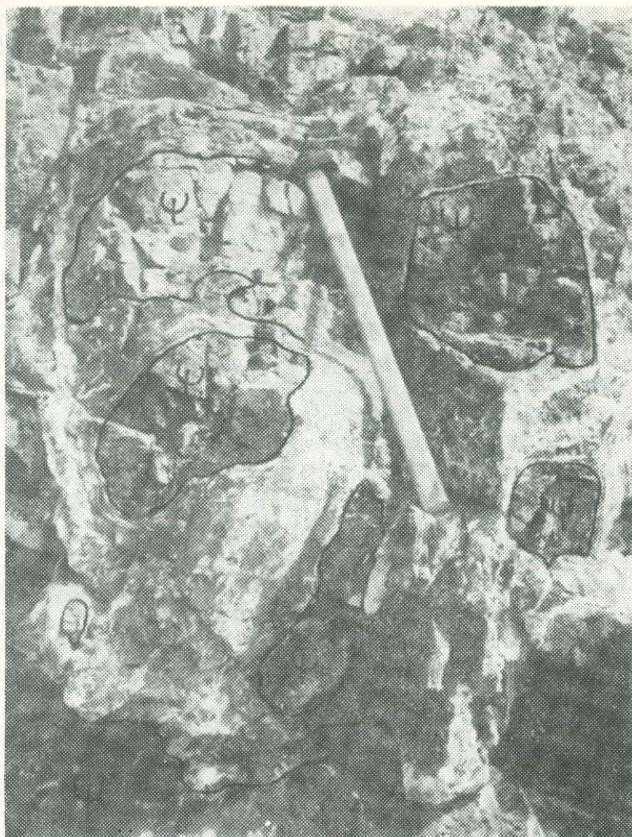


Рис. 96. Шаровые инъекции серпентинитов (Ф) в известняки ядра Сарытогайской перфоантиклинали (т. н. М-3/6-72).

ными, отмеченные при картировании Сакмарской зоны от р. Кокпекты на юге до р. Урал на севере. Наиболее многочисленны из них факты протрудирования куагачских и сугралинских эффузивов известняками.

Фаунистически охарактеризованные нижнеордовикские известняки, нередко брекчированные, формируют ветвящиеся жилы в куагачских эффузивах меланжевых зон правобережья р. Шанды, левобережья р. Жаксы-Каргала (между Карабутакским и Каргалинским покровами), правобережья р. Карабутак (по западному обрамлению Байтерекской антиклинальной зоны). В наиболее представительных обнажениях (рис. 97) устанавливается, что известняковые жилы имеют мощность в десятки сантиметров, протяженность в первые метры, вытягиваются в виде трещинных зон длиной в первые сотни метров, выклиниваются вверх, переходя в ореолы прожилковой карбонатизации. Этот протрузивный тип пород удивительно однообразен, а корни и разгадка его происхождения спрятаны в районе Чкаловского блока. Вероятно, он возник при горизонтальном перемещении пластины куагачских эффузивов по пластине кидрясовских осадков, венчавшихся, как было показано выше, карбонатной толщей. Деформации приводили к раскалыванию пластины куагачских эффузивов и отдавливанию в трещины достаточно подвижного, видимо, водонасыщенного, а нередко скомканного и брекчированного карбонатного материала.



Рис. 97. Протрузивные жилы известняков в куагачских порфиридах.

Видна брекчиевая текстура протрузивного тела, вбирающего также обломки порфиридов. Известняки содержат трилобиты хорошей сохранности. Правобережье р. Шанды (т. н. М-1/1-72).

Затем фрагменты этой «нашпигованной» известняками пластины были растащены на «спинах» других подвижных покровов на всю ширину Сакмарской зоны и до сих пор смущают и запутывают стратиграфов, принимающих тектонические клочья известняков за нормальные слои, определяющие возраст вмещающих эффузивов.

Подобные же жилы и линзы отмечены нами в сугралинских базальтах-диабазов Сарытогайского покрова от верховьев р. Алимбет до цокольной террасы р. Урал. Отличие их от куагачских жил заключается в значительной мраморизации известняков и отсутствии в них фауны. Впрочем, в приуральской части Сакмарской зоны сильно перекристаллизованы известняки и в самих разрезах кидрясовской свиты, так что большинство найденных в известняках района ручья Акбулаксай органических остатков оказывается неопределимым. Образование этого протрузивного типа пород, скорее, связано с инъекциями кидрясовских известняков в лежащие выше покровные пластины в условиях более интенсивных сжатий, о чем свидетельствуют и детали строения Сарытогайской перфоантиклинали.

К приведенной выше трактовке взаимоотношений известняков с эффузивами можно было бы относиться и подозрительно, если бы не множество других фактов, наиболее важные из которых мы перечислим ниже.

По правобережью р. Урал, западнее устья Каменной речки, сугралинские базальты-диабазы, разбитые на хорошо видимые в обнаженном скалистом обрыве будины шириной в сотни метров, протрудируются снизу в межбудинных пространствах кидрясовскими песчаниками и кремнисто-филлитовой брекчией.

По левобережью р. Калымбай, западнее ее устья, крупнопорфировые базальтовые порфириды, тесно ассоциирующие с сугралинскими базальтами, протрудируются снизу красным акайским алевролитом с обломками серых песчаников-катаклазитов. Отдельные трещины шириной от 10 до 1—3 см на протяжении целых метров

оказываются залеченными повторно отдаленным материалом. Такие «прожилки» отчетливо гаснут по восстанию.

По правобережью р. Шанды, где развиты классические протрузивные жилы кидрясовских известняков в куагачских эффузивах, отмечены не менее впечатляющие протрузии в сугралинские эффузивы тел катаклазированных гранитов размерами  $1 \times 1$  м. Здесь же в байтерекских андезитах встречены узкие (1—2 м), но длинные (в сотни метров) антиклинальные гребни, в которых эффузивы протрудированы залегающими ниже по разрезу бирюзовыми аргиллитами косистекского типа.

Таким образом, Сакмарская зона является классическим районом, подтверждающим жизненность концепции вязкостной инверсии (Паталаха, 1971).

#### ЛИНЕАРИЗОВАННЫЕ БРАХИСИНКЛИНАЛЬНЫЕ И РАЗДЕЛЯЮЩИЕ ИХ АНТИКЛИНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ

Эти структуры молоды по сравнению с описанными выше. К их числу относятся *Шевченковская* и *Егиндинская синклинальные зоны*, сложенные средне-верхнедевонскими айтпайскими брекчиями, кремнистыми и терригенными породами, *Домбарская антиклинальная* и *Медесско-Тарангульская синклинальные зоны*, сформированные среднедевонскими трахибазальтовыми брекчиями и чанчаритами. Эти зоны имеют ширину 3—6, а длину 13—26 км и разделяются *Шаншарской* и *Байтерекской антиклинальными зонами*. *Велиховская антиклинальная зона* обрамляет Егиндинскую синклинальную зону с северо-востока. Антиклинальные зоны сложены затронутыми позднедевонскими деформациями вулканитами байтерекской свиты с напшлепками покровов сакмарских кремней и шандинских известняков. Эти зоны вмещают огромное количество мелких липаритовых и дацитовых субвулканов нижнего девона. В ядрах Шаншарской, Домбарской и Велиховской антиклинальных зон сосредоточены субвулканические и интрузивные аналоги чанчарской свиты.

В антиклинальных зонах обильны также протрузивные тела силурийских габбро-серпентинитов, наиболее крупные из которых выделяются внутри зон антиклинали. Например, в Шаншарской зоне наиболее представительны Шаншарская (юго-запад) и Эрзерумская (северо-восток) антиклинали.

Все зоны имеют север-северо-восточное простирание, но, несмотря на меридиональную вытянутость каждой частной структуры, все вместе они группируются в широтный ряд, перпендикулярный к основному направлению силурийско-нижнедевонских структур. Кратко охарактеризуем некоторые типичные структуры.

*Егиндинская синклинальная зона* известна в литературе как Айтпайская синклиналь, однако ее нельзя считать простой синклиналью. При длине 15 км и ширине 4 км она состоит, по крайней мере, из двух синклиналей, осложненных бесчисленными мелкими складками. В основании структуры залегают горизонт айтпайских брекчий мощностью 100 м (см. рис. 48) из обломков силурийских и девонских кремней, чанчарских трахиандезитов и блоков живетских известняков. Клинья трахиандезитов известны по западному и восточному обрамлению восточной синклинали. В ядре размерами  $10 \times 1$  км западной, более глубокой, синклинали залегают фаменские песчаники, отсутствующие в восточной. Складки, поражающие франские кремни Егиндинской зоны и хорошо видные на отдельных отрезках правобережья

р. Егиндысай (см. рис. 37), имеют амплитуды в единицы и десятки метров при углах падения крыльев 30—40 и 60°. Многие прослой кремней обладают слоевым квиважом.

Егиндинская синклиналиальная зона в плане совпадает с более обширной структурой Кызылфлотского покрова. Это совпадение говорит о том, что поздней деформации подвергся и сам Кызылфлотский покров, как, впрочем, и многие структуры Сакмарской зоны. В этой связи отметим, что в восточном крыле Медесской синклиналиальной зоны среди черных фтанитов сакмарской свиты имеются дайки трахиандезитов, выполнявших, видимо, роль подводящих каналов среднедевонских эффузивов чанчарской свиты. В прекрасном обнажении по правобережью р. Медес видно, что эти дайки испытали поздние деформации. Они были разбиты многочисленными разноориентированными поперечными и диагональными трещинами на мелкие блоки, перемещавшиеся относительно друг друга. В результате дайки с ровными боковыми контактами превратились в бесформенные тела, напоминающие сложенную неумелой младенческой рукой и готовую рухнуть пирамиду из кубиков и призм.

Такой же стиль складчатости характерен и для егиндинских кремней Шевченковской синклиналиальной зоны. Более слабая обнаженность и пенецпленизированный рельеф кремнистого плато скрывает эти сложности и лишь при внимательном дешифрировании аэрофотоснимков и изучении обнажений удастся увидеть фрагменты картины, свойственной Егиндинской синклиналиальной зоне.

*Домбарская антиклиналиальная зона* размещается в западной части Сакмарской зоны, у ее границы с Зилаирской, и имеет размеры 12×3 км. Она сложена преимущественно трахибазальтами верхней толщи чанчарской свиты, протрудированными в ядре несколькими массивами силурийских габброидов и серпентинитов. Самый крупный из них имеет размеры 4,4×1,2 км<sup>2</sup>, а самый малый 10×10 м<sup>2</sup>. В самом малом из них, кстати, найдены 10-сантиметровые в поперечнике будины богатых хромитовых руд, окруженные со всех сторон серпофитовыми зеркалами скольжения. В западной части зоны размещается также трещинное тело габбро-сиенитов Домбарского массива, рвущее песчаники базальных слоев чанчарской свиты.

Среди чанчарских эффузивов зоны отмечается несколько десятков узких трещинных синклиналей из красных, зеленых и серых радиоляритов егиндинской свиты длиной в сотни метров и километры при ширине от единиц до десятков метров. Подобные узкие ленты и блоки девонских радиоляритов и чанчарских брекчий в виде нашлапок покоятся и на поверхности протрузивного массива серпентинитов. Любопытно, что В. Г. Кориневский не признает за слагающими эти синклинали породами возрастного единства с франскими кремнями Шевченковской зоны. Совершенно так же он поступает с сакмарскими радиоляритами трещинных синклиналей и покровов, т. е. и в том, и в другом случае трещинные синклинали считаются «прослоями» среди эффузивов, и по фауне в этих прослоях определяется возраст вулканических толщ. Следует добавить, что на поверхности зоны с останцами кремней тесно ассоциируют развалы глыб эйфельских известняков.

В западной части восточного крыла Шевченковской синклиналиальной зоны видны фрагменты таких же трещинных синклиналей по зажатым в чанчаритовых брекчиях останцам егиндинских кремней. В восточной же части этого крыла среди брекчий низов чанчарской свиты отмечаются по крайней мере три узкие (200—300 м) антиклинали с ядрами из сакмарских кремней с нашлепками эйфельских из-

вестняков и песчаников низов чанчарского разреза. Углы падения на крыльях антиклиналей варьируют от 25 до 40°.

Заключая описание девонских складчатых структур, отметим, что в общем характер смятия пары толщ чанчарские трахибазальты + егиндинские кремни остается тем же, что и пары сугралинские и байтерекские вулканиты + сакмарские кремни, хотя последней паре в общем свойственна бóльшая интенсивность смятия, которая особенно четко выявляется при количественной оценке деформации.

В главе III обращалось внимание на то, что многие разности брекчий в девонских разрезах являются тектоническими. Это позволяет говорить о горизонтальных срывах, особенно значительных в основании чанчарской и базальных слоях егиндинской свит. Очень доказательные факты проявления покровных перемещений пластин егиндинских кремней можно получить на примере покоящегося на Сарытогайском покрове крупного (4×0,6 км) тектонического останца деформированных франских радиоляритов на правобережье р. Алимбет. Важно отметить, что в противоположность силурийско-нижнедевонским покровам, перемещавшимся в западном направлении, пластины егиндинских кремней ползли на восток. Об этом свидетельствуют, в частности, наблюдения за пологими субгоризонтальными молодыми срывами, деформирующими породы западной части Сакмарской зоны. Заменителями шандинской олистостромы в это время служили айтпайские брекчи с глыбами эйфельско-живетских известняков. Мощность брекчий значительно возрастает в восточном направлении, хотя чанчарские эффузивы на востоке практически исчезают, заменяясь интрузивными эквивалентами Велиховского массива.

Выше отмечалось, что все девонские структуры группируются в широтный (Велиховский) ряд, которому на востоке Сакмарской зоны отвечает узкая серпентинитовая перемычка между раздутыми диапирами собственно Хабаровинского массива и Батамшинской зоны Кемпирса. Через раздутые диапиры севернее и южнее современной перемычки (Жусалинской антиклинальной зоны) в принципе можно провести поперечные к уральским простираниям широтные оси Хабаровинского и Батамшинского поднятий, ответных Велиховскому прогибу. Все это может доказывать, что рост Хабаровинского и Батамшинского диапиров интенсивно протекал во время позднего сжатия, образующаяся между поднятиями депрессия служила областью активного вулcano-плутонизма, а затем и вместилищем пришедших с запада покровов егиндинской свиты. Интенсивное сжатие было ответственным и за образование покровов, и за линейризацию тектоно-магматических структур.

Приведенный пример подтверждает высказанные ранее положения о *свободе течь вверх и вниз*. В рассматриваемом конкретном случае в одних поперечных структурах при сжатии реализовалась свобода гидратизированной части океанической коры течь вверх (там возникли диапиры), в других — свобода уплотненной базитовой части океанической коры течь вниз и переплавляться в новую, субщелочную базальтоидную магму (там возникли девонские вулcano-плутонические прогибы — поднятия). Причина широтной ориентировки зон кроется в изначальной анизотропии Урала, усиленной при сжатии в зонах появившихся поперечных складок.

Важно отметить, что все описанные выше структуры формировались весьма длительно, хотя в отдельные отрезки времени наблюдалось усиление деформирующих процессов, о чем будет подробнее рассказано в главе «История развития».

## ФИКСИЗМ ИЛИ МОБИЛИЗМ? (НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ)

Изложенный выше описательный материал и нарисованная картина строения Сакмарской и Орь-Илекской зон как будто бы свидетельствуют в пользу мобилистских концепций геологической истории Урала. Но это все слова, а есть ли цифры, доказывающие такую картину?

Наблюдения за морфологией складок, их сжатостью, плейчатостью, асимметричностью, кливажом и сланцеватостью в структурных зонах разного порядка были обработаны по методикам лаборатории экспериментальной тектоники ИГН АН КазССР (Паталаха, Смирнов, Поляков, 1974). Результаты обработки сведены в таблицу (табл. 7).

Прежде всего отметим, что на примере мугоджарских структур хорошо подтверждается установленная нами для Атасу-Жамшинского междуречья закономерная смена типов складчатости и кливажа с глубиной (Авдеев, 1968). В пределах Орь-Илекского антиклинория, как внутризвгеосинклинального сиалического блока, существуют также три яруса складчатости с разнотипным кливажом: 1) глубокий — со слоевой кристаллизационной сланцеватостью, 2) средний — с кристаллизационной сланцеватостью, а в верхней части — с кливажом осевого ламинарного течения, 3) верхний, хорошо представленный в Сакмарской и Зилаирской зонах, — со складками изгиба, секуще-слоевым (в покровах) или нечетко выраженным слоевым кливажом или без него. Эта закономерность указывает на некомпетентность (низкую вязкость) при деформациях нижних и верхних слоев земной коры при компетентности (большой вязкости) ее среднего слоя, который, как и в районе Атасу-Жамшинского междуречья, имеет вулканоплутоническую природу (рис. 98).

По интенсивности сжатия (деформированности), оцениваемой компонентой сжатия, выделено пять, а по интенсивности плейчатости, оцениваемой амплитудами мельчайших складчатых форм, — шесть классов складок.

Графики, отстроенные по данным таблицы 7 в координатах сжатость — плейчатость, сжатость — отношение истинных мощностей в замках и крыльях складок, глубинная колонка — сжатость, позволяют сделать следующие, на первый взгляд парадоксальные, выводы (рис. 99).

Между плейчатостью и сжатостью разнородных реальных толщ существует не прямая, как думают многие исследователи, а обратная связь, т. е. *чем сильнее сжатость толщ, тем слабее в них плейчатость*. Правда, эта закономерность маскируется отчетливо выраженной тенденцией, подмеченной Е. И. Паталахой и др. (1974): с увеличением сжатости толщ увеличивается масштабный спектр складок (рис. 99).

Между сжатостью толщ и отношением истинных мощностей в замках и на крыльях складок в них существует три типа зависимостей (рис. 99): 1) отношение мощностей слоев остается постоянным независимо от сжатости толщ, что справедливо для складок изгиба; 2) отношение мощностей возрастает при увеличении сжатости, что отвечает гибридным складкам изгиба — течения; 3) отношение меняется в широких пределах и при одной и той же сжатости толщ. Этот тип отвечает либо чистому слоевому или осевому течению, либо предельному случаю вязкого изгиба со слоевым течением. Он особенно характерен для глубоких зон, где деформации не зависят от напряжений, т. е. для ряда слоев достигается предел текучести, и их течение приобретает спонтанный характер.

| № п/п | № т.н.   | Структурная зона и ее порядок |                                  | Порода, свита                                   | Отношение мощностей к-крыла, з-замка |                      |
|-------|----------|-------------------------------|----------------------------------|---|--------------------------------------|----------------------|
|       |          | I                             | II                               |   | осевых (о)                           | истинных (и)         |
| 1     | 2        | 3                             | 4                                | 5   | 6                                    | 7                    |
| 1     |          | Зилаирская                    |                                  | Конгломераты карбона                            | —                                    | $M_{и}^з = M_{и}^к$  |
| 2     | 19/20-72 | САКМАРСКАЯ                    | Егиндинская синклинальная зона   | Кремни и сланцы егиндинской свиты               | —                                    | $M_{и}^з = M_{и}^к$  |
| 3     |          |                               | Карабутацкий покров              | Кремни-фтаныты сакмарской свиты                 | —                                    | $M_{и}^з = M_{и}^к$  |
| 4     | 20/6-71  |                               | Иткольсайский покров             | То же   | $M_o^к = 1,7M_o^з$                   | $M_{и}^з = M_{и}^к$  |
| 5     | 9/5-75   |                               | Калымбайская пластина            | Красные яшмы сакмарской свиты                   | —                                    | —                    |
| 6     | 9/1-75   |                               | То же                            | Кремни-фтаныты сакмарской свиты                 | —                                    | —                    |
| 7     | 2/1-75   |                               | » »                              | Песчаники-алевролиты кид-рясовской свиты        | Отношение осей конкреций 1,5:1,25:1  |                      |
| 8     | 36/1-71  |                               | Кенсайранский покров             | Туффиты косистекской свиты                      | —                                    | —                    |
| 9     | 7/0-75   |                               | То же                            | Кремни сакмарской свиты                         | —                                    | —                    |
| 10    | 3/7-75   |                               | » »                              | Туффиты (аргиллиты) косистекской свиты          | —                                    | —                    |
| 11    | 16-72    |                               | Косистекский покров              | То же   | $M_o^к = 3M_o^з$                     | $M_{и}^з = M_{и}^к$  |
| 12    | 8-71     |                               | Байтерекская антиклинальная зона | Кремнистые сланцы сакмарской свиты              | —                                    | —                    |
| 13    | 13/22-71 |                               | Подкызылфлотские покровы         | Филлитизированные туффиты косистекской свиты    | $M_o^к = 0,5M_o^з$                   | $M_{и}^з = 3M_{и}^к$ |
| 14    | 9/9-72   |                               | Сугралинская будино-пластина     | Базальты-диабазы сугралинской свиты и габброиды | —                                    | —                    |
| 15    | 3/2-75   |                               | Танатарская пластина             | Кремни сакмарской свиты                         | —                                    | $M_{и}^з = M_{и}^к$  |

Таблица 7

| Кливаж   | Компонента сжатия<br>$\left(\frac{L_H - L_K}{L_H}\right), \%$ | Интенсивность сжатости<br>(усл. ед.) | Асимметрия | Амплитуда складок,<br>м | Интенсивность пloyчатости<br>(усл. ед.) | Механизм образования складок |                       |
|--|---|--------------------------------------|------------|-------------------------|---|------------------------------|-----------------------|
| 8  | 9   | 10                                   | 11         | 12                      | 13                                      | 14                           |                       |
| —  | 35—45   | 1                                    | —          | 1000                    | 1                                       | Изгиб                        |                       |
| Слоевой, проявлен только в глинистых разностях | 50—60   | 3                                    | —          | 1—10                    | 4                                       |                              |                       |
| Слоевой, проявлен только в углистых разностях  | 56—66   | 3                                    | —          | 1—10                    | 4                                       |                              |                       |
| То же  | Комплекс складок 52—62<br>Одна складка 33                     | 3                                    | —          | 1—10                    | 4                                       |                              |                       |
| » »  | 87  | 5                                    | —          | 0,1—1—10                | 5                                       |                              |                       |
| » »  | 43  | 2                                    | —          | 1—10                    | 4                                       |                              |                       |
| Слоевой, проявлен только в алевролитах         | $\varepsilon_c = -19$ (по конкрециям)                         | 1                                    | —          | 10                      | 3                                       |                              |                       |
| Плохо выраженный, слоевой                      | 90  | 5                                    | —          | 10                      | 3                                       |                              |                       |
| Осевой плоскости                               | 82  | 5                                    | —          | 10                      | 3                                       |                              |                       |
| То же  | 73  | 4                                    | —          | 1—10                    | 4                                       |                              |                       |
| Секуще-слоевой                                 | 83—93   | 5                                    | —          | 100                     | 2                                       |                              |                       |
| Слоевой  | 77  | 5                                    | —          | 0,1—1—10                | 5                                       |                              |                       |
| Осевой плоскости                               | 52 (микроскоп.)<br>55—72 (макроскоп.)                         | 5                                    | >10        | 1—10                    | 4                                       |                              | Течение больше изгиба |
| Разноориентированная трещиноватость            | 56  | 3                                    | —          | —                       | —                                       |                              | Будинаж               |
| Слоевой  | 67  | 4                                    | —          | 0,1—1—10                | 5                                       |                              | Изгиб                 |

| 1  | 2        | 3            | 4                                    | 5  | 6                          | 7  |
|----|----------|--------------|--------------------------------------|--|----------------------------|--|
| 16 | 8/3-75   | Сакмарская   | Танатарская пластина                 | Кремни сакмарской свиты                            | —                          | —  |
| 17 | 27/4-73  |              | Бутакская мятая пластина             | Кремнистые сланцы дангазанской или сакмарской свит | —                          | —  |
| 18 | 48/2-73  | Орь-Илекская | Эбетинская зона мятых чешуй          | Кремнистые сланцы сакмарской свиты                 | —                          | —  |
| 19 | 24/2-73  |              | То же                                | То же  | —                          | —  |
| 20 | 48/2-73  |              | » »                                  | » »  | —                          | —  |
| 21 | 48/1-73  |              | » »                                  | Алевролиты кидрясовской свиты                      | —                          | —  |
| 22 | 16/10-73 |              | Дангазанская                         | Метаморфогенные кварцевые жилы                     | $M_o^K = 5-6M_o^3$         | $M_{и}^3 = 3-5M_{и}^K$<br>до $M_{и}^K = 0$ |
| 23 | 52-73    | ОРЬ-ИЛЕКСКАЯ | Лушниковско-Чаушская                 | То же, в песчаниках чаушской свиты                 | $M_o^K = 3-4M_o^3$         | $M_{и}^3 = 6M_{и}^K$<br>до $M_{и}^K = 0$   |
| 24 | 23/16-75 |              | То же                                | Конгломераты чаушской свиты                        | Отношение осей галек 6:3:1 |  |
| 25 | 52/13-73 |              | » »                                  | Песчаники чаушской свиты                           | $M_o^K = 2M_o^3$           | $M_{и}^3 = 6M_{и}^K$                       |
| 26 | 22/16-75 |              | » »                                  | Порфиroidы лушниковской свиты                      | —                          | —  |
| 27 | 23/1-75  |              | Эбетинская                           | Кварциты эбетинской свиты                          | —                          | —  |
| 28 | 14/30-75 |              | То же                                | Сланцы эбетинской свиты                            | —                          | —  |
| 29 | 14/28-73 |              | » »                                  | То же  | —                          | —  |
| 30 | 36/10-73 |              | » »                                  | » »  | —                          | $M_{и}^K = 0$                              |
| 31 | 14/6-73  |              | Мамытская антиклиналь (северо-запад) | Амфиболиты   | $M_o^K = 3-6M_o^3$         | $M_{и}^3 = 10M_{и}^K$                      |
| 32 | 12/20-73 |              | Мамытская антиклиналь (восток)       | Эклогитоподобные породы                            | $M_o^3 = 0,6M_o^3$         | $M_{и}^3 = 2M_{и}^K$                       |

| 8  | 9                            | 10 | 11   | 12         | 13 | 14                    |                       |
|--|------------------------------|----|------|------------|----|-----------------------|-----------------------|
| Слоевой                                  | 42                           | 2  | —    | 0,1—10     | 5  | Изгиб                 |                       |
| Сekuще-слоевой                           | 41                           | 2  | —    | 0,01—1     | 6  | Изгиб равен течению   |                       |
| Осевой плоскости                         | 70 (по радиолариям)          | 4  | —    | —          | —  | Течение больше изгиба |                       |
| То же                                    | 68 (по складкам)             | 4  | >5   | 10         | 3  |                       |                       |
| » »                                      | 45 (по птigmatитовым жилкам) | 2  | —    | 0,01       | 6  |                       |                       |
| » »                                      | 66 (по конкрециям)           | 4  | —    | —          | —  |                       |                       |
| Сekuще-слоевой. В жилах не проявлен      | 64                           | 4  | >10  | 0,1—1—100  | 5  |                       |                       |
| Осевой плоскости. В жилах не проявлен    | 70                           | 4  | >2   | 0,1—1      | 5  | Изгиб больше течения  |                       |
| То же                                    | $\epsilon_c = -62$           | 4  | —    | —          | —  |                       |                       |
| » »                                      | 48                           | 2  | >2   | 0,1—1      | 5  |                       |                       |
| » »                                      | 66—72                        | 4  | —    | 10—100     | 3  |                       |                       |
| Слоевая кристаллизационная сланцеватость | 61—70                        | 4  | —    | 1—10       | 5  |                       |                       |
| То же                                    | 57—59                        | 3  | —    | 0,01—1—10  | 6  |                       |                       |
| » »                                      | 36—40                        | 1  | —    | 0,01—1—10  | 6  |                       |                       |
| » »                                      | 37                           | 1  | >2,5 | 0,01—1—10  | 6  |                       | Предел вязкого изгиба |
| » »                                      | 50                           | 2  | 2    | 0,01—1—100 | 6  |                       | Изгиб больше течения  |
| » »                                      | 40                           | 1  | —    | 0,01—1—10  | 6  |                       | Течение больше изгиба |

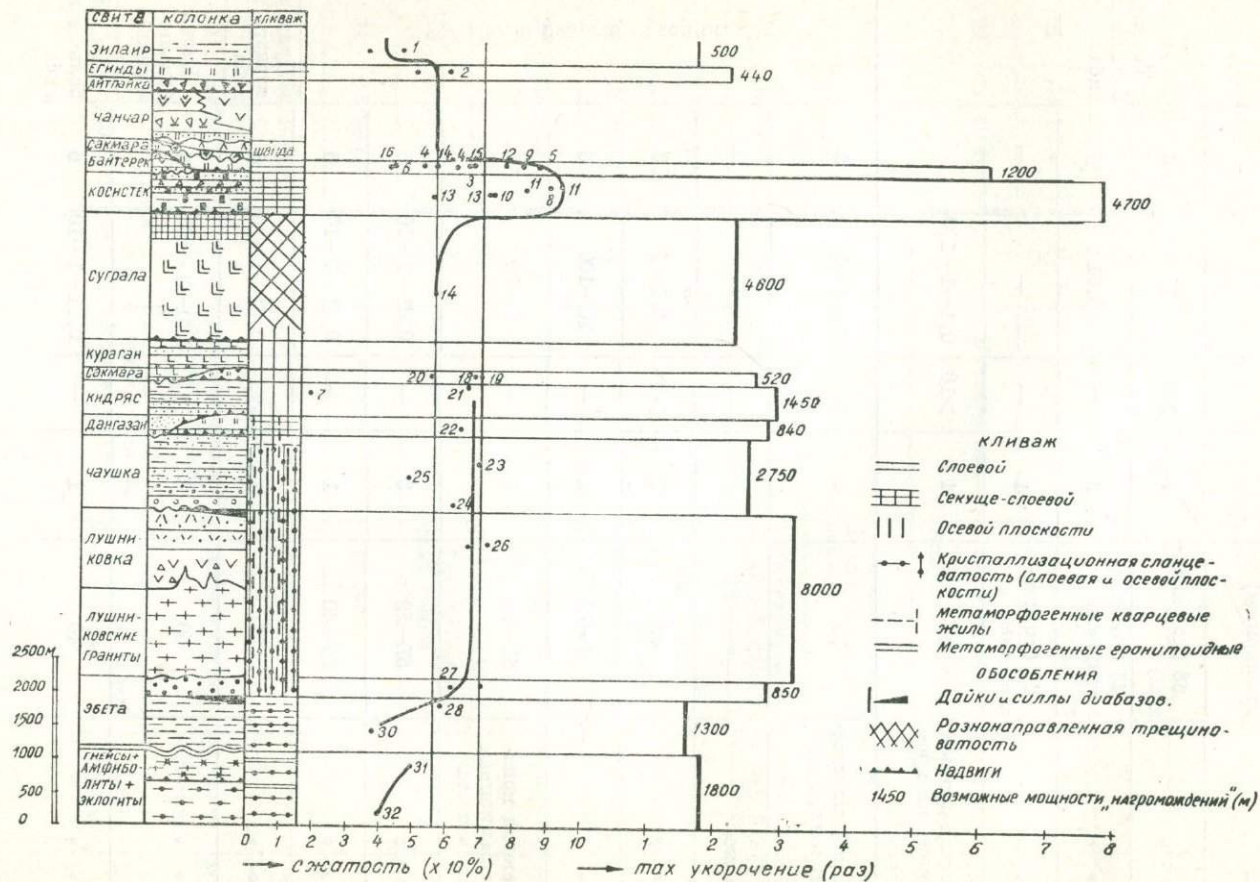


Рис. 98. Сводная стратиграфическая колонка Сакмарской и Орь-Илекской зон с данными о деформациях толщ.

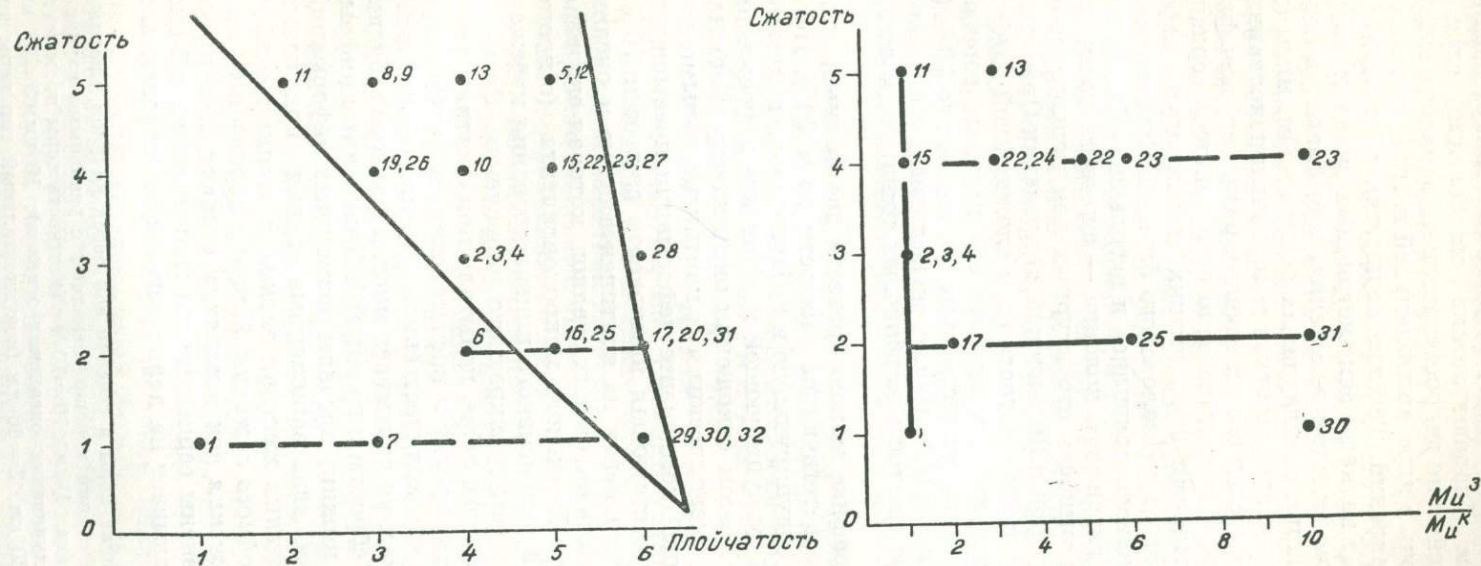


Рис. 99. Диаграммы сжатость — площатость и сжатость — отношение истинных мощностей (замка:крыла) для пород Сакмарской и Орь-Илекской зон.  
 Нумерация точек соответствует нумерации точек рис. 98 и порядковым номерам табл. 7.

*Максимум сжатости толщ отвечает условиям их свободного изгиба (открытой системы).* Такой свободы не имеют глубинные образования Орь-Илекского антиклинория (закрытой или стесненной системы). Единственно, чем обладают легкие маловязкие слои этой системы в условиях действия гидростатического давления и бокового стресса — свободой течь в ядра антиклиналей изгиба, как областей существенного спада давлений. Течение осуществляется вдоль крыльев и шарниров, создает каскады асимметричных складок, возможно, обладающих рисунком складок волочения, при благоприятных условиях приводит к генерации соскладчатых очагов магм, мигм (эквивалентами мигм можно считать маловязкие серпентинизированные перидотиты, хотя, конечно, механизм их течения различен) или флюидов.

В Орь-Илекской структуре дело ограничилось серпентинитовыми диапирами и флюидами из-за низких температур деформируемых толщ, хотя в основании Чкаловского блока и Кураганской зоны в силуре — девоне, видимо, появились и небольшие объемы кислых магм.

На графике глубинная колонка — сжатость толщ (рис. 99) подчеркивается автономность структурных зон первого порядка — Орь-Илекской, Сакмарской и Зилаирской. В пределах Орь-Илекской и Сакмарской зон минимумы сжатости (при сложнейшей пloyчатости в докембрии!!!) характерны для нижних структурных горизонтов (40%). К верхним горизонтам сжатость толщ возрастает до 70% (сакмарская свита на Орь-Илеке) и 90% (косистекская свита в Сакмарской зоне). В Зилаирской зоне сжатость карбоновых толщ, вероятно, не превышает 40—55%.

На том же графике можно провести две прямые, параллельные оси ординат и соответствующие сжатости 55 и 70%. Первая прямая удачно разделяет обдуцирующую и субдуцирующую компоненты океанической коры. В субдуцирующей компоненте деформации пород не превышают 55%. В этом отношении океанические базальты оказываются сходными с океаническими и континентальными метаморфитами. В обдуцирующей компоненте деформации превышают 55%. Вторая прямая, соответствующая компоненте сжатости 70%, разделяет обдуцирующую компоненту на континентальную и океаническую составляющие. Та часть океанических осадков, которая оказалась надвинутой на окраину Орь-Илекского микроконтинента (с промежуточным типом коры) ценой интенсивного кливажирования избежала «прокрустовы ложа» более чем трехкратного укорочения. Слои осадков, оставшиеся на океанском ложе, испытали при сжатии пяти-десятикратное укорочение (сакмарская и косистекская свиты Сакмарской зоны). Следует заметить, что количественная оценка деформаций по использованным методикам не учитывает многих факторов (будино-деформации, движения по сбросам и надвигам). Полученные цифры могут рассматриваться как нижние пределы возможных деформаций.

Таким образом, явно заниженные оценки показывают *вероятность двойного сужения жестких блоков с океанической и континентальной корой, тройного сужения блоков с переходной корой и пятидесятикратного сужения зон океанических осадков*, к которым, видимо, могут быть приравнены серпентиниты гидратированной океанической коры\*. Все это указывает на давно известную геологам автономность

\* Речь идет о типах коры в сечении зон перед началом сжатия. Полученные на основе наблюдений оценки хорошо совпадают с реальными вариациями мощностей кор различного типа: 1 км×10=10 км (мощность коры промежуточного типа, образованной путем скучивания океанических осадков); 10 км×3=30 км (континентальный тип коры); 30 км×2=60 км (континентальный тип коры под молодыми складчатыми горами).

смятия разнотипных фундаментов и чехлов и, несомненно, подчеркивает необходимость таких горизонтальных перемещений для закрытия эвгеосинклинальных пространств, которые может обеспечить только планетарная конвекция подкорового вещества.

### КРУТОПАДАЮЩИЕ РАЗЛОМЫ

Анализ геологических карт убеждает в том, что в Сакмарской и Орь-Илекской зонах прямолинейностью и хорошей выраженностью в плане и разрезе обладают только молодые и омоложенные разломы, связанные, скорее, с позднеорогенной, полуплатформенной и неотектонической историей развития Урала.

К омоложенным разломам относится выпуклый на восток (в плане) *Главный Уральский разлом*, отделяющий Орь-Илекскую зону от Зеленокаменной и представленный серией параллельных разрывов, имеющих восточное падение под углом  $70^\circ$ . В его зоне с разбросами к западу и востоку от линий молодых разрывов размещаются Санасайская, Мамытская и Юго-Восточная (рудная) перфоантиклинальные зоны и мелкие серпентинитовые протрузии. Разлом является сбросом с приподнятым западным и опущенным восточным крылом, в прошлом, скорее, правым сбросо-сдвигом. Возможно, он играл роль поверхности, направляющей вглубь субдуктивную ветвь базитов Сакмарской зоны, так как почти вдоль всей линии современного разлома тянутся фации эклогитоподобных пород черного комплекса (восточное крыло Мамытской складки, Казанкойганская полоса и др.). Хорошо выражен в рельефе.

Омоложенный разлом (в прошлом, видимо, сбросо-надвиг с пологим западным падением), известный в литературе под названием *Каргалинского*, отделяет Зилаирскую зону от Сакмарской. Имеет волнистую в плане форму. Обнажен плохо и детали его строения неизвестны, хотя открыт он давно (Яншин, 1932).

*Кемпирсайско-Хабарнинский разлом* с простиранием  $S3-340^\circ$  почти параллелен северному отрезку Главного Уральского разлома. Диагонален по отношению к ожерелью серпентинитовых массивов, так как проходит вдоль западной периферии Хабарнинского и восточной — Кемпирсайского массивов. Параллельно этому разлому тянется Джусалинская перфоантиклинальная зона.

Не менее четко выражены серии поперечных, почти перпендикулярных к субмеридиональным разрывам, трещин с обычным простиранием  $BCB-60-70^\circ$ , группирующихся в более интенсивные сквозные зоны: *Калымбайскую*, *Айтпайскую*, *Бутакскую*, *Куагашскую*, *Тыгашинскую* (названы по ручьям и речкам, русла которых проложены по этим зонам), с шагом между ними  $10-20$  км.

Каждая структурная зона первого порядка обладает некоторой автономией трещинной решетки поперечных разрывов, выражающейся в их разной густоте, преломлении при переходе из одной зоны в другую или усложнении трещинного рисунка. Например, в западной части Сакмарской зоны проявляются разрывы с простираниями  $ZC3-290-310^\circ$ . Преломление разрывов четко проявлено на границах Орь-Илекской и Сакмарской, Сакмарской и Зилаирской зон. Подобная автономия, характерная для многих регионов, показывает, что из существования глобальных трещинных систем нельзя делать далеко идущие генетические выводы, якобы отрицающие мобилизм. Анизотропия, близкая ныне существующей, была не менее интенсивно выражена и в позднем силуре, что хорошо видно по роям многочисленных продольных и поперечных позднесилурийских диабазовых даек в

|  |    |  |    |  |    |  |    |  |     |
|--|----|--|----|--|----|--|----|--|-----|
|  | 1  |  | 22 |  | 43 |  | 63 |  | 82  |
|  | 2  |  | 23 |  | 44 |  | 64 |  | 83  |
|  | 3  |  | 24 |  | 45 |  | 65 |  | 84  |
|  | 4  |  | 25 |  | 46 |  | 66 |  | 85  |
|  | 5  |  | 26 |  | 47 |  | 67 |  | 86  |
|  | 6  |  | 27 |  | 48 |  | 68 |  | 87  |
|  | 7  |  | 28 |  | 49 |  | 69 |  | 88  |
|  | 8  |  | 29 |  | 50 |  | 70 |  | 89  |
|  | 9  |  | 30 |  | 51 |  | 71 |  | 90  |
|  | 10 |  | 31 |  | 52 |  | 72 |  | 91  |
|  | 11 |  | 32 |  | 53 |  | 73 |  | 92  |
|  | 12 |  | 33 |  | 54 |  | 74 |  | 93  |
|  | 13 |  | 34 |  | 55 |  | 75 |  | 94  |
|  | 14 |  | 35 |  | 56 |  | 76 |  | 95  |
|  | 15 |  | 36 |  | 57 |  | 77 |  | 96  |
|  | 16 |  | 37 |  | 58 |  | 78 |  | 97  |
|  | 17 |  | 38 |  | 59 |  | 79 |  | 98  |
|  | 18 |  | 39 |  | 60 |  | 80 |  | 99  |
|  | 19 |  | 40 |  | 61 |  | 81 |  | 100 |
|  | 20 |  | 41 |  | 62 |  | 82 |  | 101 |
|  | 21 |  | 42 |  |    |  |    |  |     |

Рис. 100. Условные обозначения ко всем геологическим схемам и разрезам.  
 I. Стратифицированные и субвулканические образования. 1 — современные аллювиальные и пролювиальные отложения долин рек и ручьев, на многих схемах сняты; 2 — верхний девон, франский ярус, егиндинская свита, тонкослоистые кремнистые, глинисто-кремнистые и карбонатно-кремнистые породы (радиоляриты); 3 — средний девон, айтпайские брекчии (возможно, тектонические) из обломков силурийских и девонских кремней, живетских известняков и чанчарских эффузивов;

4 — среднедевонские аналоги чанчарской свиты — субщелочные диоритовые порфи- риты; 5 — средний девон, эйфельский ярус, низы чанчарской свиты, полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты с флорой, кремнистые аргиллиты; 6 — нижний девон, кобленцкий ярус, шандинская свита, органогенные известняки, полимикто- вые олистостромовые брекчи, дацитовые лавы; 7 — нижнедевонские субвулканиче- ские флюидалльные и лентиккулитовые фельзиты, фельзит-порфиры и кварц-полево- шпатовые порфиры дацито-липаритового и липаритового состава, в полях развития вулканитов байтерекской и куагачской свит; 8 — нижний девон, жединский (?) ярус, байтерекская свита, синие слоистые андезитовые туффиты, лавы и туфы андезито- вых и базальтовых порфиритов, дацитовые лавы, туфокогломераты смешанного состава; 9 — верхний силур — нижний девон, лудловский и жединский (?) ярусы, куагачская свита, аркозо-вулканомиктовые песчаники, конгломераты, лавы базаль- тового, андезитового и дацитового состава, туфы и игнимбриты дацитового, дацито-ли- паритового и липаритового состава; 10 — верхний силур, нижний лудлов, цефалопо- довые известняки; 11 — силур, лландовери — нижний лудлов, сакмарская свита, нерасчлененная, красные яшмы, черные фтаниты, серые слоистые и конкрецион- ные кремни (радиоляриты); 12 — верхний силур, нижний лудлов, верхи сакмар- ской свиты, серые слоистые и конкреционные кремни (радиоляриты); 13 — силур, лландовери — нижний лудлов, средняя часть сакмарской свиты, горизонт черных фтанитов (радиоляритов с граптолитами); 14 — нижний силур, лландовери, низы сакмарской свиты, горизонт красных марганценосных яшм (радиоляритов); 15 — си- лур, субвулканические аналоги сугралинской свиты, уралитизированные габбро- диабазы и габбро; 16 — силур, сугралинская свита, подушечные и шаровые лавы толеитового и спилитового состава (базальты, вариолиты, диабазы); 17 — средний — верхний ордовик, косистекская (губерлинская) свита, бирюзовые кремнистые поро- ды, туфоаргиллиты, туфоалевролиты, туфопесчаники липаритового состава и брек- чи всех перечисленных пород; 18 — нижний ордовик, лланвири, мелкозернистые зеленые песчаники и алевролиты; 19 — нижний ордовик, тремадок (+ арениг), кид- рясовская свита, нерасчлененная, аркозо-глауконитовые песчаники, алевролиты, известняки; 20 — нижний ордовик, верхний тремадок или арениг, кидрясовская свита, верхняя подсвита (толща), органогенные известняки, преимущественно про- трузивные жилы; 21 — нижний ордовик, верхний тремадок, цераптопигиевые слои, кидрясовская свита, средняя подсвита (толща), нерасчлененная, зеленовато-серые конкреционные алевролиты и аргиллиты, реже мелко-, средне-, до грубозернистых аркозо-глауконитовые песчаники; 22, 23 — та же подсвита, расчлененная на пакки (сверху вниз): 22 — алевролитовую, 23 — песчано-алевролитовую; 24 — нижний ордовик, нижний тремадок, кидрясовская свита, нижняя подсвита (толща), нерас- члененная, крупно- и среднезернистые аркозовые и существенно кварцевые песчани- ки, гравелиты, мелкогалечные конгломераты; 25, 26 — та же подсвита, расчленен- ная на пакки (сверху вниз): 25 — мелкозернисто-песчаниковую, 26 — грубозернисто- песчаниковую; 27 — кембрий, даггазанская свита, углисто-кремнистые и кремни- стые (микрокварцитовые) сланцы; 28 — рифей и венд, породы чаушской (а), лушник- овской (б) и эбетинской (в) свит, неразделенные; 29 — венд, чаушская свита, нерасчлененная, метаморфизованные полимиктовые песчаники и алевролиты; 30— 33 — та же свита, расчлененная на толщи (сверху вниз): 30 — красноцветных поли- миктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, 31 — светлых полимиктовых песча- ников и гравелитов, 32 — серых полимиктовых песчаников и зеленых алевролитов, 33 — конгломератов, песчаников и палевых алевролитов; 34 — рифей, лушников- ская свита, нерасчлененная, метаморфизованные лавы, туфы и игнимбриты дацито- андезитового, дацито-липаритового состава; 35—37 — та же свита, расчлененная на толщи (сверху вниз): 35 — светлых лентотуфов и лав дацито-липаритового и липа- ритового состава, 36 — ритмично-слоистых туфов андезито-дацитового состава, 37 — зеленовато-серых лентотуфов дацито-андезитового состава; 38 — рифей, эбетинская свита, нерасчлененная, метаморфические сланцы и кварциты; 39 — рифей, эбетин- ская свита, верхняя подсвита (толща), нерасчлененная, светлые метаморфические сланцы и кварциты; 40—42 — та же подсвита, разделенная на пакки (сверху вниз): 40 — белых кварцитов, 41 — филлитовидных сланцев, 42 — белых слюдястых квар- цитов; 43 — рифей, эбетинская свита, нижняя подсвита (толща), нерасчлененная, темные метаморфические сланцы и кварциты; 44, 45 — та же подсвита, расчленен- ная на пакки (сверху вниз): 44 — черных порфиروбластических слюдясто-углисто- кварцевых сланцев, 45 — черных графитистых кварцитов; 46 — средний протероз- ой, кызылкаинская свита, амфиболиты (а), гнейсы (б), светлые слюдястые кварциты с порфиробластами альмандина (в).

II. *Плутонические и малоинтрузивные образования.* 47 — девонские андезитовые, диоритовые и габбро-диоритовые порфиры; 48 — верхнесилурийские габбро-диа- базы даек (а), пойкилитовые диабазы, разнозернистые до грубозернистых габбро-диа- базы факолитов (б); 49 — силурийские крупновкрапленные диабазовые порфиры факолитов; 50, 51 — жильные тела: 50 — внутриплутонных плагиопегматов и сил- лекситов, 51 — внутриплутонных иситов и апофизальных спессартитов; 52—53 — силурийский кемпирсайский расслоенный комплекс (сверху вниз): 52 — габбро-диа-

Кемпирсайском и Хабарнинском массивах и за их пределами. Большинство поперечных даек сейчас свойственны почти строго широтные простирания.

Вдоль некоторых из поперечных разрывов, видимо, происходили сбросовые или сбросо-сдвиговые перемещения, например, по Айтпайской и Тыгашинской зонам, ограничивающим единый Батамшинский блок. Айтпайская и Калымбайская зоны в принципе ограничивают уже упоминавшийся выше Велиховский блок Сакмарской зоны с проявлением субщелочного базальтоидного вулканоплутонизма в среднем девоне.

---

базы краевой группы, 53 — габбро верхней зоны, 54 — троктолиты (форелленштейны), 55 — меланократовые троктолиты — плагиоклазовые перидотиты (форелленштейны), 56 — порфиroidные гарцбургиты (серпентиниты), 57 — дунит-энстатитит-гарцбургиты (серпентиниты), 58 — гарцбургит-дуниты (серпентиниты); 59—65 — силурийский хабарнинский расслоенный комплекс (сверху вниз): 59 — габбро-диабазы — габбро краевой группы и верхней зоны, 60 — габбро-нориты, 61 — тылаиты (плагиоклазовые пироксениты), 62 — клинопироксениты, 63 — клинопироксенит-дуниты, 64 — дуниты с верлит-пироксенитовыми телами, 65 — дунит-гарцбургиты (серпентиниты); 66 — метаморфизованные габбро-диабазы даек (а) и факолитов (б) венд-кембрийского (?) возраста; 67, 68 — рифейские метаморфизованные гранитоидные комплексы: 67 — дайки гранит-порфиров, 68 — разнoзернистые граниты лущинковского комплекса.

III. *Тектонизированные плутониты и метаморфиты по ним.* 69 — амфиболиты II группы, подверженные регрессивным преобразованиям; 70 — тонкоплитчатые амфиболиты III группы (фашия низких температур и умеренных давлений, переходы к зеленосланцевой); 71 — амфиболиты и эклогитоподобные породы II группы с гранатом и цоизитом (фашия средних температур и высоких давлений); 72 — амфиболиты и горнблендиты I группы (фашия высоких температур и умеренных давлений); 73 — амфиболиты с реликтовыми будинами габбро-норитов и троктолитов; 74—78 — крупные сланцеватые будины протрузивных тел и тектонических покровов: 74 — нижнедевонских кварцевых диоритов — трондьемитов иткольсайского комплекса, 75 — силурийских габбро-серпентинитов, 76 — габбро, 77 — клинопироксенитов, 78 — серпентинитов; 79 — серпентин-талъковые породы протрузивных тел.

IV. *Некоторые литологические знаки.* 80: а — конгломераты, б — седиментационные и неясного происхождения брекчии; 81: а — известняки в автохтонных выходах, б — крупные, часто перемещенные глыбы известняков в шандинской олистостроме, в — протрузивные тела известняков верхов кидрясовской свиты; 82 — горизонты красных яшм в сакмарской и косистекской свитах; 83: а — алевритовые и кремнисто-аргиллитовые туффиты, б — грубообломочные брекчии косистекской свиты; 84 — куагачские вулканы, неразделенные; 85 — туфы смешанного состава; 86: а — липариты, б — липаритовые игниспумиты; 87: а — дацитолипаритовые, б — дацитовые лавы; 88: а — лавы, б — слоистые туффиты, в — агломератовые туфы андезитового состава; 89 — базальты (лавы); 90 — подушечные лавы (базальты, вариолиты, диабазы) толеитового и спилитового состава; 91: а — тектонические брекчии, б — крупные будины в полях развития меланжа; 92: а — псаммитовые, б — алевритовые терригенные породы разных свит, на разрезах — сакмарские фтаниты, франские егиндинские кремни, а также филлитизированные косистекские туффиты; 93: а — кварцевые жилы, б — баритовые тела.

V. *Прочие знаки.* 94—97 — элементы залегания: 94 — а — слоистости, б — слоистости для шарниров складок, 95 — гравитационной расслоенности магматических и квазиматических тел, 96 — сланцеватости: а — несовпадающей, б — совпадающей со слоистостью, 97 — кристаллизационной сланцеватости: а — несовпадающей, б — совпадающей со слоистостью и гравитационной расслоенностью; 98 — отделившиеся и частично прослеженные структурные линии: а — в покровах сакмарских кремней, б — в прочих породах; 99 — характер рисунка складок волочения в структурных сечениях; 100 — разрывные нарушения: а — крутые, б — крупные пологие (надвиги); 101 — места находок ископаемых остатков: а — фауны, б — флоры.

К ВОПРОСУ О КОРРЕЛЯЦИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ  
ТОЛЩ ЗАПАДНОГО И ВОСТОЧНОГО  
СКЛОНОВ УРАЛА

Посвятная корреляция стратифицированных образований различных зон Урала, особенно для докембрия, затруднена дробностью и запутанностью стратиграфических схем. Хотя авторы той или иной схемы уверены, что она «отражает существующую в природе последовательность залегания пород» (Романов, 1973), выработать единодушно одобряемую схему корреляции до сих пор не удается. Запутанность стратиграфии обусловлена, скорее всего, плохой обнаженностью толщ при их сильной тектонической нарушенности и неоднозначном метаморфизме. Как правило, в стратиграфических схемах нагромождается одна на другую масса свит и серий с собственными названиями, но однотипной литологией. Так, по крайней мере, обстоит дело с докембрием Уралтау.

*Запад.* Более надежна и обоснована стратиграфия охарактеризованных строматолитами рифейских толщ Башкирского антиклинория (Келлер, 1968), залегающих с размывом на тараташских железистых кварцитах протерозоя и связанных своим формированием с размывом преимущественно восточного края Русской платформы\*. Здесь выделяются три серии — бурзянская, юрматинская и каратавская соответственно нижнего, среднего рифея и верхнего рифея — венда, каждая из которых начинается конгломерат-песчаниковыми толщами с преобладанием аркозового материала и венчается аргиллитами, мергелями, известняками и доломитами. Суммарная мощность серий превышает 14 км. Исследователи отмечают складчатые движения, сопровождавшиеся внедрениями гранитов на границах между нижним и средним рифеем и в конце верхнего рифея. На рифейских образованиях несогласно залегают конгломераты и полимиктовые песчаники ашинской серии венда мощностью до 1 км. В связи с лучшей разработанностью схемы докембрия Башкирского антиклинория имеет смысл сопоставить с башкирскими разрезы Орь-Илекского антиклинория как южного продолжения Уралтау.

Черноцветные сланцевые толщи *низов эбетинской свиты*, соответствующие *карамолинским* сланцам максютовской серии Уралтау, могут сопоставляться с углистыми сланцами *среднерифейской зигазино-комаровской свиты* Башкирского антиклинория. Бластопсаммитовые

\* Сейчас появляются данные о ненадежности и этой схемы: бурзянская серия может оказаться дорифейской, зигальгинские и зильмердакские песчаники — разновозрастными и т. д.

и бластоалевритовые кварциты *верхов эбетинской свиты*, скорее всего, отвечают аркозовым и кварцевым песчаникам, кварцито-песчаникам верхнерифейской *зильмердакской свиты* каратавской серии Башкирского антиклинория. Если эти аналогии подтвердятся дальнейшими исследованиями, тогда будет целесообразно разделить эбетинскую свиту, по крайней мере, на две самостоятельные свиты (снизу вверх): *тайкеткенскую свиту* углистых сланцев, кварцитов и филлитов и *эбетинскую* кварцитовую.

Аналоги порфиroidов *лушниковской свиты* присутствуют даже в зоне Уралтау Полярного Урала (сообщение В. Н. Пучкова). И хотя они не отмечаются в разрезах Уралтау Южного Урала, у нас есть серьезные основания заподозрить там их присутствие. Во-первых, В. А. Романов описывает в составе *уткальской* (1973, стр. 77) и *мазаринской* свит (там же, стр. 85) сланцы с порфиробластами альбита и олигоклаза. Во-вторых, он указывает на проявление в период предмазаринского перерыва интрузивного магматизма Уралтау (Тирлянский массив гранитоидов). Положения в разрезе уткальских и мазаринских пород и возраст Тирлянского массива требуют уточнения, но важно присутствие в зоне Уралтау Южного Урала и порфиroidов, и гранитов.

На примере палеозойских косистекской и байтерекской свит Сакмарской зоны замечено, что пепловые туфы андезитового, дацитового и липаритового состава, осаждающиеся в морских условиях, часто теряют реликты пепловых текстур и приобретают очень специфичные бирюзовые тона, обусловленные, по-видимому, наличием в них как вторичных, так и тонкодисперсных аутигенных минералов типа глауконита-селадонита. Последний выполняет поры и пустоты в эффузивных породах, будучи по составу эквивалентным глаукониту.

Этот характернейший признак позволяет предполагать, что аналогами дацитовых туфов *лушниковской свиты* Орь-Илека являются ярко-зеленые тонкослоистые алевролиты и аргиллиты *инзерской свиты* верхнего рифея Башкирского антиклинория. Зеленые алевролиты и аргиллиты этой свиты как бы закономерно вторгаются в существенно карбонатные разрезы катавско-миньярского типа, что весьма обычно для кислых пепловых туфов, легко переносимых воздушными потоками на значительные расстояния от центров извержений. Возраст инзерских пород достаточно надежно определяется по аутигенному глаукониту как верхнерифейский (870—930 млн. лет) и соответствует возрасту глауконитов из песчаников серафимовской свиты Предуралья Краевого прогиба (960 млн. лет). Таков, видимо, и возраст пород *лушниковской свиты*.

Конгломераты, песчаники и сланцы *чаушской свиты* по литологии аналогичны терригенным породам *ашинской серии*, развитой как на крыльях Башкирского антиклинория, так и в ряде пунктов Уралтау Южного Урала. Обращает на себя внимание большая полимиктность *чаушских* песчаников и их приближение к грауваккам. Это свидетельствует о том, что во время формирования *ашинской серии* интенсивно размывались амфиболиты осевой зоны Урала.

*Восток.* По данным Н. Ф. Мамаева (1965), в Восточно-Уральской зоне выделяется чулаксайская свита, состоящая из кварцево-хлоритовых, слюдисто-графитистых, углисто-кремнистых, углисто-кварцевых, кварцево-слюдистых сланцев, кварцитов и порфиroidов. По логу Чулаксай эти породы перекрываются породами *рымникской свиты*, в составе которой отмечаются кристаллокластические туфы и песчаники, аналогичные *ашинским*. Здесь же присутствуют охарактеризованные фауной нижнего кембрия породы *санарской свиты* и терригенные

породы с фауной нижнего ордовика. Чулаксайская и рымникская свиты, судя по приводимым данным, являются сборными. В чулаксайской свите нельзя не увидеть присутствие аналогов эбетинской и лушниковской свит, а в рымникской — лушниковской и чаушской. Весьма любопытно появление здесь эквивалентов кидрясовской свиты западного склона Урала.

Если аналогии между докембрийскими толщами западного и восточного склонов Урала правомерны, тогда следует констатировать симметрию Урала относительно осевой зоны метаморфид, сложенной мигматизированными амфиболитами, гнейсами и кристаллическими сланцами высоких ступеней метаморфизма с нашлепками графититых кварцитов, шебектинских песчаников (в нижней, бескарбонатной и «немой» части эти песчаники чрезвычайно сходны с чаушскими) и более молодых пород.

Ранее предполагалось (Абдулин, 1973), что породы зоны метаморфид могут коррелироваться с глубокометаморфизованными рифейскими толщами Башкирского антиклинория. Однако в связи с изложенными выше данными\* сейчас представляется более вероятным древний, дотараташский возраст этих образований, расширяющихся к югу, в сторону Северо-Устьюртского срединного массива. Наложение рифейского и палеозойского метаморфизма и гранитизации на эти породы практически лишает возможности дать им более точную возрастную привязку.

При такой трактовке становится очевидным, что структуры палеозоид Урала наследуют основные элементы плана байкальских или даже более древних структур.

---

\* А также в связи со спорностью вопроса о принадлежности к рифею бурзянской серии самого Башкирского антиклинория.

К ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ  
УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

---

Структурный план Земли, созданный в течение байкальской складчатости, предопределил размещение главнейших структурных элементов Земли на протяжении всей ее последующей истории.

*А. А. Богданов*

В этом разделе, не претендуя на полноту рассмотрения проблемы, отметим лишь главные моменты, проливающие, на наш взгляд, свет на отдельные важные вехи истории развития системы.

Прежде всего, следует отметить, что дорифейская история ее остается весьма дискуссионной. Исследователи указывают на преимущественно широтную ориентировку структур в метаморфизованных в условиях гранулитовой фации тараташских железистых кварцитах протерозоя, аналогичных по составу и возрасту кварцитам Курской магнитной аномалии. Однако в крупном плане магнитные аномалии востока Русской платформы близмеридиональны или во всяком случае параллельны ее восточному краю, а соответственно и контурам рифейских прогибов западного склона Урала. На восточном его склоне аналоги тараташских железистых кварцитов как будто бы отсутствуют, однако в меридиональной Кустанайской структурно-формационной зоне палеозоя (Ксенофонов, 1975) интенсивно проявлены интрузивные комплексы, сопровождающиеся уникальными железорудными месторождениями контактово-метасоматического типа. Образование специализированных на железо комплексов, примером которых служат оспенные габбро-диориты Давыдовского месторождения, может указывать на присутствие в докембрийском фундаменте зоны обогащенного магнетитом субстрата, давшего при анатексисе и палингенезе обогащенные железом расплавы.

По этим данным нужно предполагать существование в протерозое двух близмеридиональных полос развития формации железистых кварцитов (западной и восточной), разделенных широким клином раннедокембрийских образований.

Залегающие на тараташском комплексе предположительно нижнерифейские основные вулканы айской свиты, по данным В. И. Ленных (Ленных, Петров, 1974), относятся к формации субщелочных базальтоидов и отвечают не эвгеосинклинальному началу бурзянской серии, а заключительным этапам развития протогеосинклинали протерозоя.

В таком случае рифейская история западного склона Урала есть история миогеосинклинальных бассейнов, в которых накопились толщи терригенно-карбонатных формаций трех или четырех циклов рифея значительной мощности. Эти толщи подверглись смятию в складки и надвиганию в западном направлении, причем доломиты

нижней, бурзянской, серии на границе нижнего и среднего рифея были прорваны гранитами рапакиви Бердяушского плутона, свойственными окраинам древних платформ.

Юрматинской серии Башкирского антиклинория в зоне Уралтау коррелятны более глубоководные лептогеосинклинальные углисто-кремнисто-сланцевые формации максютовской серии, видимо, присутствующие и на восточном склоне Урала, и в его центральной части. Накопление черносланцевых формаций завершилось на границе среднего и верхнего рифея поднятием, метаморфизмом и гранитизацией центрального ядра Урала и образованием по его западной и восточной периферии сначала толщ кварцито-песчаников (фаллаховая формация), а затем вулканитов и плутонитов умеренно-кислого и кислого состава (порфиновые и гранитовые формации Уралтау и Зауралья).

Дальнейший рост центрального поднятия привел к формированию вендской ашинской серии конгломератов и полимиктовых песчаников (молассовая формация), перекрывших все более древние породы не только миогеосинклинальных бассейнов, но и вулканоплутонических поясов и метаморфид центрального поднятия. Именно этим объясняется большая полимиктовость пород чаушской свиты. В условиях сжатия и подъема континентализованной коры формировались базитовые малые интрузии каялинского комплекса габбро-диабазовой формации. Кое-где на западе поднятия отмечаются тиллиты горно-ледникового типа.

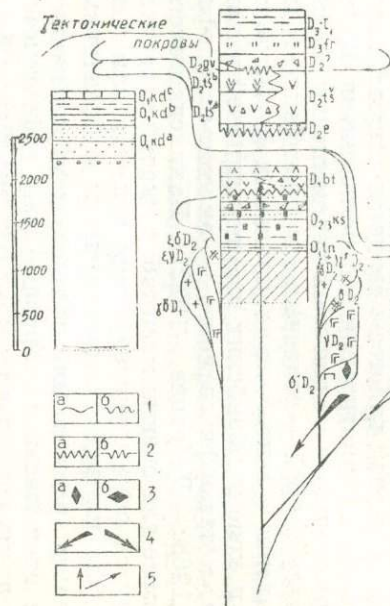
В кембрии сnivelированный Урал был вовлечен в новую фазу прогибания. В это время в нем наметились лептогеосинклинали и разделяющие их геосинклинальные поднятия. В лептогеосинклинальных зонах накапливались осадки карбонатно-кремнистой формации, сходной с углисто-глинисто-кремнистой формацией Северо-Западного Каратау и Жебаглы (Табылдиев, Чербянова, 1973), а в геосинклинальных — терригенно-карбонатные породы типа шебектинской свиты Восточно-Мугоджарского антиклинория, сходные с преимущественно карбонатными формациями Малого Каратау. В связи со спорностью кембрийского возраста толщ и их неясным положением во многих зонах кембрийский этап развития Урала представляется наименее ясным (Касымов, 1969, 1971, 1972).

Рифейско-кембрийская история Урала, по-видимому, укладывается в рамки обычных фиксистских представлений о геосинклинальном процессе, однако могут обсуждаться гипотезы о развитии Урала: 1 — в условиях непрерывающегося горизонтального сжатия и 2 — в условиях попеременных горизонтальных сжатий и слабых растяжений. В пользу первой гипотезы свидетельствуют широкое проявление метаморфизма и гранитизации в ядре поднятия, кислого магматизма по его обрамлению и надвиговых перемещений по периферии системы, в пользу второй — вовлечение в прогибание геосинклинальных зон, проявление в лептогеосинклинальных формациях рифея и докембрийском цоколе кембрийских геосинклиналей инъекций базитового материала, метаморфизованного в эклогит-глаукофановых фациях (Ленных, 1968; Добрецов, 1972). Палинспастические построения, привлекаемые для оценки масштабов сжатий и растяжений (Романов, 1974) кажутся пока преждевременными, так как положенные в их основу карты и разрезы еще слишком субъективны.

С раннего ордовика или позднего кембрия начинается качественно новый этап развития Урала — этап рифтогенеза. Рифты закладываются вдоль границ всех крупных рифейских бассейнов и создан-

← К РУССКОЙ ПЛАТФОРМЕ

ПЕРЕХОДНАЯ КОРА

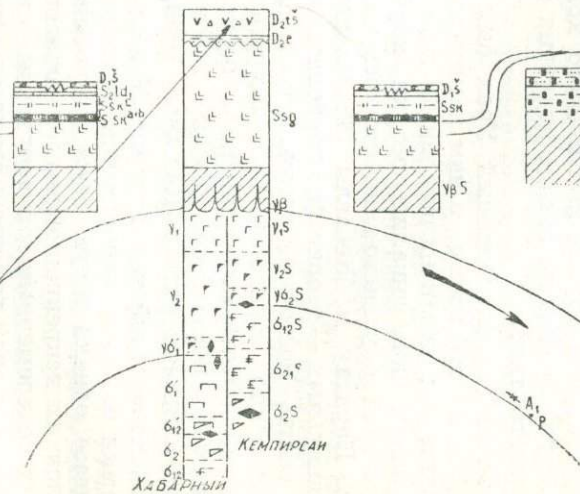


СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОЛОНКИ

с данными по тектонике и магматизму

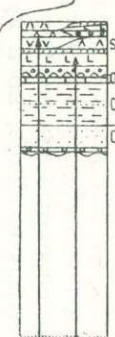
САКМАРСКАЯ ЗОНА

ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА



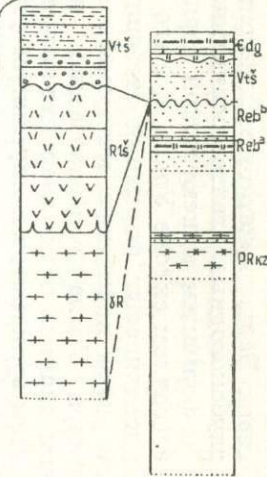
Тектонические покровы

ПЕРЕХОДНАЯ КОРА



ОРЬ-ИЛЕКСКАЯ ЗОНА

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА



КЕМПИРСКИ

ХАБАРСКИ

ных на их месте байкальских структур — вдоль границ бывших миогеосинклиналей и вулканоплутонических поясов [Сакмарская зона между Башкирским и Уралтауским (Орь-Илекским) антиклинориями], вдоль границы центрального поднятия и вулканоплутонических поясов [Зеленокаменная (или Тагило-Магнитогорская) и Иргизская зоны соответственно по западному и восточному обрамлению Восточно-Мугоджарского (Урало-Тобольского) антиклинория]. При этом внутренние меридиональные блоки континентальной коры, соответствующие главным структурно-формационным зонам докембрия, выступили в роли «разъезжающихся» микроконтинентов, между которыми формировалась, а затем была уничтожена океаническая кора.

Механизм развития краевых рифтовых зон Урала можно продемонстрировать на примере Сакмарской зоны (рис. 101, 102).

Образование Сакмарского рифта начинается с растяжения и утонения континентальной коры. Чкаловский блок показывает удивительные факты резкого утонения докембрийских разрезов эбетинской, лушниковской и чаусской свит (до 400 м) с сохранением их полноты. На склонах разверзающегося рифта вследствие размыва бортов Башкирского антиклинория и Орь-Илекского микроконтинента формируется трансгрессивная карбонатно-терригенная формация — кидрясовская свита нижнего ордовика, отличающаяся от рифейских миогеосинклинальных формаций Башкирского антиклинория значительно меньшей мощностью и слабым развитием верхней карбонатной части разреза. Многие исследователи полагают, что на этапе рифтогенеза кидрясовское осадконакопление сопровождалось мелководным контрастным базальт-липаритовым или непрерывным базальт-андезит-дацит-липаритовым вулканизмом. К таким вулканогенно-осадочным «грабеновым» фациям относят обычно куагачскую свиту, которой приписывается раннеордовикский или средне-позднеордовикский возраст. Нашими исследованиями установлено, что куагачская свита не может быть древнее лланвиерна, однако нам кажется более вероятным ее силуро-девонский возраст. При этом свойственный ей вулканизм не менее логично вписывается в историю смыкания Сакмарской зоны.

Рис. 101. Палеостратиграфический профиль через Сакмарскую и Орь-Илекскую зоны. Условные обозначения те же, что и на рис. 100. Дополнительные индексы. *Стратифицированные образования*.  $D_3-C_1$  — верхний девон — нижний карбон, фаменский и турнейский ярусы, неразделенные, зилайская свита, полимиктовые песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, известняки;  $D_2^{gv}$  — средний девон, живет-

ский ярус, органогенные известняки;  $D_2^{ts}$  — средний девон, эйфельский и живетский (?) ярусы, чанчарская свита, субщелочные андезитобазальты;  $D_2^{tsb}$  — средний девон, эйфельский и живетский (?) ярусы, чанчарская свита, верхняя подсвита (толща), лавы и брекчии субщелочных андезитобазальтов;  $D_2^{tsa}$  — средний девон, эйфельский и живетский (?) ярусы, чанчарская свита, нижняя подсвита (толща), брекчии субщелочных базальтовых порфиритов;  $D_2^e$  — средний девон, эйфельский ярус, органогенные известняки.

*Плутонические образования*. Среднедевонский Велиховский массив:  $\gamma D_2$  — граниты дополнительной интрузивной фазы,  $\gamma \delta D_2$  — гранодиориты и  $\delta D_2$  — диориты монцитовидного типа,  $\nu D_2$  — биотит-роговообманково-пироксеновое габбро главной интрузивной фазы,  $\delta'_1 D_2$  — донные залежи титаносных клинопироксенитов и косьвитов. Среднедевонский Домбарский массив:  $e \delta D_2$  — сиениты дополнительной интрузивной фазы,  $e \nu D_2$  — биотит-роговообманково-пироксеновое габбро главной интрузивной фазы.

*Прочие знаки*. 1: а — размывы, б — угловые несогласия; 2: а — залегание на тектонических покровах, б — формирование вышележащих отложений одновременно с шарфированием; 3 — залежи титаномангнетитов (а) и хромитов (б) в расслоенных интрузивах; 4 — направление субдукции пластин океанической коры; 5 — связи магматитов с глубинными очагами.

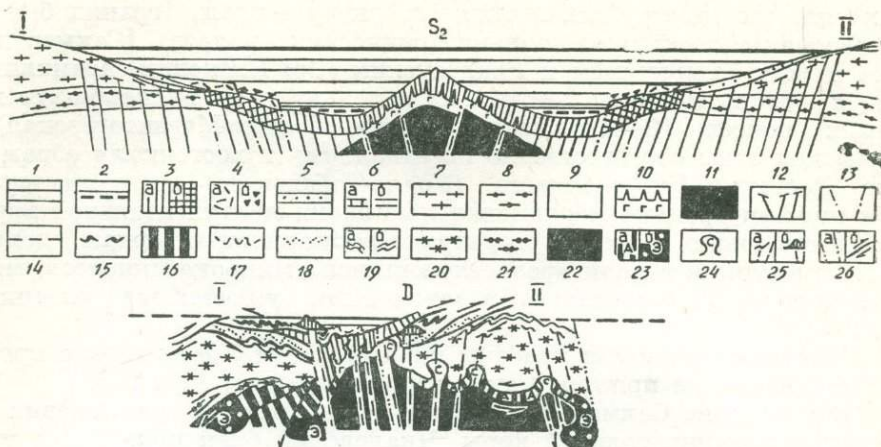


Рис. 102. Сечение Сакмарской и Орь-Илекской зон на этапах максимального растяжения в верхнем силуре ( $S_2$ ) и сжатия в девоне (D).

Для этапа растяжения: 1 — морской бассейн; 2 — яшмы, фтаниты и кремни сакмарской свиты лландовери — нижнего лудлова; 3: а — базальты-диабазы юной океанической коры (сугралинская свита силура), б — диабазы — ранние субвулканические аналоги сугралинской свиты; 4: а — липаритовые туфы, туффиты и кремнистые аргиллиты косистекской свиты среднего — верхнего ордовика, б — склоновые брекчи косистекской свиты; 5 — аркозы, алевролиты и известняки кидрясовской свиты нижнего ордовика (тремадок, арениг, лланвири); б: а — известняки, б — известняки и черные фтаниты дангазанской свиты кембрия; 7 — докембрийские образования восточной окраины Русской платформы или ее краевых структур (I) и Орь-Илекского микроконтинента (II) — «гранитный» слой (верхний их уровень отвечает нижнему ордовика); 8 — «базальтовый» слой основания платформы и микроконтинента; 9 — «верхняя мантия», 10 — габброиды верхней зоны Кемпирсайского диапира; 11 — перидотиты и дуниты основания Кемпирсайского диапира; 12 — дайки и силлы диабазов — субвулканических аналогов сугралинской свиты силура в блоках докембрия; 13 — сбросы Сакмарской рифтовой зоны и ее срединного хребта.

Для этапа сжатия: 14 — уровень обмелевшего моря; 15 — смятые тектонические чешуи сакмарских радиоляритов; 16 — уплотненные и погруженные пластины сугралинских базальтоидов; 17 — смятые тектонические чешуи косистекских туффитов; 18 — смятые и, возможно, сорванные с основания пластины кидрясовских терригенно-карбонатных пород; 19 — смятые: а — известняки, б — фтаниты кембрия; 20 — сжатый вместе с секущими его диабазовыми телами «гранитный» слой платформы и микроконтинента; 21 — повторно пережатый «базальтовый» слой основания платформы и микроконтинента; 22 — юная верхняя мантия из перидотитов, дунитов и хромититов Кемпирсайского диапира; 23: а — амфиболиты, б — эклогитоподобные породы и эклогиты зон субдукции, развившиеся по габброидам верхней части Кемпирсайского диапира (восток) или по габброидам и сугралинским базальтоидам (запад); 24 — вторичные диапиры серпентинитов, обладающих низкой плотностью; 25: а — дайки и факолиты позднесилурийских габбро-диабазов, б — контрастные и дифференцированные вулканиты позднего силура и девона; 26 — разломы сжатия: а — взбросы, б — надвиги и подвиги (стрелками указаны направления перемещений пластин и субдукции блоков).

Растяжение континентальной коры привело к насыщению водой утоненной перемычки осевой зоны рифта. В условиях повышенного теплового потока и большой водонасыщенности пород докембрия начались их частичное плавление и фреатические извержения материала перемычки с образованием кристаллокластических и пепловых туфов, накопившихся на склонах и дне рифтового бассейна в виде толщ бирюзовых туфов-туфопесчаников и туффитов-аргиллитов косистекской свиты среднего — верхнего ордовика (формация зеленых липаритовых туффитов — подводных аналогов наземных кислых туфов). Эти толщи при дальнейшем разверзании рифта поставляли материал для образования крупноглыбовых склоновых брекчий верхов

косистекской свиты. Подобные косистекские туфы и туффиты формировались, по-видимому, и в других рифтовых зонах, например, в Зеленокаменной, откуда они, возможно, были выдавлены на смежные структуры, сохранившись в виде узкого тектонического клина в Балкынбай-Домбаровском грабене.

Еще растяжения в центральной части рифтовой зоны появилась юная океаническая кора из толеитовых базальтов-диабазов, наращивавшаяся обычным механизмом *sheet-dykes* с синхронными излияниями потоков подушечных лав (формация толеитовых базальтов-диабазов, сугралинская свита, аналогичная актогайской свите Зеленокаменной зоны) и формированием силлов и даек диабазов в пределах докембрийского фундамента Орь-Илекской зоны.

На заключительных этапах образования океанической коры в центральной части рифта возник срединный хребет, ширина которого примерно отвечала поперечникам Хабаровинского и Кемпирсайского массивов. Хребет появился благодаря последовательным инъекциям мощных полужидких клиньев — диапиров мантийного происхождения — равных, менее глубинных, приведших к образованию расщепленных тел хабарнинского типа (габбро-норит-клинопироксенит-дунит-гарцбургитовой формации) и поздних, более глубинных и хромитоносных тел кемпирсайского типа (габбро-троктолит-энстатитит-дунит-гарцбургитовой формации). Зона расширялась к югу, поэтому естественно ориентировать поиски хромитовых руд на район Даульского гипербазитового массива. Эти диапиры, зародившись на больших глубинах, видимо, служили поставщиками толеитовых магм при наращивании океанической коры в период сугралинского вулканизма. Соответственно разной глубине зарождения Хабаровинский диапир поставлял более богатые железом, щелочами, известью и кремнекислотой, а Кемпирсайский — более сухие и магниезиальные толеитовые магмы. Следы истечения базальтовых магм из этих диапиров фиксируются по ксенолитам родингитов в гипербазитах. Длительно протекавшее частичное плавление крупных диапировых тел способствовало сегрегации хромитовых зерен в крупные пластовые обособления. Верхние габбро-пироксенитовые и троктолитовые горизонты диапиров сформировались уже после их внедрения под основание юной океанической коры. Об этом свидетельствуют многочисленные апофизы закаленных краевых габброидов тассайского типа в сугралинских базальтах.

На этапах максимального растяжения диабаз-габбро-гипербазитовые клинья осевой зоны рифта претерпели интенсивную гидратацию (серпентинизацию и зеленокаменное перерождение) с замещением безводных темноцветов серпентином и роговой обманкой.

По бортам расширяющегося рифта в ходе подводных извержений толеитов при их реакциях с морской водой высвобождались кремниевая кислота, известь и другие окислы, высаживающиеся частью органическим путем в виде красных, обогащенных железом и марганцем, радиоляритов — яшм и карбонатных илов низов сакмарской свиты\*. В то же время сугралинские базальтоиды ощелачивались в спилиты. На этапе затухания вулканизма по бортам срединного хребта сформировались черные фосфатоносные фтаниты — радиоляриты средней части разреза сакмарской свиты (лландовери — нижний лудлов), а в условиях обмеления рифтового бассейна — серые конкреционные кремни и ортоцератитовые известняки верхов сакмарской свиты

\* Отложение таких илов близ срединно-океанических хребтов установлено современными океанологическими исследованиями (Страхов, 1974).

(нижний лудлов). В целом сакмарскую свиту можно отнести к типичным представителям глубоководной эвгеосинклинальной кремнистой формации.

За этапом растяжения последовало сжатие рифтовой зоны, начавшееся в верхнем лудлове. Оно привело к сближению Орь-Илекского микроконтинента и Русской платформы, которое вначале осуществлялось путем горизонтальных срывов и поддвигания плит под микроконтиненты и платформы.

Субдукция протекала по законам потенциального плотностного барьера и вязкостной инверсии. Суть этих законов заключается в следующем. *Затягиванию в зону Беньофа или под микроконтиненты поддаются лишь плотные и вязкие породы, в то время как легкие (сакмарские кремни и косистекские туффиты) и маловязкие (серпентиниты) породы скучиваются в аллохтонные массы перед передовыми фронтами поддвигов и надвигаются на уплотненные и смятые автохтоны (и их кидрясовский чехол в сторону как Русской платформы, так и Орь-Илекского микроконтинента).*

В сечении Сакмарской структуры появился типичный элемент альпийской покровной тектоники «Voraneilen der jüngeren Schichten» (Рутен, 1972) — опережение более молодыми слоями, а именно покровы кремней сакмарской свиты (наиболее молодых осадков геосинклинальной серии силура) были выброшены на самые большие расстояния к западу и востоку от оси Сакмарской зоны. Следует только отметить, что покровные перемещения были длительными и как предшествовали позднесилурийско-нижнедевонскому вулканизму, так и продолжались после него.

Плотные базальты и диабазы сугралинской свиты в основном затягивались в западном направлении по достаточно круто наклоненной зоне Коктогайско-Акайского поддвига, хотя на стыке с Орь-Илекским микроконтинентом на востоке и Русской платформой или ее краевыми структурами на западе они частично напозлали на автохтоны, тектонически перекрывая докембрийские, ордовикские и девонские породы. Перекрытия плотными породами менее плотных противоречат закону потенциального плотностного барьера, однако следует отметить, что таким движениям помогали гидратизированные гипербазиты Хабарнинского и Кемпирсайского массивов, приподнимаемая восточные клинья сугралинских пород и поставляя серпентинитовую смазку западным чешуям, представляющим собой, по существу, пластины облегченного серпентинитами меланжа из глыб сугралинских базальтов, сакмарских кремней, косистекских туфогенных пород и даже куагачских эффузивов, свойственных западной окраине Орь-Илекского микроконтинента.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что сильно гидратизированные габбро и гипербазиты срединного хребта отодвигались в сторону Орь-Илекского континента и затягивались под него. Это затягивание для Хабарнинского массива было незначительным, скорее, он так и застрял в эвгеосинклинальных осадках, «разбросав» их к западу и востоку. Кемпирсайский массив, вернее, его отдельные плиты оказались затянутыми под континент почти полностью. Слабо измененные троктолиты сохранились лишь в западной части массива, а их аналоги у восточной границы Орь-Илека были превращены чуть ли не в эклогиты.

На протяжении десятка километров горизонтального поддвига в Кемпирсае можно проследить постепенное наращивание мощности и интенсивности преобразований габброидов в амфиболиты фации высо-

ких давлений и низких температур и амфиболиты высоких температур и давлений, что ставит массив в число уникальных объектов исследования преобразований юной океанической коры в процессе субдукции.

Сжатие и пододвигание океанической коры под континентальные блоки привело к образованию у восточного края Русской платформы островодужной дифференцированной андезит-дацит-липаритовой формации (байтерекская свита и ее интрузивные аналоги). Контрастная осадочно-вулканогенная базальт-дацит-липаритовая формация (куагачская свита) проявилась и у западного края Орь-Илекского микроконтинента. Несомненно, дацит-липаритовые эффузивы этих формаций возникли при плавлении нижних ярусов континентальной коры, о чем свидетельствуют порфиробласты альмандина в липаритах.

В это же время гидратизированные ядра Хабарнинского и Кемпирсайского массивов претерпевали диапировый подъем в верхние горизонты коры. Амфиболиты фаций высоких давлений — низких температур и высоких давлений и температур подверглись регрессивному метаморфизму.

Этими движениями в основном и была создана Сакмарская структура, представляющая собой асимметричный аномальный синклиорий с грибовидным гипербазитовым антиклинальным ядром. Аномальным является также Орь-Илекский антиклинорий, западное крыло которого сложено легкими геосинклинальными осадками, выброшенными из Сакмарской зоны, хотя базальтов сугралы здесь почти нет. Нужно думать, что уральские материалы помогут возрождению концепции пережатой грибовидной складки, примененной Эшером фон ден Линтом и Геймом в качестве одного из возможных вариантов интерпретации альпийских разрезов (Руттен, 1972).

Своды диапиров Сакмары и Орь-Илека были пронизаны интенсивнейшими продольно-поперечными роями даек диабазов тыгашинского комплекса — производных толеитовой высокотитанистой магмы. Удивительное петрохимическое сходство диабазов этих даек с базальтами куагачской свиты наряду с другими геологическими фактами позволяет нам настаивать на верхнесилурийско-девонском возрасте куагачской свиты.

Шарьирование и вулканизм позднего силура — жедина протекали в мелководной обстановке: кислые вулканы байтерекской и куагачской свит несут кератофировый характер. В кобленце и эйфеле в перерывах между фазами надвигообразования происходил рост мелководных рифов, а известняки, так же как и эффузивы и подстилающие их породы, вовлекались в брекчирование и перекачивание во фронтах надвигов с накоплением вулканогенно-олистоостромовой формации (шандинская свита). В позднем эйфеле в обмелевших бассейнах Сакмарской зоны в результате размыва олистоостромой накапливались песчаники с флорой и мелководные радиоляриты, а на западе — строматолитовые известняки.

Следующие фазы поддвига (эйфель — живет) гидратизированной океанической коры под восточный край Русской платформы и Орь-Илекский микроконтинент привели к генерации субщелочной трахибазальтовой магмы путем взаимодействия глубинных расплавов с континентальной корой. Эта магма извергалась в условиях островной дуги из многочисленных мелких центров и трещин синхронно с деформациями в виде грязекаменных потоков — брекчий и потоков шаровых лав со следами ликвации различных по содержанию лету-

чих фракций расплава (трахибазальт-трахиандезитовая формация, чанчарская свита).

Гибридный характер трахибазальтовой магмы наиболее отчетливо проявляется в интрузивных аналогах чанчарской свиты, например, в габброидах Велиховского массива. Верхняя его зона сложена существенно обогащенными (до 30%) кварц-каллишпатовым материалом породами, пересеченными телами гранитных пегматитов [клинопироксенит-габбро-гранитовая (монцитонитовидная) формация]. Домбарский массив, более тесно ассоциирующий с вулканитами, принадлежит габбро-сиенитовой ветви.

На западном склоне островной дуги в прогибах (краевых морях) колоссальной протяженности, вплоть до Лемвинской зоны Полярного Урала (Пучков, 1973) в период окончания и затухания девонского вулканизма в мелководных условиях накапливались живетские известняки и франские радиолариты егиндинской свиты (верхняя карбонатно-кремнистая формация). В ходе движения островной дуги к западу эти отложения по пологим надвигам были переброшены через вулканиты на восток. В подошве надвигов образовался горизонт айтпайских брекчий, мощность которого закономерно возрастает в восточном направлении. Происходило повторное брекчирование подстилающих пород, эйфельских и живетских известняков, чанчарских брекчий и перемешивание этого разнородного материала.

Начиная с фамена прогрессирует вертикальный подъем складчато-надвиговых сооружений, закладываются краевые и межгорные прогибы с накоплением зилаирского флиша, затем морской и континентальной молассы.

Нарисованная картина истории развития Сакмарской зоны представляет собой лишь один из возможных вариантов.

Допустим, что наша стратиграфическая схема неточна, куагачская свита имеет ордовикский (послеелланвирский), а косистекская — девонский возраст. (Дело в том, что радиолариты в туффитах байтерекской свиты палеонтологи тоже считают ордовикскими, хотя, по нашему мнению, она формировалась в раннем девоне). В этом случае контрастные куагачские вулканиты, на самом деле сходные с эффузивами Афарского рифта, следует относить к «грабенным фациям» предрифтового этапа рифтообразования, как это делают геологи ГИН АН СССР. Тогда бирюзовые туффиты косистекской свиты нужно рассматривать в тесной связи с байтерекскими андезитами и рвуцами их субвулканическими липаритами как приостроводужные турбидиты — аналоги «зеленых туфов» современных глубоководных желобов.

Второй вариант картины, в пользу которого свидетельствует достаточное количество фактов, мало отличается от первого, хотя он более актуалистичен и повышает перспективы косистекских туффитов на поиски колчеданных месторождений.

Оба варианта можно назвать «атлантическими», так как в них предполагается, что развитие Сакмарской зоны начиналось с *растяжения (рифтогенеза), а заканчивалось сжатием (вулканаркогенезом).*

Третий вариант картины, который предлагает В. Г. Кориневский, исходя из данных об одновозрастности сугралинской, байтерекской и косистекской свит, по существу, является «тихоокеанским», для узких рифтовых зон, где *растяжение их осевой части может оказаться синхронным со сжатием бортов.* Этот вариант кажется менее вероятным, так как в большинстве даже нешироких зеленокаменных зон

Урало-Монгольской области разнотипные формации имеют и разный возраст.

Таким образом, несомненен эвгеосинклинальный характер Сакмарской зоны и ее самостоятельность, хотя многие исследователи трактуют ее как покровную структуру. В этом отношении весьма показательны материалы по сверхглубокой скважине «Сосновка-3», пробуренной в центральной части Зилаирского синклиория между Кракинским и Сакмарским поднятиями. До глубины 4000 м скважиной пройдены граувакки и аргиллиты зилаирской свиты, в интервале глубин 1425—3650 м содержащие четыре клина эффузивных пород, видимо, девонского возраста мощностью от 30 до 260 м. На глубине 4000 м вскрыта толща углистых и кремнистых сланцев (скорее всего, аналогов сакмарской свиты) с клиньями основных эффузивов на глубинах 4000—4205, 4900—5000 и 5050—5113 м. Общая мощность углистоглинистых и кремнистых сланцев превышает 700 м, а вместе с вулканитами достигает 1100 м. Эти и другие данные позволили И. С. Огарину и Г. С. Сенченко (1974) назвать Сакмарскую зону криптоэвгеосинклинальной, однако приставка «крипто» должна выражать лишь очень тесную сомкнутость зоны, вмещающей сейчас, несмотря на свою ничтожную ширину, шарьированные и мятые клочья пород множества разнотипных и разновозрастных формаций (см. рис. 103, 104). По оценкам сжатости толщ представляется возможным 5—10-кратное уменьшение поперечника зоны, первоначальная ширина которой могла составлять 250 км, причем 60 км приходилось на срединный хребет. Эти цифры, конечно, несопоставимы с шириной современного Атлантического океана и его срединного хребта, поэтому сакмарские формации лучше называть «квазиокеаническими».

На широте Кракинского массива веерообразная структура Сакмарской зоны (Скрипий, 1974) близка к структуре ее хабарнинского сечения. Правда, Кракинский диапир надвинут даже на зилаирские породы, но это только свидетельствует о большой продолжительности роста и гидратации диапиров, характерной и для Кемпирсайского и Хабарнинского массивов. Далее на север зилаирские толщи в Сакмарской зоне исчезают, однако вдоль границы между Башкирским и Уралтауским антиклинориями тянется цепочка габбровых и диабазовых протрузий неопределенного возраста. Вопрос о северном продолжении Сакмарской эвгеосинклинальной зоны остается открытым: она либо выклинивается в этом направлении, либо происходит более полное смыкание ее бортов, тем более, что на широтах Среднего Урала все зоны сильно пережаты.

Подобная описанной выше история развития характерна для многих эвгеосинклинальных зон Урала и Казахстана, отличающихся, правда, возрастом, спецификой и продолжительностью островодужного (позднегеосинклинального) и орогенного магматизма.

Южная часть Уральской складчатой системы развилась из трех квазиокеанических рифтов, разделенных узкими полосами сиалических микроконтинентов, т. е. трех пар полярных по своей сущности зон. Западная пара (Сакмарская и Орь-Илекская зоны) дугообразно сворачивают на юго-запад, обрамляя Прикаспийскую впадину. Центральная пара (Зеленокаменная и Восточно-Мугоджарская, или Мугоджарская, зоны) уходят без изменения простирания в сторону Северо-Устюртского массива, а смежная с востока пара (Иргизская и Зауральская зоны) протягиваются на юг в сторону Султануиздага (Абдулин, Цирельсон, Быкадоров и др., 1976).

Зеленокаменная зона Мугоджар располагается близ главной оси системы, что подчеркивается симметричным относительно нее разме-

щением терригенных формаций ордовика западного и восточного склонов Урала. Поэтому можно думать, что рифтогенез в Уральской системе сопровождался сводообразным вздутием Мугоджарского антиклинория, на западном краю которого возникла главная Зеленокаменная зона. Не совсем ясен вопрос о синхронности заложения рифтовых зон, хотя толеитовые базальты могли появиться в них и одновременно в конце ордовика — начале силура.

Смыкание же рифтовых зон не было одновременным. Весь приведенный выше фактический базис по Сакмарской зоне показывает, что главным механизмом закрытия рифтовых зон была субдукция (механизм зон Бенюфа), а не обдукция, как полагают геологи ГИН АН СССР. Уплотненный и обезвоженный при поддвигании под континенты и микроконтиненты базит-ультрамафитовый материал погружается в верхнюю мантию, способствуя дальнейшему смыканию рифтовых зон. Это открывает совершенно новые перспективы для дальнейшего развития идей новой глобальной тектоники, которые будут обсуждены ниже.

Субдукция в Уральской системе сначала протекала по меридиональным зонам на западе преимущественно с западными, а на востоке с восточными падениями. Фронт поддвигов во времени перемещался от восточных зон к западным. На восточном склоне Среднего Урала по р. Багаряк лландоверийские граптолитовые сланцы, аналогичные черным фтанитам Сакмарской зоны, разделяют андезитовые и липаритовые субформации островодужного типа, причем липариты имеют кровлю из венлокских известняков. Аналогичные формации Сакмарской зоны имеют, скорее всего, нижнедевонский возраст.

В карбоне — позднем палеозое активизировались зоны субдукции с восточными падениями, причем миграция вулканизма шла уже в обратном направлении — от западных зон к восточным. Поддвиги с пологим восточным падением благодаря относительной молодости лучше отражаются в геофизических полях.

Анализ внутреннего строения «срединной» Зеленокаменной зоны Мугоджар вызывает вопрос — почему на современном уровне эрозионного среза она лишена крупных ультрамафитовых массивов, подобных Хабарнинскому, Кемпирсайскому или Джетыгаринскому диапирам боковых рифтовых зон. Ответ прост. Видимо, потому, что на стыках квазиокеанических и крупных боковых континентальных структур сжимающие напряжения были много более интенсивными, чем в центре Уральской системы. А именно они обеспечивали амплитуды вертикального подъема ультрамафитовых диапиров на поздних этапах развития зон, одновременно стимулируя погружение в мантию уплотненного базит-ультрамафитового материала. Опускание сопровождалось вулканизмом и слабым вулкано-плутонизмом, проявлявшимися в краевых частях зеленокаменных зон.

В отличие от рифтовых зон сиалические микроконтиненты стали областями активного гранитообразования и плутонизма, достигшими апогея на заключительных этапах сжатия.

Таким образом, *базит-ультрамафитовый вулкано-плутонизм океанического типа протекает в условиях растяжения, а сиалический вулкано-плутонизм континентального типа — в условиях сжатия, обуславливающего также деформацию и проникновение в континентальную кору твердых офиолитовых масс.*

В геологической литературе внутриконтинентальная Уральская складчатая область обычно сопоставляется с Аппалачской. Последняя в своем развитии также связана с докембрийскими вулкано-плутоническими поясами, реликты которых присутствуют как по запад-

ной, так и по восточной периферии. Аппалачи характеризуются наличием в их центральной части геоантиклиналей и антиклинорий из докембрийских метаморфид, широким развитием в южной их части геосинклинальных кремнистых сланцев силура и девона. Аппалачам свойственно покровное строение, наличие достаточно широкого и протяженного краевого прогиба. У их юго-западного окончания находится округлый бассейн Мексиканского залива, во многих своих чертах близкий к Прикаспийской синеклизе (Хаин, 1971).

Однако эвгеосинклинальные формации Аппалач, особенно в их северной части, начали накапливаться уже в верхнем докембрии, т. е. Аппалачи в целом сопоставимы со всей Уральско-Казахстанской складчатой областью. В восточной части последней (в Чингизе, Тектурмасе и Прибалхашье) эвгеосинклинальные спилит-диабазовые формации также появились, по-видимому, в верхнем докембрии (Антонюк, 1974<sub>2</sub>). Эвгеосинклинальным кремнистым формациям кембрия Восточного Казахстана коррелятны лишь лептогеосинклинальные формации Урала. В ордовике многие эвгеосинклинальные зоны Восточного Казахстана находились в стадии сжатия и развития островных дуг. В верхнем ордовике, когда в каледонидах Восточного Казахстана в условиях сжатия и интенсивной складчатости становились батолиты гранодиоритовой формации (крыккудукский, зерендинский и аналогичные им комплексы), Урал переживал стадию максимального рифтогенеза и образования юной океанической коры. Такая же картина, впрочем, характерна и для современных зон рифтогенеза. Заложение рифтов по западному и южному обрамлению Аравийского полуострова, приводящее к его откалыванию от Африканского континента, сопровождается замыканием бассейнов, складчатыми движениями и развитием надвигов по северо-восточному обрамлению полуострова (Казьмин, 1974).

Таким образом, южная часть Уральской складчатой системы развилась из трех океанических рифтов, разделенных узкими полосами сиалических микроконтинентов. Она отличалась лептогеосинклинальной предысторией, малой продолжительностью периода рифтогенного наращивания океанической коры, быстрым схлопыванием рифтов и относительно слабым проявлением островодужного вулканизма.

На бортах Сакмарской зоны этот островной вулканизм несет черты взаимодействия юной океанической коры не с миогеосинклинальной, а с жесткой корой кратонного типа (см. ниже сопоставления этих вулканитов с Йеллоустонскими). Формации западного и восточного бортов системы представлены осадками типа кидрясовской свиты, мощность которых не позволяет считать их типичными миогеосинклинальными, хотя по составу они и отвечают им. Внутри системы практически нет мощных флишевых толщ. Флишеподобная зилзирская свита, распространенная наиболее полно в области передового прогиба, скорее, напоминает тонкую морскую молласу.

Пространственную близость Уральской системы и Прикаспийской впадины нельзя считать случайной, поскольку та же картина наблюдается и для пары Аппалачи — впадина Мексиканского залива. Обе эти впадины очень сходны между собой в морфологическом, геологическом и геофизическом отношениях. Впадина Мексиканского залива имеет округлую форму и диаметр 1800 км, Прикаспийская также эллипсовидна, но имеет вдвое меньший диаметр. Для обеих впадин характерен специфический разрез земной коры — «базальтовый слой» в них непосредственно перекрыт мощной (в полтора десятка километров) толщей терригенно-карбонатных пород с эвапоритами.

Возраст отложений отвечает кайнозой и мезозой. В основании присутствуют палеозойские и даже докембрийские породы. По периферии и кое-где в центре впадины Мексиканского залива отмечаются слабые проявления платформенного магматизма.

Впадины эти обычно называют перикратонными, так как они размещены на краях крупных кратонов. Механизм образования таких структур остается весьма неясным. Сейчас предлагается считать их даже гигантскими астроблемами (Зейлик, Сейтмуратова, 1975). В. Е. Хаин (1971) описал наиболее правдоподобный вариант: днища впадин отвечают былым сводовым поднятиям, нацело эродированным, претерпевшим «инверсию» и выполненным поздними осадками. В случае Мексиканского залива считается, что материал разрушения свода слагает сейчас складчатые сооружения Уачиты и Гондураса. Для Прикаспия возможен снос на борта Русской платформы, в сторону Зилаирской зоны, Предуральяского краевого прогиба и других структур.

В свете изложенного выше материала по истории развития южной части Уральской системы механизм образования впадин представляется таким. Закрытие рифтов обеспечивается субдукцией юной океанической коры под континентальные плиты. Субдукция не приводит к существенной переработке платформы лишь в случае замкнутой конвекции. Если замкнутость будет нарушена, то в глубинном фронте конвективного потока должен появиться избыток сгруженного базитового материала, способный вызвать подъем вертикально-вихревого диапира, а следовательно, рост свода и деструкцию прилегающей к рифтовой зоне окраинной части платформы.

Подобный механизм термодиапирового типа без роста сводов, путем тылового рифтинга, предложен Д. Каригом (1974) для окраинных бассейнов западной части Тихого океана. Но, по-видимому, для случая бассейнов Южно-Китайского, Сулу и Сулавеси более справедливо говорить о сочетании сводообразования и рифтинга, связанного с захлопыванием Тетиси. Здесь, кстати, хорошо видно появление вихревых структур, обязанное, видимо, спиральным потокам в мантии на юго-восточном окончании (опять на окончании, как для Аппалач и Урала!) Альпийско-Гималайской складчатой области. Восточная часть Гималаев закручивается в правую спираль Аракан-Йомы, а далее на юго-восток в левую спираль Зондского архипелага, внутреннюю часть которого можно считать подвергшимся деструкции и эрозии континентальным сводом из молодых и древних складчатых цепей и обломков срединных массивов. Свод ограничен падающими под него зонами Беньюфа, увенчанными гирляндами вулканических островов. Важно также и то, что во внутренней части свода идет накопление терригенно-карбонатных осадков без существенного значения кремнистых и вулканогенных.

*Появление у окончания складчатых цепей вихревых структур ставит под удар концепцию жестких плит.* Мощность их оценивается сторонниками тектоники плит в 50—100 км, а основная конвекция считается свойственной только глубже расположенной астеносфере. По-видимому, это не совсем верно: конвекция при соответствующих условиях может захватывать и верхнюю мантию, да и понятие о жесткости самой юной океанической коры относительно, так как она способна к интенсивным изгибам, примеры чего дают Карибские дуги и дуга Скоша (Хизен, 1975).

Существование фокальных поверхностей с почти противоположным наклоном в островных дугах Тонга и Новые Гебриды также вносит значительные ограничения в тектонические гипотезы.  
*Л. Сайкс*

Обработка аналитического материала по позднесилурийским и девонским вулканикам Сакмарской зоны по стандартной методике А. Н. Заварицкого привела к выводу о соответствии состава куагачских и байтерекских эффузивов петрохимическому подтипу Электрик-Пик, брекчий низов разреза чанчарской свиты и габброидов Велиховского массива — подтипу Крандал, а чанчаритов верхов свиты и сиенитодиоритов Домбарского массива — подтипу Абсарока-Рейндж Йеллоустонского парка.

А. Н. Заварицкий (1944), выделяя эти подтипы, базировался на работах Дж. Иддингса, который в свое время представил схему вулканизма окрестностей Йеллоустонского парка в следующем виде:

1. Эоценовый вулканизм с накоплением туфов и брекчий кислых андезитов, роговообманково-сланцевых андезитов и дацитов. Эти породы близки по составу к куагачским эффузивам района горы Карагансай.

2. Верхнемиоценовый вулканизм, приведший к образованию вулкана Электрик-Пик, более молодого вулкана Крандал (размером с Этну), а также покровов и потоков, обнаженных в хребте Абсарока Рейндж.

В массиве Электрик-Пик магматическая дифференциация направлена от почти насыщенных пироксеновых и роговообманковых андезитов к кислым дацитам, а в интрузивных породах — от диоритов к кварцево-сланцевым диоритам. Эта ассоциация близка к ассоциации эффузивов байтерекской свиты и ее интрузивных аналогов.

В массиве Крандал, имеющем габбровое ядро, древние основные брекчии перекрываются брекчиями роговообманково-сланцевых и пироксеновых андезитов вплоть до дацитов. Они имеют незначительное горизонтальное распространение и перекрываются юными основными брекчиями мощностью до 600—900 м и покровами базальтов. В молодых образованиях встречаются штоки, силлы и дайки производных монцонитовой магмы — банакитов. В более основных (с лабрадором, авгитом, оливином) разновидностях, образующих покровы (шошонитах и абсарокитах), появляется лейцит, в кислых разновидностях присутствуют кварц, ортоклаз, биотит. В плиоцене после перерыва формируются риолиты парка.

Охарактеризованным выше породам вулкана Крандал соответствуют брекчии нижней части чанчарской свиты, а породам хребта Абсарака — чанчариты верхней части свиты.

Ф. Р. Бойд (1963) рисует более простую картину. Вулканизм в окрестностях Йеллоустон-парка начался в раннем эоцене с формирования грязевых потоков состава андезит — дацит. Затем произошли излияния базальтовых потоков. После периода эрозии вновь извергались андезитовые брекчии, базальты и трахириолиты, возраст которых неясен. Он особо подчеркивает, что местоположение центров извержений брекчий дискуссионно: они, возможно, извергались через сотни небольших жерл и немногих вулканов средних размеров. Ту же идею он отстаивает, рассматривая плиоценовые риолиты парка, отнесенные им к спекшимся туфам.

А. Ирдли (1954) показывает, что вулканизм этого района протекал одновременно с деформациями докембрийского фундамента и палеозойско-мезозойского осадочного чехла провинции Бассейнов и Хребтов, сопровождавшимися развитием направленных в основном на северо-восток, реже на юго-запад надвигов в краевых частях хребта Бертут, хребтах Уошаки, Медисин-Боу, горах Оул-Крик. Извержения ранних вулканических брекчий происходили непосредственно перед образованием надвига Харт-Маунтин. С некоторыми надвигами, например, в горах Бертут тесно связаны интрузии порфиоров.

Многочисленность центров извержений, несомненно, запутывает стратиграфическую последовательность вулканитов парка, поэтому приводимые исследователями данные противоречивы. Тем не менее, несмотря на «исчезновение» крупных вулканов Иддингса, петрохимические подтипы Электрик-Пик, Крандал и Абсарака-Рейндж остаются реальностью. Перечисленные выше особенности Йеллоустонского магматизма — его синтетектоничность, многочисленность центров извержений, преобладание брекчий, петрография и петрохимия пород парка настолько идентичны характерным чертам силуро-девонских магматических образований Сакмарской зоны, что это требует специального объяснения.

Прежде всего следует рассмотреть тектоническую позицию Йеллоустонского парка. Располагаясь в Скалистых горах Вайоминга провинции Бассейнов и Хребтов, он граничит на западе с батолитовым хребтом Айдахо, западнее следует бассейн р. Колумбии, Каскадные горы и Береговые хребты Тихоокеанского побережья Америки. Расстояние от Йеллоустона до этого побережья составляет около 1200 км.

На протяжении огромного отрезка времени (с кембрия по верхний мел) район находился в условиях мелководного шельфа, по восточному обрамлению эвгеосинклинальных бассейнов в верхнем пенсильвании служил даже областью размыва. Интенсивное погружение района или смежных с запада территорий с образованием узкого меридионального прогиба отмечается лишь в триасе, юре и мелу параллельно с развитием расположенного западнее крупного эвгеосинклинального Калифорнийского прогиба. Разновозрастные прогибы пережили невадскую и ларамийскую инверсии и орогении и превратились в горные цепи, частью с батолитовыми ядрами (Айдахо, Сьерра-Невада). Кайнозойский вулканизм отчетливо зонален. В Береговых хребтах развиты эоцен-нижеолигоценые покровы монотонных подущечных лав и долеритовых силлов в геосинклинальных граувакках\*, в Каскадных горах — верхнеэоцен-нижеплиоценовые андезиты, прорванные диоритами, перекрытыми, в свою очередь, четвертичными

\* Структура их чрезвычайно сложна (Блейк, Джонс, 1974).

базальтовыми, андезитовыми, андезит-дацит-риолитовыми конусами типа Лассен-Пик, в бассейне р. Колумбии — миоценовые базальты, на западной окраине плато ассоциирующие с липаритами (Кузнецов, 1964). Несмотря на перекрытия во времени, устанавливается отчетливая миграция вулканических зон в глубь континента от зоны современных Береговых хребтов через Каскадные горы в сторону Колумбийского плато, и лишь район Йеллоустона можно считать районом непрерывного проявления магматизма, синхронного почти со всеми эпизодами вулканизма западных зон.

Подобные абсарокской трахиандезитовые формации Сан-Франциско и Сан-Хуана по обрамлению плато Колорадо формировались в плиоцене или миоцен-плиоцене.

Район Йеллоустонского парка находится в сейсмоактивной зоне [рассматриваемой некоторыми исследователями как восточная граница рифтовой зоны, продолжающейся под Северо-Американский материк со стороны Восточно-Тихоокеанского хребта (Кук, 1970)] вблизи крупнейшего линеймента — борозды Скалистых гор, которую Г. Б. Лич (1970) считает западной границей кратона.

Сравнительная молодость вулкаников района Йеллоустонского парка позволяет сопоставить основные эпизоды деформаций и магматизма Вайоминга с развитием Вайн-Мэтьюзовских аномалий Восточно-Тихоокеанского хребта. Вынесение эпох магматизма Йеллоустона, взятых с корреляционной схемы А. Ирдли (1954), на Ламонтскую шкалу инверсий магнитного поля и расчеты средних скоростей спрединга (Кулон, 1973, стр. 76—77) в северной части Тихого океана указывают на поразительную синхронность максимумов растяжения Восточно-Тихоокеанского хребта (скорость спрединга 4,4—5,8 см/год) с максимумами субщелочного магматизма в Вайоминге. При уменьшении скорости спрединга (3,2 см/год) в Вайоминге происходят изостатические поднятия.

Андезитовый и субщелочной магматизм верхнего силура и девона Сакмарской зоны развивался в зоне поддвига юной океанической коры, отчасти океанического хребта под восточную окраину Русской платформы. Можно думать, что подобный же процесс поддвига юной океанической коры под западную окраину Северо-Американской платформы ответствен за кайнозойский субщелочной вулканизм Вайоминга, в то время как взаимодействие юной океанической коры с незрелой корой молодых прогибов приводило к развитию традиционной последовательности геосинклинальных процессов: инверсия — складчатость — внедрение гранодиоритовых батолитов, постбатолитовый базальтовый, контрастный или дифференцированный вулканизм типа Лассен-Пик, которая в ослабленном виде намечается и для Йеллоустона.

Какой же хребет поддвигался под западный край Северо-Американской платформы? Средняя скорость спрединга в северной части Восточно-Тихоокеанского хребта за 70 млн. лет составляет 4 см/год, 1200 км до Йеллоустона хребет мог пройти за 30 млн. лет. Отсчет по Ламонтской шкале от начала магматизма Вайоминга в глубь веков дает номер аномалии порядка 30. В Тихом океане эти аномалии удалены от оси Восточно-Тихоокеанского хребта на 1500—3000 км. Не исключено также (при учете заторможенного движения под континентом), что это был первый хребет, знаменовавший раскрытие Восточно-Тихоокеанской зоны спрединга.

Подобные мысли, противоречащие основной концепции современной тектоники плит, высказаны ранее (Вакье, 1972, стр. 355): «Таким образом, последовательность магнитных полос в северо-восточной ча-

сти Тихого океана указывает на смещение Северной Америки в западном направлении. К северу от разлома Мендосино, к западу от  $160^\circ$  западной долготы магнитные полосы исчезают. Это можно объяснить отсутствием в пермском периоде изменений направления геомагнитного поля. Очевидно, источник расширения, вызвавший появление магнитных полос к югу от разлома Мендосино, находился на месте, лежащем теперь по крайней мере на 1200 км в глубь материка. Следовательно, не только расширяющаяся океаническая кора и верхняя мантия сместились под континент, но и сам расширяющийся хребет исчез. Геотермические следствия смещения океанической коры под континенты количественно не изучены\*. Геофизические аномалии в западной части США указывают на наличие температур, превышающих нормальную, что подтверждается новейшей вулканической активностью в провинции «Бассейнов и Хребтов».

Если мысли В. Вакье\*\* и наши верны, тогда концепция опускания сплошных плит океанической коры вдоль крутопадающих зон Беньофа в ряде случаев неверна. Существующие модели зон Беньофа окажутся неплохими, если принять их со следующими оговорками.

1. Глубоководные желоба являются зонами мини-спрединга на изломе погружающихся плит литосферы.

2. Легкие осадки верхов океанической коры не затягиваются глупо в зоны Беньофа.

3. Конфигурация зон Беньофа меняется во времени и пространстве. Кроме крутопадающих зон имелись и имеются пологие конвекционные потоки — подвиги океанической коры под континентальную.

4. В некоторых областях перехода от океана к континенту (вдоль западного побережья Северной Америки) или во внутриконтинентальных палеорифтовых системах, вроде Урало-Монгольской, формировались целые каскады взаимосвязанных пологих и крутых однопавленных (Америка) или разнонаправленных (Урал) зон Беньофа с погружением либо сплошных плит, либо их фрагментов (Абдулин Авдеев, Паталаха, 1976).

5. В разогреве погружающихся плит значительную роль играет тепло механического происхождения, а в повышении давления — стрессовые перегрузки.

Островодужный вулканизм Сакмарской и Орь-Илекской зон довольно хорошо объясняется беньофовскими петрогенетическими моделями сторонников тектоники плит. В частности, по Д. Грину (1975) образование куагачских базальтов отвечает плавлению базитовой коры верхней части погружающейся литосферы при низком содержании воды в расплаве, байтерекских вулканитов — тому же плавлению, приводящему к появлению магм с умеренным содержанием воды. Формирование субщелочных порфиритовых брекчий и лав чанчарской свиты можно связывать с частичным плавлением в более сухих условиях перидотита, лежащего выше зоны Беньофа.

---

\* Количественная оценка тепла, генерируемого при горизонтальных движениях пластин земной коры, произведенная А. И. Поляковым в лаборатории экспериментальной тектоники ИГН АН КазССР (Поляков, 1974), показала, что на глубинах 20, 40 и 70 км, а именно таковы глубины очагов землетрясений в Вайоминге (Вуллард, 1972), при скоростях относительного перемещения пластин 1 см в год и продолжительности 70 млн. лет, приращения температур в зонах течения составляют соответственно 450, 1200 и  $2000^\circ$ , а реальные температуры значительно превосходят точки плавления пород на этих глубинах.

\*\* Пологое надвигание Северо-Американского континента на Восточно-Тихоокеанскую зону спрединга сейчас признается многими исследователями.

Проведенные исследования позволяют сделать ряд тектонических и петрогенетических обобщений, может быть, и тривиальных для сторонников новой глобальной тектоники, но вытекающих из конкретного фактического материала по одному из важнейших районов развития офиолитовых ассоциаций Земли и поэтому представляющих интерес для готовящихся к «дрейфу» фиксистов.

Формирование толеитовых базальтов протекает в условиях растяжения (рифтогенеза) и связано с выплавкой магм из мантийных диапиров с разной глубинностью зарождения — малоглубинных титаносных и глубинных хромитосных. При подъеме диапиров в основание юной океанической коры происходит плавление диапировых верхушек с образованием расслоенных габброидов и перидотитов, хотя сегрегация хромитовых зерен в глубинных частях диапиров является более ранним и длительным процессом.

При замыкании внутриконтинентальных зон растяжения главную роль играет субдукция базитов и негидратизированных ультрамафитов юной океанической коры. Роль обдукции велика лишь для малоплотных рыхлых осадков (гидратизированных гипербазитов), срывающихся с основания и образующих аллохтонные чешуи (диапиры), живущие в дальнейшем самостоятельной тектонической жизнью и обычно надвигающиеся (протрудирующие) на автохтоны, т. е. приходится констатировать факт, что процессы субдукции и обдукции подчиняются закону потенциального плотностного барьера. Сокращение внутриконтинентальных эвгеосинклинальных пространств, состоящих из совокупности рифтовых зон и разделяющих их микроконтинентов, начинается в условиях интенсивнейшего тангенциального сжатия. Под микроконтинентами базитовый слой коры кроме горизонтального сжатия, эффективно проявляющегося в плоскостях глубинных разломов, испытывает гидростатическое давление сиалических блоков. Базитовый слой под такими блоками превращается в эклогит, а последний тонет в разуплотненной мантии, рождая под всей эвгеосинклинальной областью гигантское нисходящее течение, в которое вовлекается юная океаническая кора, т. е. начинают работать ленты конвейеров, затаскивающих юную океаническую кору под континенты, а после уплотнения — на глубину.

Не умоэрительными, а абсолютно реальными являются процессы уплотнения обводненных базитов юной океанической коры с образова-

нием по ним роговообманковых эклогитоподобных пород, имеющих большие плотности, но содержащих около 1% конституционной воды. С их плавлением при погружении связано формирование вторичных толеитовых и андезитовых магм, а с дегазацией — плавление континентальной коры.

Сходство гнейсов кызылкаинской толщи, слагающих основание Орь-Илекского блока, с куагачскими липаритами по составу, наличие в липаритовых игнимбритах правобережья р. Шанды недоплавленных порфиробласт альмандина указывают на то, что типичные калиевые кислые магмы в более или менее значительных объемах являются продуктами плавления основания гранитного слоя.

Гораздо сложнее обстоит дело с андезито-дацитовыми магмами. Сторонники новой глобальной тектоники утверждают, что андезитовые магмы возникают на больших глубинах при плавлении уплотненных базитов юной океанической коры в зонах Бенъофа. Для Сакмарской и Орь-Илекской зон логичнее считать продуктами плавления уплотненных базальтов породы позднесилурийских даек, но они оказываются диабазами, несколько более богатыми по сравнению с обычными толеитами кремнекислотой и щелочами. Поэтому для образования части средних и кислых по составу натровых членов байтерекской и куагачской свит и их интрузивных аналогов можно предложить механизм полного или частичного плавления метаморфических дифференциатов. Суть его заключается в следующем. Уплотнение габброидов Кемпирсайского и Хабарнинского массивов с превращением в амфиболиты и эклогитоподобные породы приводит к выжиманию из них гранитоидных пегматитовых лейкосом (см. рис. 69). Последние, судя по их положению в разрезе, концентрируются в висячем боку погружающихся на глубину блоков эклогитоподобных пород и могут изменить валовый состав базитов до диоритового и гранодиоритового. Соответственно полное плавление таких метаморфических дифференциатов приводит к появлению андезитовых и дацитовых магм, а частичное — к выплавлению гранитных котектик и эвтектик. Задержка с плавлением может привести к усилению метаморфической дифференциации. Выжимающиеся из базитов подвижные компоненты, в первую очередь вода, углекислота, натровая щелочь и кремнекислота, создадут над зоной всасывания роговообманковых эклогитов потоки эманаций, известные в литературе под названием интрателлурических. Важно подчеркнуть, что этим потокам должно приписываться не ювенильное, а океаническое происхождение, так как они выжимаются из обводненных в океанических условиях и повторно сжатых в мантии гидратизированных базитов и гипербазитов. Возможно, локальное накопление на поздних этапах энергоемкой для переноса калиевой щелочи на границе раздела мантии и континентальной коры восточной окраины Русской платформы и способствовало генерации субщелочной фойидной базальтовой магмы, приведшей к образованию чанчарской свиты и ее комагматов. В это же время у Орь-Илекского микроконтинента фойидность пород не проявилась. Такая раздельность переноса компонентов при метаморфизме как океанической, так и континентальной коры не является надуманной. Например, в верхах колонны метаморфических пород Орь-Илекского антиклинория чрезвычайно широко развиты чисто кварцевые жилы, глубже обильны альбиты, глаукофаны и т. д.

На примере Орь-Илекского микроконтинента видно наличие в сиалических блоках среди эвгеосинклиналей трех ярусов складчатости: глубинного со слоевой кристаллизационной сланцеватостью, среднего с секущим субвертикальным кливажом ламинарного течения и

верхнего с наклонным и субгоризонтальным секуще-слоевым кливажом или без него. Каждому ярусу соответствует свой тип метаморфизма.

Смыкание «эвгеосинклинальных» рифтов обязано возникновению под ними нисходящих ветвей астеносферных конвекционных течений («зон всасывания»). Как было показано выше, по нижней и верхней границам пластины габброидов Кемпирсайского массива размещены пегматитовые катаклазиты и продукты их метаморфизма, а перидотиты у нижней границы габброидной пластины достаточно сильно серпентинизированы. Наличие хорошей «смазки» по верхней и нижней поверхностям базальтового слоя дает возможность проявляться субгоризонтальным перемещениям не только на уровне астеносферы, на что давно справедливо указал А. В. Пейве (1960, 1967).

Наблюденные факты можно считать хорошим подтверждением расчетов А. И. Полякова (1974), показавшего, что длительные горизонтальные перемещения пластин со скоростями спрединга должны приводить к тепловыделению, достаточному для плавления в первую очередь легкоплавких фракций. Гранитные выплавки по верхней границе базальтового слоя обеспечивают проскальзывание гранитного слоя микроконтинентов над движущимися плитами базит-гипербазитовой литосферы. Интенсивное плавление сиала с образованием батолитовых графитоидных и вулканоплутонических формаций происходит только после захлопывания рифтов, практически полного смыкания платформ и микроконтинентов, скупивания и деформаций флишoidных толщ. Такое смыкание создает надежный экран, способствующий накоплению тепла над продолжающимися движением базитовыми плитами и генерации больших объемов кислых магм или мигм. Заключительные орогенные этапы развития эвгеосинклиналей с массовыми проявлениями «субсеквентного» (сильно запаздывающего во времени по отношению к главной складчатости) кислого магматизма в самих вулканоплутонических поясах не сопровождаются интенсивными складчатыми деформациями. Этот парадокс (интенсивные тепловые потоки при отсутствии интенсивного сжатия) можно объяснить суммарным эффектом консолидации верхней части континентальной коры и резкой потери «сцепления» между гранитным и движущимся под ним базитовым или литосферным слоем.

По нашему мнению, *геосинклинальная теория не отрицается мобилизмом. Благодаря ему она превращается из статичной абстракции в динамичную реальность с конкретными механизмами протекания свойственных ей процессов.*

В тектоническом отношении для Сакмарской зоны остаются вероятными две модели — защищаемая нами модель «захлопывания» рифта, эквивалентная модели сложного Урала (Иванов и др., 1974) из серии рифтов, разделенных несколькими микроконтинентами, а также выдвинутая А. В. Пейве и др. (1971) модель покровного залегания офиолитовой ассоциации Сакмарской зоны (модель простого Урала), как будто находящая подтверждение в юго-западном сегменте Тихоокеанского пояса, где океаническая кора считается надвинутой на континентальную (Колман, 1974).

Выбор из этих двух моделей одной, единственно правильной, представляет собой задачу, решение которой, — скорее, дело геологической интуиции, нежели геофизических интерпретаций, проводимых на «современном» уровне.

- Абдулин А. А. К вопросу об изучении Зеленокаменных зон Мугоджар. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1965, № 1, стр. 4—7.
- Абдулин А. А. Стратиграфия и корреляция метаморфических толщ Мугоджар и Южного Урала. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1968, № 3, стр. 13—28.
- Абдулин А. А. Важнейшие вопросы изучения геологии и металлогении Мугоджар. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1969, № 5, стр. 1—13.
- Абдулин А. А. Критерии тектонического районирования Мугоджар в свете новых данных. — В кн.: Тектоника и формации Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1971, стр. 23—32.
- Абдулин А. А. Геология Мугоджар. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973.
- Абдулин А. А., Авдеев А. В., Звонцов В. С. Некоторые общие проблемы тектоники и магматизма геосинклиналей Казахстана. — В кн.: Тектоника и магматизм Казахстана, Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973, стр. 5—7.
- Абдулин А. А., Авдеев А. В., Паталаха Е. И. Магматизм Казахстана с позиций современных геотектонических концепций. — В кн.: Проблемы петрологии. М., «Наука», 1976, стр. 18—35.
- Абдулин А. А., Авдеев А. В., Сеитов Н. Офиолиты силура Сакмарской и Орф-Илекской зон. — В кн.: Современные проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1975, стр. 39—74.
- Абдулин А. А., Заравняева В. К., Кориневский В. Г. Новые данные по стратиграфии Зеленокаменной зоны Южных Мугоджар. — В кн.: Вопросы геологии и металлогении Мугоджар. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963, стр. 26—39.
- Абдулин А. А., Цирельсон Б. С., Быкадоров В. А. и др. Тектоника области сочленения Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1976.
- Авдеев А. В. Геология и магматизм Атасу-Джамшинского водораздела (Центральный Казахстан). Автореферат кандидатской диссертации. Алма-Ата, 1968.
- Авдеев А. В., Сеитов Н. К вопросу о стратиграфии и тектонике Сакмарской зоны Мугоджар. «Инф. сб. научно-исслед. работ ИГН АН КазССР». 1973<sub>1</sub>, стр. 11—17.
- Авдеев А. В., Сеитов Н. Силурийские кремнистые породы Сакмарской зоны Мугоджар. — В кн.: Материалы Третьей республиканской научно-теоретич. конф. молодых геологов Казахской ССР. Алма-Ата, 1973<sub>2</sub>, стр. 60—63.
- Антонюк Р. М. Вулканогенно-кремнистые формации позднего протерозоя и кембрия востока Центрального Казахстана. Автореферат кандидатской диссертации. Алма-Ата, 1974.
- Антонюк Р. М. Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974<sub>2</sub>, стр. 67—74.
- Анцигин Н. Я., Варганов В. Г., Наседкина В. А. О верхнем кембрии — нижнем ордовике Орского Урала. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 193, № 1, стр. 155—158.
- Анцигин Н. Я., Петров Н. Ф. Этапы развития трилобитов и брахиопод в ордовике Урала. — В кн.: Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск, 1970, стр. 20—27.
- Балашова Е. А. Некоторые тремадокские трилобиты Актюбинской области. — В кн.: Ордовик Казахстана. IV. — «Труды ГИН АН СССР», 1961, вып. 18, стр. 102—145.
- Блейк М. К. (мл.), Джонс Д. Л. Происхождение францисканского меланжа Северной Калифорнии. — «Геотектоника», 1974, № 6, стр. 15—28.

*Бойд Ф. Р.* Спекшиясы туфьы жэ потоки риолитового плато в Йеллоустонском парке, Вайоминг. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963, стр. 208—263.

*Борисенко Л. Ф., Степанов И. В., Куриленко Н. М.* О рудных пироксенитах Велюховского месторождения титаномагнетита на Южном Урале. — «Геология рудных месторождений», т. XVI, 1974, № 1, стр. 93—98.

*Вахье В.* Напряженность магнитного поля в Тихом океане. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, стр. 350—359.

*Воинова Е. В. и др.* Геологическое строение Орско-Халиловского района. М., Госгеолыздат, 1941.

*Вуллард Дж. П.* Землетрясения как индикатор тектонической активности Северной Америки. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, стр. 103—112.

*Гаврилов А. А.* Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар. — «Труды ГИН АН СССР», 1967, вып. 169.

*Гарань М. И.* Протерозой и нижний палеозой Южного Урала. — «Труды Института геол. и геохрон. УФАИИ СССР», 1959, вып. 32, стр. 15—32.

*Геология СССР. Т. XXI. Западный Казахстан. Часть I. Геологическое описание. Кн. 1 и 2. М., «Недра», 1970.*

*Гетлинг Р. В. и др.* Новые данные о стратиграфии древних толщ района южного погружения Уралтау (Орь-Илекский водораздел). — «Докл. АН СССР», т. 210, 1973, № 6, стр. 1413—1416.

*Горохов С. С., Сегадин Р. А., Фонарев В. И.* О конгломератовидных породах в докембрии Аксуйской антиклинали. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1966, стр. 30—37.

*Грин Д.* Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии. — В кн.: Верхняя мантия. М., «Мир», 1975, стр. 25—44.

*Дир У. А., Хауи Р. В., Зусман Дж.* Порообразующие минералы. М., «Мир», тт. I, II, 1965; тт. III, IV, V, 1966.

*Добрецов Н. Л.* Глаукофановый метаморфизм. Труды МГК, XXIV сессия, проблема 2. М., «Недра», 1972.

*Ефимов А. А., Ефимова Л. П.* О природе габброидов Кемпирсайского гипербазитового массива. — «Сов. геология», 1974, № 5, стр. 55—66.

*Ефимов А. А., Царицин Е. П.* Природа амфиболитов контактовых зон Кемпирсайского гипербазитового массива. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Казахского Урала. Актюбинск, 1974, стр. 118—120.

*Заварицкий А. Н.* Некоторые основные вопросы геологии Урала. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1941, № 3.

*Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию. М., Изд-во АН СССР, 1944.

*Зверев А. Т.* Строение и некоторые особенности формирования Кемпирсайского антиклинория (Южный Урал). Автореферат кандидатской диссертации. 1973.

*Зверев А. Т., Лобанова Г. М.* Природа габбро-амфиболитов главного гипербазитового пояса Урала (на примере Кемпирсайского и Хабарнинского массивов). — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 9, стр. 53—66.

*Зейлик Б. С., Сейтмуратова Э. Ю.* Метеоритные структуры и ударно-взрывная тектоника. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1975, № 1, стр. 62—76.

*Зимин С. С.* Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. М., «Наука», 1973.

*Иванов С. Н. и др.* Новые аспекты тектоники Урала. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974, стр. 56—67.

*Иванов К. П.* Вулканизм позднего докембрия западного склона Урала. — В кн.: Методы палеовулканогеологических реконструкций. Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1975, стр. 109—110.

*Ирдли А.* Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ, 1954.

*Казьмин В. Г.* О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов). — «Геотектоника», 1974, № 6.

*Калашикова Н. Н. и др.* Первичная природа амфиболитов обрамления Кемпирсайского массива гипербазитов на Урале. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Тезисы докладов X Всесоюз. литолог. совещ. М., 1973, стр. 227—231.

*Камалетдинов М. А.* Покровные структуры Урала. М., «Наука», 1974.

*Кариб Д.* Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана. — В кн.: Новая глобальная тектоника, М., «Мир», 1974, стр. 266—288.

*Касымов М. А.* Шебектинская свита нижнего палеозоя Мугоджар. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1969, № 3, стр. 37—45.

*Касымов М. А.* О находке фауны среднего кембрия в Мугоджарах. Тезисы докладов к стратиграф. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1971, стр. 70—71.

*Касымов М. А.* Стратиграфия, состав и условия формирования нижнепалеозойских образований Мугоджар. Автореферат кандидатской диссертации. Алма-Ата, 1972.

- Келлер Б. М.* Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М., Изд-во МГУ, 1968.
- Келлер Б. М., Розман Х. С.* Отложения нижнего ордовика Актюбинской области Казахстана и смежных районов западного склона Урала. — В кн.: Ордовик Казахстана. IV. — «Труды ГИН АН СССР», 1961, вып. 18, стр. 93—101.
- Колесников В. Н.* Вулканогенные формации Сакмарской зоны Оренбургского Урала. — В кн.: Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1974, стр. 121—130.
- Колман Р.* Внедрение перидотитов верхней мантии вдоль краев континентов в свете положений тектоники плит. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М. «Мир», 1974, стр. 232—242.
- Кориневский В. Г.* Новый район развития трахибазальтовой формации на Южном Урале. Тезисы докладов к первому симпозиуму по вулканизму Южного Урала. Миасс, 1971, стр. 39—42.
- Кориневский В. Г.* Нижнедевонский вулканогенный комплекс на юге западного склона Урала. — В кн.: Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск, 1974<sub>1</sub>.
- Кориневский В. Г.* Вулканогенные породы нижнего силура Сакмарской зоны Мугоджар. — В кн.: Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск, 1974<sub>2</sub>.
- Кориневский В. Г.* Новое в стратиграфии верхнего силура Мугоджар. — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Т. I. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1974<sub>3</sub>.
- Кориневский В. Г.* Новые данные по стратиграфии вулканогенного девона на юге западного склона Урала. Свердловск, 1974<sub>4</sub>, стр. 111—120.
- Кориневский В. Г.* Новая разновидность калиевых щелочных базальтов в Казахстане — чанчариты. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Тезисы 2-го Каз. петрограф. совещ., г. Балхаш, Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1974<sub>5</sub>, стр. 164—165.
- Кориневский В. Г.* Новые данные о стратиграфии верхнего кембрия и нижнего ордовика Южного Урала. «Ежегодник 1974» Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1975, стр. 7—9.
- Кориневский В. Г. и др.* Магматизм Сакмарской и Западной Зеленокаменной зон Мугоджар и его значение для тектонического районирования. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М., «Наука», 1974, стр. 200—206.
- Кропоткин П. Н.* Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971, стр. 238—253.
- Ксенофонтов О. К.* Магматические и эндогенные рудные формации области сочленения варисцид Урала и каледонид Казахстана (Тургайский прогиб). Автореферат докторской диссертации. Свердловск, 1975.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Кук К. Л.* Рифтовая система провинции Бассейнов и Хребтов. — В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970, стр. 150—172.
- Кулон Ж.* Разрастание океанического дна и дрейф материков. Л., «Недра», 1973.
- Ленных В. И.* Региональный метаморфизм докембрийских толщ западного склона Южного Урала и хребта Урал-Тау. Труды Второго Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1968.
- Ленных В. И., Петров В. И.* О калиевых щелочных базальтоидах в обрамлении тараташского комплекса. — В кн.: Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1974.
- Леоненко Н. И.* Силурийские отложения Косистекского района (Северные Мугоджары). — «Труды лабор. геол. угля АН СССР», 1955, вып. 3.
- Лермонтова Е. В., Разумовский Н. К.* О древнейших отложениях Урала (нижний силур и кембрий в окрестностях д. Кидрясово, на Южном Урале). — «Записки ВМО», 1933, т. 62, вып. 1, стр. 186—217.
- Лич Г. Б.* Борозда Скалистых гор. — В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970, стр. 193—208.
- Мамаев Н. Ф.* Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. Свердловск, 1965.
- Москалева С. В.* Проблема гипербазитов. — В кн.: Проблемы геологии, петрологии, рудогенеза, Свердловск, 1972, стр. 53—63.
- Назаров В. В.* Радиоларии нижнего — среднего палеозоя Казахстана. М., «Наука», 1975.
- Огаинов И. С., Сенченко Г. С.* Криптоэвгеосинклинальная зона на Южном Урале. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М., «Наука», 1974.
- Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И.* Хромиты Кемпирсайского плутона. М., «Наука», 1968.
- Павлов Н. В., Григорьева-Чупрынина И. И.* Закономерности формирования хромитовых месторождений. М., «Наука», 1973.
- Паталаха Е. И.* О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях (вязкостная инверсия). — «Геотектоника», 1971, № 4, стр. 15—25.

Паталаха Е. И., Смирнов А. В., Поляков А. И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата, «Наука», КазССР, 1974.

Петров Н. Ф. К стратиграфии ордовикских отложений западного склона Южного и Среднего Урала. — «Труды Института геол. и геохрон. УФАН СССР», 1970, сб. № 12.

Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры и деформации горных пород. Труды МГК, XXI сессия, проблема 18. 1960.

Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. — «Геотектоника», 1967, № 5.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», 1969, № 4, стр. 5—23.

Пейве А. В. и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971, стр. 9—24.

Пейве А. В. и др. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — «Сов. геология», 1972, № 12, стр. 7—25.

Поляков А. И. Тепло, генерируемое при горизонтальных движениях шарьяжей, крупных надвигов и участков земной коры. — В кн.: Чтения им. К. И. Сатпаева. Алма-Ата, 1974, стр. 137—139.

Пучков В. Н. О палеотектонической природе Лемвинской зоны Полярного Урала. — «Геотектоника», 1973, № 6, стр. 54—62.

Романов В. А. Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М., «Наука», 1973.

Романов В. А. Основные этапы и фазы тектогенеза Южного Урала. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М., «Наука», 1974, стр. 22—34.

Рийконен О. А., Косанов К. Т. Новые данные о возрасте катралинской свиты (Орь-Илекская зона Мугоджар). — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1972, № 5.

Рингвуд А. Э., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, стр. 78—117.

Руденко Б. М. Находка отложений среднего ордовика в Косистекском районе Актюбинской области (Северные Мугоджары). — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1964, № 2, стр. 57—60.

Руженцев С. В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала. (Косистекский р-н). — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971, стр. 25—40.

Рутген М. Г. Геология Западной Европы. М., «Мир», 1972.

Сегалович В. И. Геофизическая модель Кемпирсайского ультраосновного массива в свете новых представлений о тектонике Урала. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 213, № 3, стр. 69—72.

Скрипий А. А. Типы механизмов образования геосинклинальной складчатости на Южном Урале. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М., «Наука», 1974, стр. 209—220.

Смирнов Ю. Д., Крыжановский В. К. О стратиграфическом положении, объеме, вещественном составе «катралинской» свиты Южного Урала. — «Матер. ВСЕГЕИ», 1960, вып. 39.

Стратиграфический словарь СССР. М., Госгеолтехиздат, 1956; Л., «Недра», 1975.

Страхов Н. М. Локализация рудных стяжений Fe и Mn в Тихом океане и ее генетический смысл. — «Литология и полезные ископаемые», 1974, № 5, стр. 3—17.

Табылдиев К. Т., Чербянова Л. Ф. Литолого-фациальные и палеогеографические исследования фосфоритоносных отложений кембрия Южного Казахстана. — «Инф. сб. научно-исслед. работ ИГН АН КазССР», 1973, стр. 78—82.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника (Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка). М., «Недра», 1971, стр. 113—139.

Херасков Н. П., Милановский Б. Е. Кембрий и нижний ордовик Орского Урала. — В кн.: Памяти профессора Мазаровича. М., 1953.

Херасков Н. П. Гипербазитовая формация Кемпирсайского массива Южного Урала и ассоциирующие с ней габбро-амфиболиты. — В кн.: Тектоника и формации. М., «Наука», 1967, стр. 103—141.

Хизен Б. Внутренние и краевые моря. — В кн.: Верхняя мантия. М., «Мир», 1975, стр. 134—148.

Шарфман В. С., Горохов С. С. Калялинская свита западного склона хр. Уралгау на Южном Урале. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1963, т. XXXVIII, вып. 4.

Яншин А. П. Тектоника Каргалинских гор. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1932, т. X(2).

Ярославцева Н. С. Метаморфизм магматических пород Зеленокаменной зоны Мугоджар. Автореферат кандидатской диссертации. Алма-Ата, 1975.

U. S. Program for the Geodynamics Project. Scope and Objectives. National Acad. of Sci., Washington, 1973.

## SUMMARY

The book describes the tectonics (as the synthesis of geological knowledge) of the two western zones of Mugodjar — Sakmar quasi-oceanic and Or'-Ilek microcontinental ones.

The facts testify to the eugeosynclinal character of the Sakmar zone and to its self-dependence, though many investigators are of the opinion that it is a nappe outlier. Despite a small width, the zone encompasses numerous and diverse formations: peririfting shallow carbonaceous-terrigenous formation of the Lower Ordovician, rift formations of Middle-Upper Ordovician liparite-tuffites, of the Silurian radiolarities, of pillow lavas of tholeiitic basalts, and stratiform basic-ultramafite plutons with one of which (Kempirsay one) the largest in the world chromite deposits are associated. Regenerative formations are developed along the edges of the zone: volcanic-arc formations — contrasting basalt-dacite-liparitic one of the Silurian — Devonian (in the east, at the border upon the Or'-Ilek microcontinent), differentiated andesite-dacite-liparitic one of the Lower Devonian with diorite-plagiogranite intrusive analogues and olistostrome upper layers of the section, trachybasalt-trachyandesite formation of the Middle Devonian (in the west, at the border upon the Russian continental platform) with gabbro-syenite and titaniferous clinopyroxenite-gabbro-granite plutonic equivalents; sea-edge carbonaceous-radiolarite formation of the Upper Devonian and sea-edge flyschoid-molassa formation of the Famennian — Tournai.

Pre-Cambrian continentalization formations are widely spread in the Or'-Ilek zone: Middle-Proterozoic amphibolite-gneissic formation, Riphean black-shaly, quartzitic, porphyric, and granitic formations, Vendian molassa and little intrusive gabbro-diabasic formations, as well as Cambrian leptogeosynclinal carbonaceous-siliceous formation.

The Sakmar structure is a heavily squeezed asymmetric anomalous synclinorium of overthrust mass flakes with the fungiform basic ultramafite anticlinal core (in the north) and relics or periclinal edge underthrusts. The anomalous asymmetric structure is also peculiar to the Or'Ilek anticlinorium, the western side of which is overlapped by deformed nappes of light sediments ejected from the Sakmar zone and is protruded with the Kempirsay diapir fold.

A significant role in the formation of the Sakmar zone was played by the initial rifting and the subsequent almosttenfold compression and closing of the rift by means of subduction of condensed basic rocks. The light sediments of the upper layers of the oceanic and transition crusts, as well as strongly hydrated ophiolites were subjected to overthrust fault displacements to the side of the Russian continental platform and Or'Ilek microcontinent. Data on different behaviour of heavy and light rocks during the closing of the rifts have allowed to formulate the potential density barrier law that keeps the light sediments from being drawn into the Benioff zones. Silurian-Devonian and Devonian volcanic-arc magmatism is associated with the development of the Benioff subduction zones with western and eastern dips.

For a distance of ten kilometres in the Kempirsay massif sloping underthrust to the Or'-Ilek microcontinent is observed a gradual increase in the thickness and intensity of the transformations of basic rocks of the upper zone into amphibolites and eclogitoid rocks which puts the massif in the row of unique objects for studying the metamorphism of the oceanic crust in the process of subduction. The authors succeeded in distinguishing subduction metamorphites of the high temperature and moderate-pressure facies, of the moderate temperature and high-pressure facies, and diapiric regressive metamorphites of the low temperature and moderate-pressure facies.

The structural anisotropy of the southern part of the Ural folded system developed from three quasi-oceanic rifts divided by narrow stretches of microcontinents roughly conforms to the Pre-Cambrian one, as Ripheids represented a symmetric orogen with the central core of Metamorphiden and edge sialic volcanic-plutonic belts.

The history of development of the Ural-Kazakhstan eugeosynclinal system is similar to that of the Appalachians, and the subduction magmatism is similar to the magmatism of the Yellowstone Park. This similarity allows to touch upon the problems of the association of the pericratonall depressions (Pricaspian and Mexican ones) with the closing rifts, the low-angle overthrusting of the North-American continent onto the Eastern Pacific-Oceanic zone of the spreading, the problem of the Benioff zone, and others.

The actuality of many problems described in the book has been accentuated in the Program for the American Geodynamic Project.

|   |    |
|---|----|
| Предисловие . . . . .   | 3  |
| Глава I. Некоторые спорные вопросы геологии Сакмарской и Орь-Илекской зон . . . . . | 6  |
| Глава II. О методике изучения стратиграфии . . . . .                                | 10 |
| Глава III. Стратифицированные и субвулканические образования . . . . .              | 13 |
| Докембрий . . . . .   | —  |
| Эбетинская свита . . . . .  | —  |
| Лушниковская свита . . . . .  | 17 |
| Чаушская свита . . . . .  | 22 |
| Палеозой . . . . .  | 27 |
| Кембрий . . . . .   | —  |
| Дангазанская свита . . . . .  | —  |
| Нижний ордовик . . . . .  | 30 |
| Тремaddock . . . . .  | —  |
| Кидрясовская свита (терригенные толщи) . . . . .                                    | —  |
| Арениг — лланвирн . . . . .   | 39 |
| Кидрясовская свита (карбонатные толщи) . . . . .                                    | —  |
| Средний — верхний ордовик . . . . .   | 44 |
| Косистекская свита . . . . .  | —  |
| Силур . . . . .   | 50 |
| Сугралинская свита . . . . .  | —  |
| Сакмарская свита . . . . .  | 57 |
| Девон . . . . .   | 66 |
| Нижний девон . . . . .  | —  |
| Шандинская свита . . . . .  | —  |
| Средний девон . . . . .   | 67 |
| Чанчарская и айтпайская свиты . . . . .   | —  |
| Верхний девон . . . . .   | 73 |
| Егиндинская свита . . . . .   | —  |
| Зилаирская свита . . . . .  | 77 |
| Толщи неясного возраста . . . . .   | —  |
| Докембрий? . . . . .  | —  |
| Кызылкаинская свита . . . . .   | —  |
| Силур — девон? . . . . .  | 78 |
| Куагачская свита . . . . .  | —  |
| Девон . . . . .   | 87 |
| Байтерекская свита . . . . .  | —  |
| Неясные и спорные вопросы определения возрастной принадлежности пород . . . . .     | 92 |
| Глава IV. Плутонические и малоинтрузивные образования . . . . .                     | 93 |
| Рифей . . . . .   | —  |
| Лушниковский гранитовый комплекс . . . . .  | —  |
| Венд — кембрий . . . . .  | 95 |
| Каялинский габбро-диабазовый комплекс . . . . .                                     | —  |
| Силур . . . . .   | 97 |
| Кемпирсайский расслоенный базит-ультрамафитовый комплекс . . . . .                  | —  |

|   |     |
|---|-----|
| Габброиды тассайского типа . . . . .  | 98  |
| Габброиды шандашинского типа (форелленштейны) . . . . .   | 100 |
| Ультрамафиты ядра . . . . .   | 104 |
| Хабарнинский расслоенный базит-ультрамафитовый комплекс . . . . .                                       | 106 |
| К вопросу о генезисе Кемпирсайского и Хабаровинского массивов . . . . .                                 | 111 |
| Поздний силур . . . . .   | 115 |
| Тыгашинский габбро-диабазовый комплекс . . . . .  | —   |
| Ранний девон . . . . .  | 118 |
| Иткольсайский комплекс кварцевых диоритов — трондjemитов . . . . .                                      | —   |
| Средний девон . . . . .   | 119 |
| Домбарский габбро-сиенитовый комплекс . . . . .   | —   |
| Велиховский клинопироксенит-габбро-гранитовый комплекс . . . . .  | 120 |
| Малоинтрузивные аналоги среднедевонских вулканитов и плутонитов . . . . .                               | 123 |
| Глава V. Метаморфизм . . . . .  | 124 |
| Смятие и метаморфизм пород Кемпирсайского и Хабаровинского массивов . . . . .                           | —   |
| Кемпирсайский массив . . . . .  | —   |
| Хабарнинский массив . . . . .   | 131 |
| Петрографическая характеристика метаморфизованных базитов и ультра-<br>мафитов . . . . .                | 132 |
| Метаморфизм докембрийских пород . . . . .   | 146 |
| Метаморфизм палеозойских пород . . . . .  | 149 |
| Глава VI. Петрохимия пород Сакмарской и Орь-Илекской зон . . . . .                                      | 152 |
| Осадочные породы . . . . .  | —   |
| Магматические и метаморфические породы . . . . .  | —   |
| Глава VII. Некоторые геофизические данные по Сакмарской и Орь-Илек-<br>ской зонам . . . . .             | 169 |
| Плотность пород . . . . .   | —   |
| Характеристика магнитного поля . . . . .  | 170 |
| Сейсмические данные . . . . .   | 171 |
| Глава VIII. Структуры Сакмарской и Орь-Илекской зон . . . . .   | 173 |
| Докембрийские структуры континентальной коры . . . . .  | —   |
| Тектонические покровы и ассоциирующие с ними структуры . . . . .  | 176 |
| Общая характеристика . . . . .  | —   |
| Автохтоны (полуавтохтоны) и покровно-надвиговые структуры . . . . .                                     | 182 |
| Пластины океанической коры in situ и поддвиги . . . . .   | 186 |
| Кливаж в океанической коре . . . . .  | 189 |
| Перфоантиклинально-диапировые структуры . . . . .   | —   |
| Линеаризованные брахисинклинальные и разделяющие их антиклиналь-<br>ные структуры . . . . .             | 194 |
| Фиксизм или мобилизм? (Некоторые вопросы складкообразования) . . . . .                                  | 197 |
| Кругопадающие разломы . . . . .   | 205 |
| Глава IX. К вопросу о корреляции докембрийских толщ западного и восточ-<br>ного склонов Урала . . . . . | 209 |
| Глава X. К истории геологического развития Уральской складчатой сис-<br>темы . . . . .                  | 212 |
| Глава XI. О зонах Беньюфа . . . . .   | 225 |
| Заключение . . . . .  | 229 |
| Литература . . . . .  | 232 |

# CONTENTS

---

|   |     |
|---|-----|
| Introduction . . . . .  | 3   |
| Chapter I. Some Moot Points of Geology of Sakmar and Or'Ilek Zones . . . . .  | 6   |
| Chapter II. On Methods of Stratigraphic Geology Study . . . . .   | 10  |
| Chapter III. Stratified and Subvolcanic Formations . . . . .  | 13  |
| Chapter IV. Plutonic and Little-Intrusive Formations . . . . .  | 93  |
| Chapter V. Metamorphism . . . . .   | 124 |
| Chapter VI. Petrochemistry of Rocks of Sakmar and Or'Ilek Zones . . . . .   | 152 |
| Chapter VII. Some Geophysical Data on Sakmar and Or'Ilek Zones . . . . .  | 169 |
| Chapter VIII. Structures of Sakmar and Or'Ilek Zones . . . . .  | 173 |
| Chapter IX. To the Question of Correlation of Pre-Cambrian Series of Western<br>and Eastern Slopes of the Urals . . . . . | 209 |
| Chapter X. To the History of Geological Evolution of Ural Folded System . . . . .   | 212 |
| Chapter XI. On the Nature of Benioff Zones . . . . .  | 225 |
| Conclusion . . . . .  | 229 |
| References . . . . .  | 232 |
| Summary . . . . .   | 236 |

ИБ № 14

Абдулин Айтмухамед Абдуллаевич,  
Авдеев Александр Васильевич,  
Сеитов Насипкали Сеитович

ТЕКТНИКА  
САКМАРСКОЙ И ОРЬ-ИЛЕКСКОЙ ЗОН  
МУГОДЖАР

*Утверждено к печати Ученым советом ордена Трудового Красного Знамени  
Института геологических наук им. К. И. Сагпаева Академии наук Казахской ССР*

Редактор *Р. К. Даниленко*  
Худож. редактор *А. Б. Мальцев*  
Техн. редактор *З. П. Ророкина*  
Корректор *Л. И. Пушкина*

\* \* \*

Сдано в набор 1/IX 1976 г. Подписано к печати 3/II 1977 г.  
Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Бумага № 1. Усл. печ. л. 22,2 (вклейка с оборотом)  
Уч.-изд. л. 21,1. Тираж 800. УГ11711  
Зак. 165. Цена 3 руб.

\* \* \*

Издательство «Наука» Казахской ССР.  
Типография издательства «Наука» Казахской ССР.  
Адрес издательства и типографии: 480021, г. Алма-Ата, ул. Шевченко, 28.

### НЕОБХОДИМЫЕ ИСПРАВЛЕНИЯ

| Страница | Строка    | Напечатано                              | Следует читать                         |
|----------|-----------|---|--|
| 108      | 12 снизу  | (см. рис. 65, а)                        | (см. рис. 59, а)                       |
| 140      | 1 снизу   | (рис. 75, в)                            | (рис. 74, в)                           |
| 141      | 11 сверху | На рисунке 75, в                        | На рисунке 75, е                       |
| 147      | 7 снизу   | (см. рис. 46, б, в, г), реже глаукофан. | реже глаукофан (см. рис. 50, б, в, г). |
| 183      | 27 сверху | (см. рис. 45)                           | (см. рис. 44)                          |
| 204      | 17 сверху | (рис. 99)                               | (рис. 98)                              |

Заказ 165.

1932

30