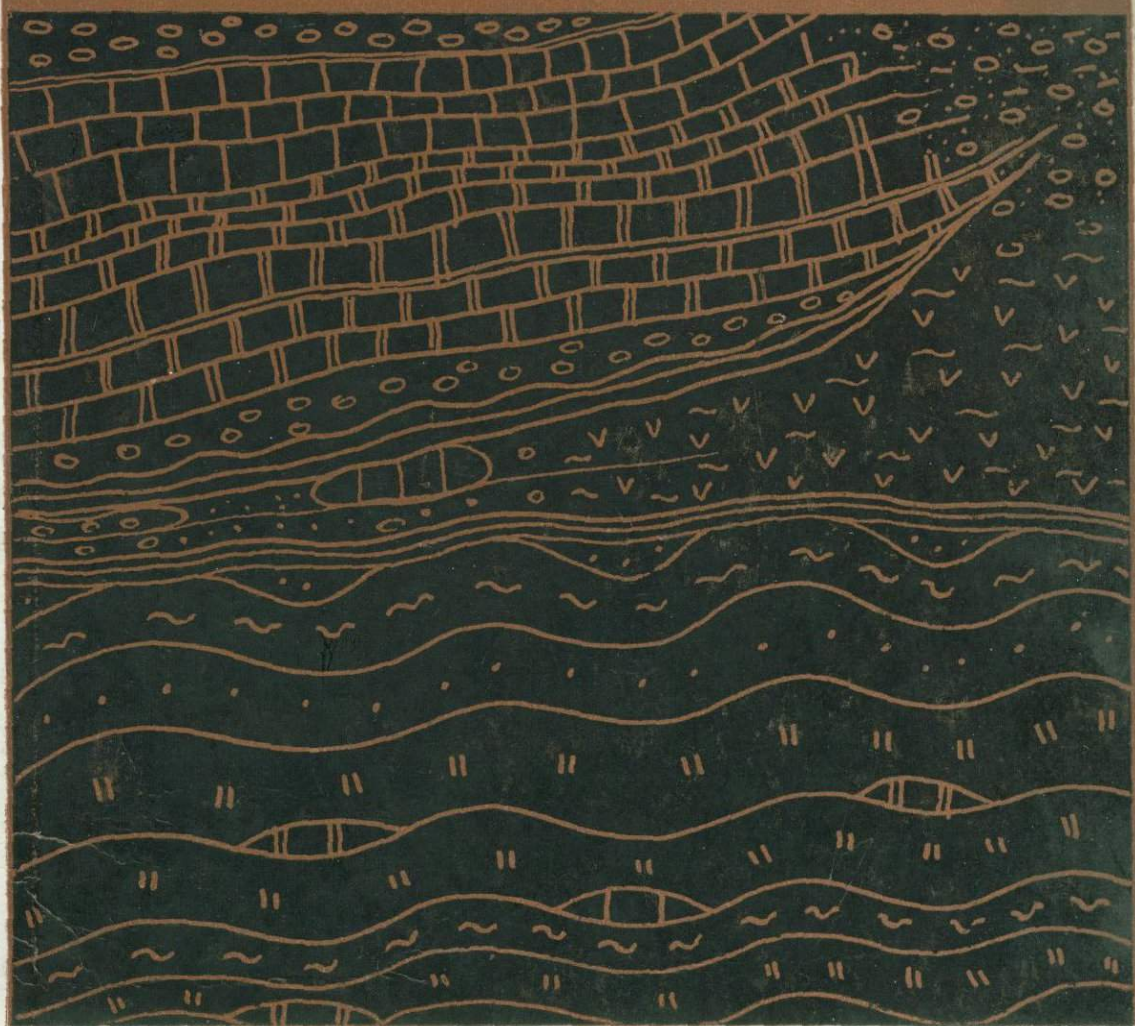


ЛИТОЛОГИЯ  
ДОПАЛЕОЗОЙСКИХ  
И ПАЛЕОЗОЙСКИХ  
ОТЛОЖЕНИЙ  
УЗБЕКИСТАНА



АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

551.26

Е. Л. АБРАМОВИЧ, Л. М. ГЛЕЙЗЕР, В. П. ЛОЩИННИН  
Д. М. СУРГУТАНОВА, И. В. ПЛЕЩЕНКО, П. А. ЧИСТЯКОВ

ДОПАЛЕОЗОЙСКИЕ И ПАЛЕОЗОЙСКИЕ  
ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ  
УЗБЕКИСТАНА

878



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР

ТАШКЕНТ-1973



УДК 551.263.036:551.71/73 (575.1)

Коллектив. **Допалеозойские и палеозойские осадочные формации Узбекистана.** Изд-во «Фан» УзССР, 1973. Табл. 17, рис. 17, библи. 228 назв.

В монографии описываются докембрийская и нижнепалеозойская песчано-сланцевая девонская красноцветная и среднепалеозойская карбонатная формации. С различной степенью детальности рассматриваются строение, генезис, палеогеография и палеотектоника, ритмостратиграфия, минералого-петрографические, физико-химические и фациальные особенности, классификация и типы осадков. Особое внимание уделяется геохимии и рудогенезу некоторых элементов (Au, Mn, V, P, Pb, Zn, Cu, Fe, Ag, Hg, As, Bi и др.) и их народнохозяйственному значению.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Ответственный редактор

акад. АН УзССР *В. И. ПОПОВ*

А  $\frac{0,291-014}{355(06)-73}$  37-73

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемой монографии изложены результаты исследований некоторых допалеозойских и палеозойских осадочных формаций Узбекистана, выполненных в лаборатории литологии осадочных формаций Института геологии и геофизики АН УзССР. Основная цель работы — изучение условий формирования осадочных комплексов и выявление роли фациального контроля в локализации и размещении связанного с осадочными формациями стратифицированного оруденения.

Изложены результаты литологического изучения докембрийских осадочных образований Узбекистана. Приводится ритмостратиграфическое расчленение, минералого-петрографическая характеристика и некоторые особенности палеогеографии (ауминзинской, тасказганской, зимбылтауской, мурунтауской и бесапанской свит) золотоносных песчано-сланцевых отложений юга Тамдытау и дается их сопоставление с районом Ауминзатау. На большом фактическом материале подтверждается докембрийский возраст этих отложений, намечаются стадийные метаморфические изменения. Рассмотрены вопросы рудоносности отложений и приведены некоторые факты в пользу осадочно-метаморфогенной концепции золотого оруденения.

Дается краткая петрографо-геохимическая характеристика нижнепалеозойских терригенных толщ Кураминского хребта, в составе которых выделены шлировая и флишоидные формации. Выявлена зараженность изученных осадков  $\text{Cu}$ ,  $\text{Au}$ ,  $\text{V}$  и другими элементами, которые связаны с процессами седиментогенеза. Нижнепалеозойские толщи рассматриваются как возможный источник этих элементов в процессах гидротермального рудообразования.

Приводится краткая фациально-формационная характеристика осадочных отложений верхнего силура и верхнего палеозоя Тамдытау. Следуя комплексной генетической классификации формаций (по В. И. Попову) в соответствии с фациально-петрографической характеристикой и историко-геологической позицией изученных отложений, в составе верхнесилурийской толщи выделена геосинклинальная шлировая формация с волноприбойной и подводнодельтовой субформациями и сопутствующая мелководно-прибрежная слоистая карбонатная формация. Наиболее перспективны песчаники волноприбойного пояса шлировой формации (на пиркон и рutil). В составе верхнепалеозойской терригенной толщи выделена геосинклинальная морская шлировая формация с волноприбойной и мелкозаливной субформациями. Наиболее интересны углеродисто-глинистые сланцы последней, в которых установлены несколько вышекларковые содержания  $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$  и  $\text{Co}$ .

Описаны девонские красноцветные отложения Чаткало-Кураминского региона. На большом собственном фактическом материале и

по данным других исследователей дается ритмостратиграфическое расчленение и литолого-фациальная характеристика этих отложений, указывая на принадлежность их к молассовым формациям. Выявлена приуроченность  $Cu$ ,  $Hg$ ,  $Ag$ ,  $Bi$  и других элементов к осадкам тюлькун-башской и машрапской свит и намечены первоочередные участки для поисково-разведочных работ. В сжатой форме высказаны соображения о палеогеографии красноцветных отложений региона.

Подведен итог литологического изучения среднепалеозойских карбонатных формаций Северного Кармазара и Западного Узбекистана (Центральные Кызылкумы, горы Ханбанды и Писталитау). В крайне сжатой форме рассмотрены геотектоническая позиция, основные особенности строения и состав карбонатных формаций указанных регионов. Прежнее описание калканатинских руд (1968) дополнено рассмотрением тех изменений, которые претерпели стратифицированные руды в процессе катагенеза и частично эпигенеза. Сопоставление рудоносных карбонатных формаций Северного Кармазара и Учкулачского рудного поля с карбонатными формациями Центральных Кызылкумов (Тамдытау) позволило наметить основные литолого-фациальные особенности среднепалеозойских карбонатных формаций, определившие возможность первично осадочного накопления в них сульфидов  $Pb$  и  $Zn$ , и сделать главнейшие выводы в отношении основных закономерностей, контролирующих локализацию и размещение сингенетично-эпигенетичного полиметаллического оруденения в морских палеозойских карбонатных формациях Срединного и Южного Тянь-Шаня.

Первая глава написана В. П. Лощининым и П. А. Чистяковым, вторая — Л. М. Глейзером, третья — Е. Л. Абрамович, четвертая — Д. М. Сургутановой, пятая — Е. Л. Абрамович и И. В. Плещенко.

## Глава I

### ЛИТОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЗОЛОТОНОСНЫХ ПЕСЧАНО-СЛАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ТАМДЫТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ)

Древние песчано-сланцевые отложения, слагающие (снизу вверх) ауминзинскую, тасказганскую, зимбылтаускую, мурунтаускую и бесапанскую свиты, широко развиты на всей площади Центральных Кызылкумов. Они обнажаются на южном склоне Тамдытау, в горах Ауминзатау, Бельтау, Джетымтау, Аристантау и некоторых других районах. В Тамдытау обнажается наиболее полный разрез этих отложений.

До последнего времени эта песчано-сланцевая толща, относившаяся по возрасту к нижнему палеозою, мало привлекала внимание литологов, и только после выявления в ней ряда рудопроявлений, особенно после открытия золоторудного месторождения Мурунтау интерес к ней резко возрос. Наряду с геолого-разведочными работами на золото проведены специальные стратиграфические, литологические, минералогическо-геохимические и другие детальные геологические исследования вмещающих месторождение отложений, а также их сравнительное изучение с докембрийскими образованиями Урала, Туркестанского хребта и Чаткальских гор. В результате был уточнен их возраст. Если раньше, до 1965 г., вся песчано-сланцевая толща относилась к нижнепалеозойским отложениям (кембрий—ордовик—силур), то в настоящее время большинство геологов относят ее к докембрийским образованиям — верхнему протерозою.

Б. Я. Хорева и др. (1971) по доломитам тасказганской свиты определили абсолютный возраст в 900—1300 млн. лет, что, по их мнению, отвечает «верхнепротерозойской первичной перекристаллизации доломитов, близкой ко времени их седиментации».

Впервые о возможном докембрийском возрасте отложений ауминзинской свиты в 1965 г. высказались М. А. Ахмеджанов и О. М. Борисов, которые условно отнесли эту свиту к верхнему рифею, а тасказганскую — к кембрий—ордовику. В 1967 г. эти авторы, датируя тасказганскую свиту кембрий—ордовиком, в сноске допускают, что «возможно, тасказганская, кытармайская и часть коксайской свиты являются докембрийскими» (Ахмеджанов и др., 1967 г.).

Более определенно о возможном докембрийском возрасте всей рассматриваемой песчано-сланцевой толщи было сказано авторами данной главы в 1967 г. в отчете по результатам литологических исследований, проводившихся с 1963 г. в районе Южного Тамдытау. В опубликованной в 1969 г. статье В. П. Лощинин и О. Н. Халецкая писали:

«По нашему мнению, отложения ауминзинской, тасказганской, зимбылтауской и бесапанской свит и их аналоги на западе района нужно считать докембрийскими. Основанием для этого служат установленные в результате исследований довольно сильный метаморфизм пород,

исключительная редкость и своеобразие органических остатков (озагии и строматолиты) и литолого-петрографические отличия от фаунистически охарактеризованных кембрийских, ордовикских и силурийских осадков смежных территорий» (Лощинин и Халецкая, 1969).

Вопрос о точном возрасте как всей толщи, так и отдельных подразделений (свит), а также о верхней границе ее до сих пор остается дискуссионным. Б. Я. Хорева и др. (1971) верхнюю часть песчано-сланцевой толщи—бесапанскую свиту—датируют средне-верхним кембрием.

В данной работе излагаются результаты первого этапа литологического изучения древнейших отложений Центральных Кызылкумов (юга Тамдытау), приводится их минералого-петрографический состав, строение, степень метаморфизации пород, характер распределения в них концентраций отдельных химических элементов, в том числе золота, и частично затрагиваются генетические вопросы. Этим далеко не исчерпывается круг вопросов, подлежащих дальнейшему изучению. На следующем этапе исследований этих геологических образований необходимо акцентировать внимание на выявлении палеогеографических, фацально-геохимических и регионально-геологических условий осадкообразования в докембрийское время на всей площади Западного Узбекистана.

В истории изучения древних отложений Центральных Кызылкумов можно выделить четыре этапа.

Первый (1826—1915 гг.) характеризуется маршрутными рекогносцировочными исследованиями Н. А. Северцева (1873), Н. П. Барботт-де-Марни (1875), И. В. Мушкетова (1877, 1878, 1886—1890), В. А. Обручева (1889), М. Н. Богданова (1890), впервые отметивших на данной территории палеозойские образования.

Второй этап (1927—1940 гг.) — мелкомасштабное геологическое картирование и эпизодические поисково-разведочные работы. В этот период составлены первые стратиграфические схемы, описаны древние отложения Центральных Кызылкумов по естественным обнажениям (Герасимов, 1931; Чихачев, 1931; Соседко, 1937; Аделунг, 1937; Кушнар, 1938, 1940; Петров, 1938; Захаревич, 1938) и выявлены отдельные рудопроявления. В этих описаниях древняя песчано-сланцевая толща на юге Тамдытау была объединена в одну бесапанскую свиту (Кушнар, 1938) и по возрасту отнесена к верхнему силуру. В. А. Захаревич (1938) аналогичные толщи в районе Ауминзатау считал нижнепалеозойскими (?) и выделил их под названием «авминзинской» свиты.

Третий этап (1941—1961 гг.) характеризуется планомерными среднemasштабными геологосъемочными, поисково-разведочными и тематическими исследованиями (Рывкин и др., 1954, 1956; Урманов и др. 1955; Попов и др., 1955; Пятков и др., 1959, 1961—1963; Лихачев и др., 1958, 1961, 1963). Ю. А. Лихачев, В. С. Владимирский и др. (1957—1958) ранее выделенную бесапанскую свиту и ее аналог — авминзинскую расчлениют (снизу вверх) на три свиты — ауминзинскую, тасказганскую и бесапанскую, условно датировавшиеся нерасчлененным нижним палеозоем.

В этот же период К. К. Пятковым и др. составлена первая схема тектонического районирования Западного Узбекистана, на которой площадь Центральных Кызылкумов разделена на пять структурно-формационных подзон.

В пятидесятые годы И. Х. Хамрабаевым разработана схема развития магматизма и металлогенического районирования Западного Узбекистана, что обусловило научный прогноз для открытия Мурунтауского золоторудного месторождения (Хамрабаев, 1958). Рассматриваемые

отложения считались им наиболее древними и относились к нижнему палеозою.

К началу 60-х годов завершаются работы по металлометрической съемке (Ю. Н. Мордвинцев, П. В. Храмышкин) и предварительной разведке мурунтауского рудного поля (В. М. Шурыгин и др.), приведшие к открытию золоторудного месторождения.

Четвертый этап (с 1962 г.)—детальное изучение геологии Центральных Кызылкумов, ознаменовавшееся открытием месторождения Мурунтау. В результате широкого комплекса крупномасштабных геолого-съемочных, поисковых и геофизических работ, а также научно-тематических исследований детализируется стратиграфическое строение древних толщ и дается более дробное расчленение ранее выделенных свит (Подкопаев и др., 1966; Халецкая, Лощинин, 1967, 1969; Ким и др., 1970; Баскаков и др., 1970). Устанавливается их докембрийский возраст (Ахмеджанов, Борисов, 1964—1969; Лощинин, Халецкая и др., 1967; Пятков и др., 1968; Ким и др., 1970; Баскаков и др., 1970; Хорева и др., 1971). Уточняется геолого-структурное положение и история геологического развития Центральных Кызылкумов (Ахмеджанов, Борисов, 1968, 1969, 1971; Пятков и др., 1968). Детально изучаются литологические, минералого-геохимические особенности этих отложений, вопросы метаморфизма, рудоносности и палеогеографические условия формирования (Палей, 1964—1966; Хамрабаев и др., 1965; Бадалов, 1965—1968; Яскович, 1966—1971; Пяновская, 1966; Бендик, Зарембо, Косавченко, 1969, 1970; Чеботарев, 1969, 1970; Нестерева, 1969; Крылов и др. 1967; Чистяков, Лощинин, 1971).

#### **РИТМОСТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ**

В связи с определившейся перспективностью докембрийских отложений Центральных Кызылкумов на золото и ряд других полезных ископаемых возникла необходимость более дробного расчленения древних толщ с достаточно четкой характеристикой стратиграфических границ. Это необходимо для установления приуроченности концентраций золота и других полезных ископаемых к определенным стратиграфическим интервалам, а также для выяснения геотектонических и фациально-палеогеографических условий формирования рассматриваемых отложений.

Толща докембрийских песчано-сланцевых отложений Южного Тамдытау мощностью более 3000 м по литологическому составу, характеру строения и степени метаморфизма пород расчленяется снизу вверх на пять свит — ауминзинскую, тасказганскую, зимбылтаускую, мурунтаускую и бесапанскую<sup>1</sup>. Вопрос о стратиграфических границах между этими свитами и соответственно их объеме различные исследователи трактуют по-разному. Ниже приводим литологическую характеристику, исходя из объема свит (ритмосвит), полученного нами в результате анализа ритмичности, наблюдаемой в строении как всей песчано-сланцевой толщи, так и ее отдельных интервалов.

Ритмостратиграфическое расчленение ее (рис. 1) базируется на методике ритмостратиграфического изучения терригенных отложений, разработанной В. И. Поповым (1945), что позволило не только уточнить

<sup>1</sup> Данное литостратиграфическое расчленение предложено П. Н. Подкопаевым и др. в 1966 г. и, как считает большинство геологов, оно до сих пор является наиболее «удобным для практического использования» в районе Южного Тамдытау.

и более четко обосновать границы ранее выделенных свит, но и дать их более дробное расчленение. Вся толща докембрийских песчано-сланцевых отложений Южного Тамдытау представляет собой единую мощную ритмотолщу, состоящую из пяти ритмосвит, которые в свою очередь по литологическому составу и характеру ритмического переслаивания отдельных типов пород подразделяются на ритмоподсвиты, а последние — на ритмопачки. В толще наблюдаются два основных типа двухчленной микроритмичности, каждый из которых характерен для определенного стратиграфического интервала толщи (рис. 2).

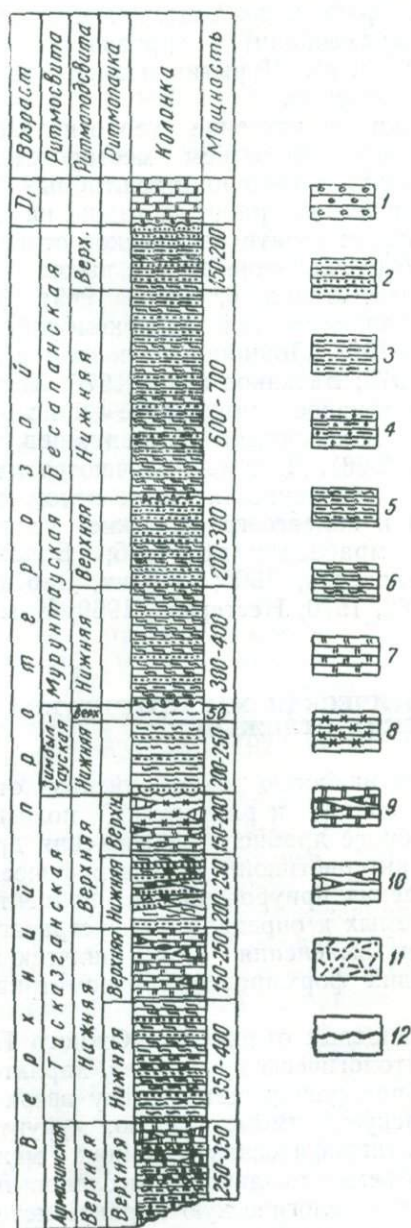


Рис. 1. Ритмостратиграфическая колонка докембрийских отложений юга Тамдытау.

1—гравелиты; 2—песчаники, 3—алевролиты, 4—кристаллические сланцы, 5—микросланцы, 6—аргиллиты, 7—кварциты, 8—микрокварциты, 9—доломиты и доломитовые мраморы, 10—кальцитовые мраморы, 11—эффузивные образования, 12—несогласия.

При анализе характера изменения микроритмичности вверх по разрезу выявлена определенная закономерность в смене роли элементов

Первый тип, где первым элементом ритма являются карбонаты, а вторым — кварциты или микросланцы (типы 1 и 1а), характерен для отложений тасказганской ритмосвиты — верхних ритмопачек выделенных в ней ритмоподсвит. Наблюдается закономерная приуроченность ритмичности типа 1 и 1а, первая преобладает в нижней части разреза тасказганской ритмосвиты, а вторая — в верхней.

Второй тип, где первый элемент ритма представлен песчаниками, а второй — микросланцами или аргиллитами (типы 2 и 2а), характерен для нижних ритмопачек тасказганской ритмосвиты и для отложений зимбылтауской, мурунтауской и бесаянской. При этом ритмичность второго типа — песчаники — микросланцы присуща отложениям тасказганской, зимбылтауской и мурунтауской, а второго «а» — песчаники — аргиллиты — бесаянской.

Наблюдаемая микроритмичность обусловлена периодической сменой относительно мелководных условий осадкообразования более глубоководными: карбонаты сменяются кварцитами, песчаники — микросланцами (алевролитами) и аргиллитами. Эта смена происходила за счет непрерывно-прерывистых тектонических движений в области осадкообразования в период формирования отложений ритмотолщи.

в строении элементарных микроритмов. В пределах отдельных интервалов разреза, характеризующихся тем или иным типом микроритмично-

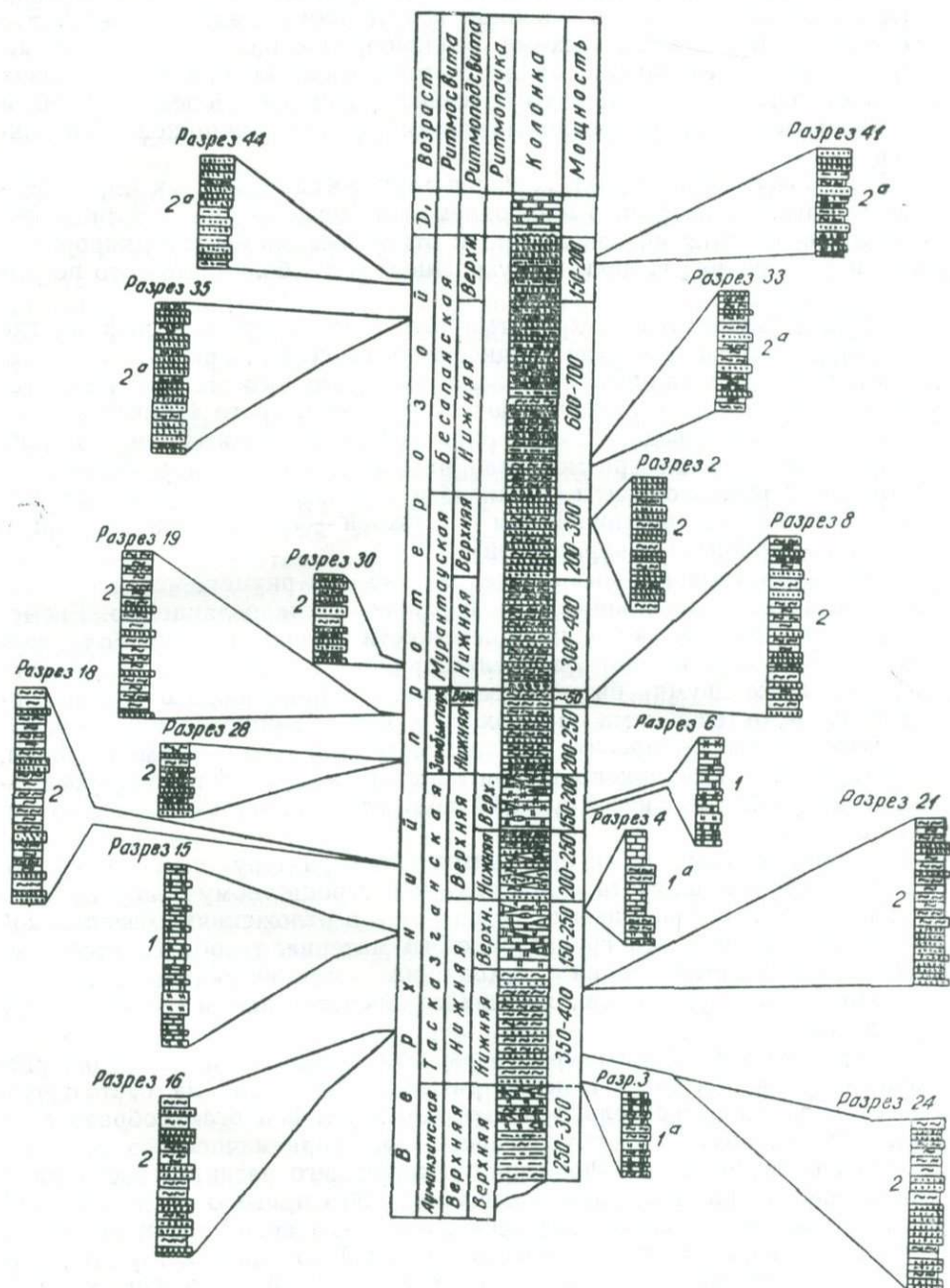


Рис. 2. Типы микроритмичности в разрезе докембрийских отложений юга Тамдыгау. Усл. обозн. см. на рис. 1.

сти, вверх по разрезу наблюдается определенная тенденция к возрастанию второго элемента элементарного микроритма, вплоть до прева- лирования. Исключение составляет только бесапанская ритмосвита.

Здесь при ритмическом переслаивании песчаников и алевролитов (первый элемент микроритма) с микросланцами и аргиллитами (второй элемент) вверх по разрезу возрастает роль первого элемента и верхняя ритмоподсвета слагается в основном песчаниками и алевролитами. Это объясняется изменением режима осадкообразования, обусловленным активизацией в бесапанское время тектонических движений, приведших к резкому обмелению морского бассейна и смене морских условий осадкообразования прибрежно-морскими и прибрежно-континентальными.

Приуроченность отдельных типов микроритмичности к определенным интервалам разреза и наблюдаемая по разрезу смена в литологическом составе этих интервалов роли отдельных элементов микроритма дали нам основание выделить двухчленный ритм более высокого порядка — макроритм.

Первым элементом макроритма являются интервалы разреза, где превалируют (по суммарной мощности) отложения первого элемента, характерного для данного интервала элементарного микроритма, вторым — интервалы, где преобладают отложения второго элемента.

Ритмопачки объединяются в ритмоподсветы, а последние в ритмосвиты. Тасказганская ритмосвита расчленяется на две аналогично построенные ритмоподсветы (нижнюю и верхнюю), каждая из которых слагается двумя ритмопачками (нижней — песчано-кварцевой и верхней — карбонатно-кварцевой).

**Зимбылтауская ритмосвита** делится на две ритмоподсветы — нижнюю — песчано-микросланцевую и верхнюю — микросланцевую. Ритмопачки в них не выделяются из-за нечеткости границ перехода более грубозернистых образований в мелкозернистые. Мурунтауская свита сложена также двумя ритмоподсветами. Нижняя образована микросланцевыми отложениями, а верхняя — песчано-микросланцевыми.

**Бесапанская ритмосвита** расчленяется на две ритмоподсветы, состоящие из песчаниково-алевролитовых и микросланцево-аргиллитовых отложений в нижней и верхней подсвете и песчаников и алевролитов в верхней.

Граница между ними проводится по характеру смены окраски пород — верхняя подсвета относится к пестроцветному типу отложений. Возрастание снизу вверх по разрезу в отложениях бесапанской ритмосвиты роли более грубозернистого материала объясняется прогрессирующей активизацией восходящих тектонических движений в области осадкообразования, явившихся предвестниками каледонского орогенеза.

Характер изменения вверх по разрезу строения микроритмов, ритмопачек, ритмоподсвет и в целом ритмосвит указывает на то, что периодическая смена относительно мелководных условий осадкообразования более глубоководными, обусловившая микроритмичность в строении разреза, произошла на фоне прогрессирующего развития восходящих движений в области осадкообразования. Это привело к постепенной смене хемогенного осадконакопления, имевшего место в период формирования тасказганской ритмосвиты и частично зимбылтауской, терригенным — во время образования мурунтауской и особенно бесапанской.

Следует отметить, что разработанная схема ритмостратиграфического расчленения докембрийских отложений юга Тамдытау может быть, по-видимому, применена для синхронных по возрасту отложений всей Ауминза-Северонуратинской структурно-фациальной подзоны<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Выделена Ю. К. Быковским (1969 г.) из состава Ауминза-Бельтауской подзоны.

Южного Тянь-Шаня, что подтверждается сопоставлением разрезов этих отложений районов Ауминзатау и Тамдытау (рис. 3).

**Ауминзинская ритмосвита**—наиболее древняя в комплексе протерозойских отложений Центральных Кызылкумов. Впервые как самостоятельная свита она выделена Ю. А. Лихачевым (1961) в 1958 г. в горах Ауминзатау, где обнажающаяся верхняя часть ее достигает наибольшей (до 1400 м) мощности. Нижняя граница свиты не вскрыта. Обнажающаяся часть свиты сложена часто чередующимися, не выдержанными по мощности и простираению пачками кристаллических и амфиболитовых сланцев, различного состава микросланцев, кварцитов, кальцитовых и доломитовых мраморов с прослоями туфов, туфопесчаников и измененных эффузивных пород. В Южном Тамдытау обнажается самая верхняя часть свиты (около 400 м), которая по составу и строению аналогична этой части разреза в горах Ауминзатау.

Верхнюю границу свиты большинство исследователей проводят по кровле последнего горизонта эффузивных образований основного состава, представленного в разрезе прослоями и линзами ярко-зеленых рассланцованных пород амфибол-альбит-кварц-хлоритового состава с эпидотом и актинолитом. Некоторые исследователи (Баскаков, Воронков и др., 1970) проводят эту границу несколько выше — по кровле, залегающей на метаморфизованных эффузивах, пачки карбонатно-кварцитовых отложений и разрез тасказганской свиты, по их схеме, начинается горизонтом кварцевых песчаников<sup>1</sup>.

Основываясь на ритмостратиграфическом анализе и литогенетических особенностях рассматриваемых докембрийских отложений, мы считаем наиболее литогенетически обоснованной границу между ауминзинской и тасказганской свитами, проводимую по подошве первого после верхнего эффузивного горизонта ауминзинской свиты, горизонта терригенных (песчано-сланцевых) образований. Этой границей фиксируется смена генетически различных условий осадкообразования, обусловивших формирование свит—вулканогенно-осадочный тип литогенеза ауминзинского времени сменяется хемогенно-терригенным в тасказганское.

Поддерживая мнение Ю. Ф. Баскакова и др. о положении границы между ауминзинской и тасказганской свитами<sup>2</sup>, мы, однако, не можем согласиться с объединением этих свит в одну кызылкумскую, так как интервалы разреза докембрийских отложений генетически различны и знаменуют различные этапы геосинклинального развития Ауминза-Северонуратинской структурно-фациальной подзоны Южного Тянь-Шаня. Последнее подтверждается различием в формационной принадлежности отложений этих свит. Если отложения тасказганской и вышележащих свит относятся к флишoidному типу геосинклинальных формаций, то отложения ауминзинской по составу и строению более всего соответствуют кремнисто-вулканогенным формациям. Эти формации, как отмечает Л. Б. Рухин (1969), представляют собой «глубоководные отложения центральных участков геосинклиналей, формирующихся в эпоху их наибольшего прогибания, напряженного вулканизма и малого привноса обломочного материала».

<sup>1</sup> Эти авторы в схеме литостратиграфического расчленения докембрийских отложений южной части Кызылкумов объединили ауминзинскую, тасказганскую и зимбылтаускую свиты в одну кызылкумскую, выделив в ней нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты, стратиграфически соответствующие объединенным свитам П. Н. Подкопаева.

<sup>2</sup> Пачка карбонатно-кварцитовых пород, залегающих на эффузивах, по кровле которой эти авторы проводят границу, литогенетически тяготеет к вулканогенно-осадочному комплексу ауминзинской свиты.

# Ю Ж Н Ы Й   Т А М Д Ы Т А У

Ауминзатау

Меридиан  
кол. Умар

Меридиан  
р-д. Авликуджумды

Меридиан  
кол. Бесапан

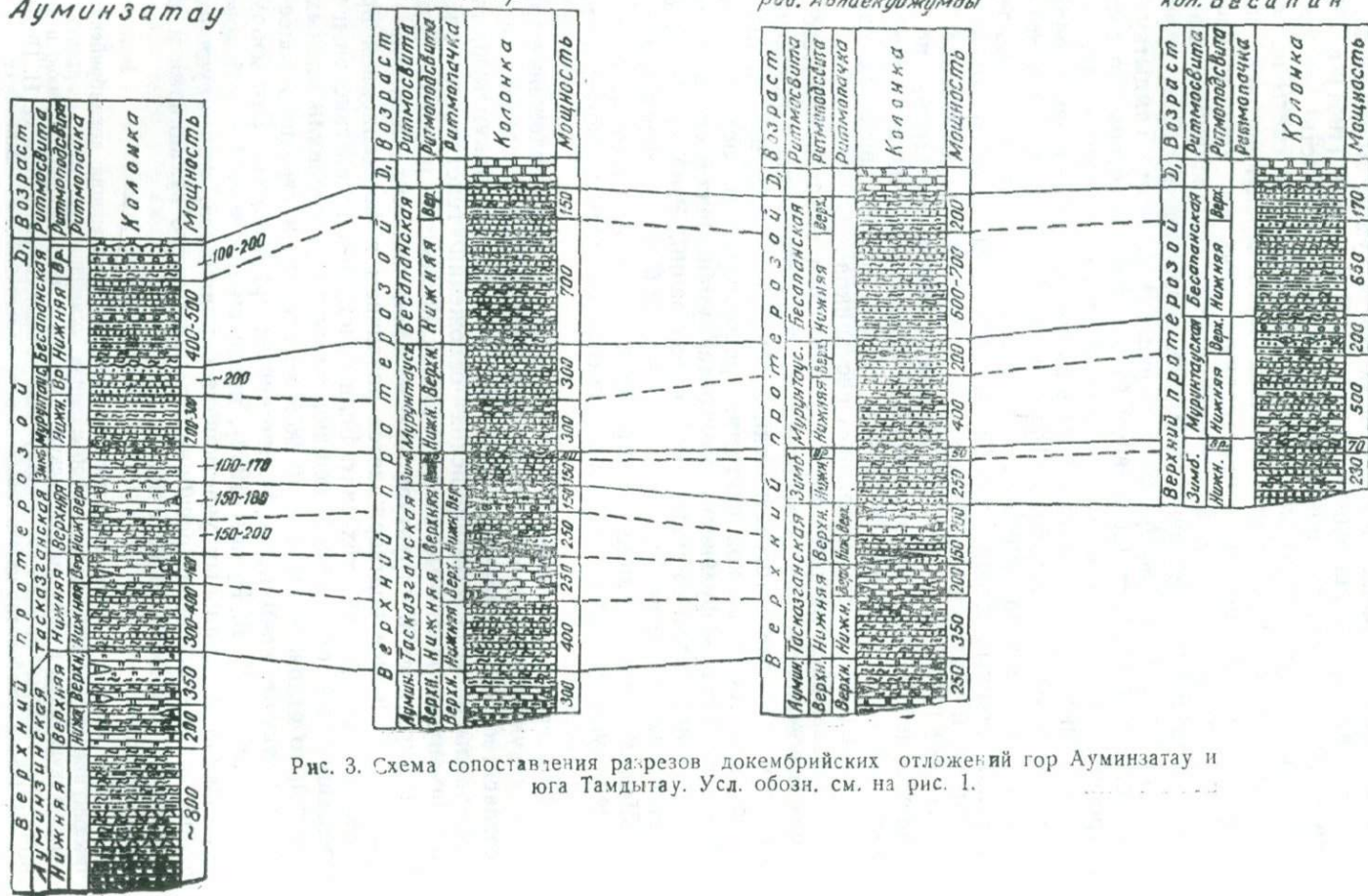


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов докембрийских отложений гор Ауминзатау и юга Тамдытау. Усл. обозн. см. на рис. 1.

Анализируя состав и строение разреза ауминзинской вулканогенно-осадочной ритмосвиты (ее обнажающейся в районе Ауминзатау части), мы выделяем в ней две ритмоподсвиты — нижнюю — вулканогенно-глинисто-сланцевую и верхнюю — вулканогенно-кремнисто-сланцево-карбонатную (рис. 3).

Нижняя ритмоподсвита (видимая мощность более 800 м) представлена переслаивающимися, фациально переходящими по простиранию друг в друга пачками серых, зеленовато-серых, серебристых и черных кристаллических амфиболитовых сланцев, слюдисто-кварцевых микросланцев, включающих прослой зеленых туфов, туфопесчаников, сильно измененных эффузивных пород и маломощные линзы кварцитов. Снизу вверх по разрезу наблюдается сокращение мощности прослоев эффузивных образований. Границу с верхней ритмоподсвитой мы проводим по подошве первого относительно мощного (несколько метров) горизонта темно-серых массивных углеродистых кварцитов<sup>1</sup>.

Верхняя ритмоподсвита мощностью 500—600 м по строению и типам слагающих ее пород отчетливо расчленится на две ритмопачки, которые характеризуются двухчленной микроритмичностью.

Нижняя — кремнисто-сланцевая ритмопачка (150—200 м) представлена темно-серыми и черными плитчатыми кварцитами, ритмично переслаивающимися с серыми и зеленовато-серыми кристаллическими сланцами и слюдисто-кварцевыми микросланцами. От подошвы к кровле ритмопачки снижается роль кварцитовых пород (уменьшается мощность их прослоев) и возрастает — сланцевых. Границу с верхней ритмопачкой мы проводим по первым прослоям и линзам карбонатных пород.

Верхняя — кремнисто-карбонатная ритмопачка (200—300 м) сложена перемежающимися пластами и линзами массивных плитчатых кварцитов — от серого до черного и доломитовых мраморов темно-серого, черного и розовато-серого цвета. Мощность пластов и линз кварцитов 0,6—7,5 м; доломитовых мраморов — 2,5—5,5. В нижней части ритмопачки наблюдаются прослой кристаллических амфиболитовых сланцев и сильно измененных эффузивных пород. Кровля представлена в основном кварцитовыми породами.

**Тасказганская ритмосвита**, сложенная сланцевыми, кремнистыми и карбонатными породами, выделена впервые в 1957 г. Ю. А. Лихачевым и др. в Южном Тамдытау. Она широко распространена на юге Тамдытау, в горах Ауминзатау, Джетымтау, Северном Нуратау и др. Верхнюю границу свиты мы проводим по смене в разрезе кремнистых и карбонатных пород тасказганской ритмосвиты пестроцветными, плотными микросланцами и рассланцованными песчаниками зимбылтауской. Эти породы с некоторым перерывом залегают на кварцито-карбонатных отложениях. Перерыв фиксируется резко выраженной неровной (извилистой) поверхностью контакта между ними, наличием эрозионных врезов в породах кровли тасказганской свиты, выполненных среднезернистыми песчаниками и иногда сильно ожелезненными (содержание окислов железа достигает 60%) относительно рыхлыми глинистыми образованиями буро-красного цвета<sup>2</sup> и, наконец, обилием обломков пород тасказганской свиты в вышележащих отложениях.

<sup>1</sup> Как отмечалось выше, нижняя граница ауминзинской свиты не вскрыта, поэтому дать более детальную ритмостратиграфическую характеристику этого интервала ее разреза не представляется сейчас возможным.

<sup>2</sup> Ожелезненные глинистые образования, по всей вероятности, являются реликтами размытой коры выветривания.

Тасказганская ритмосвита имеет отчетливое двухчленное строение. Она делится на две однотипные по литологическому составу и характеру строения ритмоподсвиты: нижнюю — мощностью 500—600 м и верхнюю — мощностью 300—400 м, каждая из которых слагается двумя ритмопачками. Нижние ритмопачки представлены невыдержанными по мощности, фациально замещающими друг друга по простирацию и перемежающимися в разрезе песчаниками и микросланцами, а верхние — линзовидно переслаивающимися кремнистыми и карбонатными породами.

Нижняя ритмоподсвита сложена песчаниками (9%), микросланцами (53%), кварцитами (19%), кальцитовыми (9%) и доломитовыми (10%) мраморами.

Нижняя ритмопачка (350—400 м) характеризуется ритмичным переслаиванием серых и темно-серых рассланцованных мелкозернистых олигомиктовых песчаников и различного петрографического состава микросланцев. В нижней части разреза мощность песчаных прослоев колеблется в пределах 0,2—0,45 м, микросланцевых — 0,06—1,25 м. В средней и верхней частях мощность микросланцевых прослоев возрастает до 0,6—15,0 м, а песчаных убывает до 0,03—0,15 м.

Верхняя ритмопачка (200—250 м) представлена линзовидно переслаивающимися углеродистыми кварцитами, кальцитовыми и доломитовыми мраморами. Мощность кварцитовых горизонтов 0,06—5,7 м, а карбонатных — 0,2—4,5 м. Нижняя часть разреза ритмопачки характеризуется преобладанием карбонатных пород, а верхняя — кремнистых.

В кровле ритмопачки наблюдается черный пропласток (0,15—0,25 м) углеродистых кварцитов, насыщенный неопределимой проблематикой, по виду напоминающей дендроидеи (определение О. Н. Халецкой, 1967). Он четко прослеживается по всему югу Тамдытау и является маркирующим для кровли нижней ритмоподсвиты.

Верхняя ритмоподсвита сложена песчаниками (17%), микросланцами (38%), кварцитами (15%), микрокварцитами (10%), кальцитовыми (1,0%) и доломитовыми (11%) мраморами и доломитами (8%).

Нижняя ритмопачка (150—200 м), представленная песчаниками и микросланцами, отчетливо выделяется в разрезе преобладанием зеленых и фиолетовых окрасок, присущих в основном хлоритовым микросланцам. В отличие от нижней ритмопачки нижней ритмоподсвиты здесь песчаниковые прослои (линзы) большей мощности и слагаются преимущественно среднезернистыми разностями. Наблюдается довольно четкое ритмичное переслаивание песчаников и микросланцев и возрастание роли последних к кровле ритмопачки. Мощность песчаниковых прослоев 0,03—1,0 м, микросланцевых — 0,2—15,0.

Верхняя ритмопачка (150—250 м) образована линзовидно залегающими телами темно-серых, массивных, реже плитчатых и рассланцованных углеродистых кварцитов и микрокварцитов, серых, розовато-серых, мелко- и среднезернистых доломитов и черных крупнозернистых кальцитовых мраморов размером от  $0,5 \times 1,2$  до  $3-4 \times 20-50$  м. Наблюдается ритмичная перемежаемость кварцито-микрокварцитовых пород с карбонатными. Вверх по разрезу постепенно сокращается объем карбонатных пород и возрастает кремнистых. В отличие от верхней ритмопачки нижней ритмоподсвиты здесь значительно более развиты микрокварцитовые породы и менее — кальцитовые мраморы. Последние встречаются в виде небольших по размеру ( $0,2-0,3 \times 0,7-1,5$  м) линз.

Как видно из приводимого сопоставления разрезов, строение тасказганской свиты территории Южного Тамдытау и Ауминзатау (рис. 3) хорошо выдержано. Можно отметить только некоторые колебания в

составе и мощности карбонатных отложений. Более мощные их горизонты наблюдаются в районе Ауминзатау, а в пределах Южного Тамдытау (западная часть ур. Тасказган) в разрезе верхней ритмопачки нижней ритмоподсвиты наряду с доломитовыми мраморами присутствуют мощные (до 3—4 м) прослои кальцитовых. В восточных разрезах этой ритмопачки они встречаются только в виде мелких линз (0,2—0,5 × 1,0—1,5 м). Общая мощность тасказганской ритмосвиты в выделенном нами объеме в районе Южного Тамдытау составляет 900—1000 м.

**Зимбылтауская ритмосвита**, сложенная песчано-сланцевыми отложениями, впервые как самостоятельная свита выделена из состава тасказганской П. Н. Подкопаевым и др. в 1963 г. на юге Тамдытау. По характеру строения и литологическому составу мы подразделяем ее на две ритмоподсвиты: нижнюю — песчано-микросланцевую и верхнюю — в основном микросланцевую. Из-за отсутствия четких маркирующих горизонтов не представляется возможным дать ее более дробное расчленение. Граница между выделенными ритмоподсвитами нечеткая — проводится по интервалу, где резко снижается роль песчаниковых образований и возрастает микросланцевых. Верхняя граница проводится по подошве песчано-гравелитового горизонта мурунтауской ритмосвиты.

Нижняя ритмоподсвита (200—250 м) представлена плотными, устойчивыми к выветриванию пестроцветными (красновато-серыми) мелко- и среднезернистыми олигомиктовыми пиритизированными песчаниками (35%) и крепкими альбит-хлорит-серицит-кварцевыми микросланцами. Песчаники и микросланцы ритмично переслаиваются, причем первые преобладают в нижней части разреза, а вторые — в верхней. Мощность прослоев песчаников колеблется от 0,2 до 1,1 м, а микросланцев — от 0,3 до 0,7. Размерность слагающих песчаники зерен снизу вверх уменьшается. В нижних песчаниковых горизонтах наблюдается примесь гравелитового материала, состоящего из пород тасказганской свиты. В ур. Тасказган в серо-зеленых микросланцах обнаружены единичные формы *Osagia* sp. (определение О. Н. Халецкой, 1967).

Верхняя ритмоподсвита ( $\approx 50$  м), в отличие от нижней, сложена серо-зелеными и красными тонкослоистыми неустойчивыми к выветриванию слюдисто-хлоритовыми с рутилом и пиритом микросланцами (93%), в которых кварцевый материал имеет резко подчиненное значение. Песчаники развиты весьма ограниченно (7%) и представлены мелкозернистыми известковистыми разностями. Их мощность не превышает 0,03—0,05 м.

Микроритмичность в строении ритмоподсвиты нечеткая и проявляется в смене окрашенных микросланцев различно. Красноватые, обычно грубозернистые микросланцы чаще включают примеси алевритового и песчаного материала.

В пределах Южного Тамдытау зимбылтауская свита характеризуется непостоянным строением и составом (рис. 3). По простиранию с запада на восток мощность нижней ритмоподсвиты постепенно сокращается, зернистость слагающих ее терригенных образований возрастает, а содержание мелкообломочного кварцевого материала в микросланцах верхней ритмоподсвиты увеличивается.

В районе Ауминзатау, где зимбылтауская свита нами выделяется впервые, наблюдается только ее нижняя ритмоподсвита, верхняя срезана тектоническим контактом.

**Мурунтауская ритмосвита**, имея в основании прослои базальных гравелитов, с перерывом перекрывает отложения зимбылтауской. При отсутствии в разрезах гравелитов граница между ритмосвитами прово-

дится по смене существенно рыхлых, мягких пестроцветных микросланцев зимбылтауской ритмосвиты крепкими, плотными темно-серыми и черными породами мурунтауской, а также по появлению в разрезе полимиктовых песчаников. Впервые она выделена из состава бесапанской в 1964 г. П. Н. Подкопаевым и др. на юге Тамдытау. Четко прослеживаясь в южной части Тамдытау, она выделяется и в комплексе ранее не расчлененных отложений мурунтауской и бесапанской ритмосвит в горах Ауминзатау (Лощинин, 1969). Мощность ее, по данным наших исследований, не превышает 600—700 м. На юге Тамдытау она расчленяется нами на две ритмоподсвиты — нижнюю — преимущественно микросланцевую и верхнюю — песчаниковую.

Нижняя ритмоподсвита (300—400 м) представлена среднеслоистыми крепкими серыми и темно-серыми хлорит-серицит-кварцевыми, серицит-хлорит-кварцевыми (62%) и мягкими хлорит-серицитовыми зеленовато-серыми микросланцами (21%). В подчиненном значении присутствуют серые мелкозернистые олигомиктовые песчаники (17%), а в основании — прослой мелкозернистых гравелитов мощностью до 2 м. В нижней части ритмоподсвиты развиты преимущественно мелкозернистые песчаники мощностью 0,2—0,4 м, ритмично переслаивающиеся с пропластками (0,1—0,2 м) хлорит-серицит-кварцевых микросланцев. Песчаники вверх по разрезу быстро выклиниваются, а серицит-хлорит-кварцевые и хлорит-серицитовые чередуются. Мощность прослоев серицит-хлорит-кварцевых микросланцев 0,8—1,2 м, а хлорит-серицитовых — 0,6—0,8.

Верхняя ритмоподсвита (300 м) сложена песчаниками (64%) и серицит-хлорит-кварцевыми микросланцами (36%). Нижняя часть разреза характеризуется ритмичным переслаиванием микросланцев и мелкозернистых олигомиктовых песчаников с мощностью песчаниковых прослоев 0,5—3,2 м, сланцевых — 0,2—1,2, а верхняя — среднезернистых олигомиктовых и полимиктовых песчаников мощностью от 0,50 до 3,20 м. Песчаники темно-серые и черные, реже зеленоватые, массивные и рассланцованные. Для этой части разреза характерны мощные оплывины песчаников с четко выраженным направлением оползания осадков с северо-востока на юго-запад.

Микросланцы альбит-кварц-хлоритового, хлорит-альбит-кварцевого и серицит-хлорит-кварцевого состава темно-серые, иногда со слабо-зеленоватым оттенком, очень крепкие и обычно окварцованы. Несмотря на сохраняющуюся в разрезах закономерность в строении мурунтауской ритмосвиты, по простиранию наблюдаются некоторые изменения в мощностях и составе ее подразделений (рис. 3). С запада на восток мощность нижней ритмоподсвиты постепенно сокращается, а верхней — возрастает. В разрезе нижней ритмоподсвиты микросланцы постепенно замещаются мелкозернистыми песчаниками. Мелкозернистые песчаники верхней ритмоподсвиты замещаются в этом направлении средне- и крупнозернистыми. Мурунтауская ритмосвита в Ауминзатау, где она выделяется нами впервые, отличается значительно меньшей мощностью, чем на юге Тамдытау, и увеличением зернистости слагающих ее терригенных образований.

Бесапанская ритмосвита, слагающая верхнюю часть докембрийской толщи, широко развита на юге Тамдытау, в горах Ауминзатау, Бельтау, Джетымтау, Аристантау, Северном Нуратау и др.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Бесапанская свита впервые выделена С. А. Кушнарем в 1938 г. в горах Тамдытау, где к ней была отнесена вся рассматриваемая песчано-сланцевая толща, включая и отложения ауминзинской.

Ее отложения несогласно залегают на отложениях мурунтауской ритмосвиты и отличаются от последних ярко выраженным линзовидным строением, обусловленным резкими фаціальными переходами, характером окраски пород, наличием на поверхности напластования пород знаков ряби и трещин усыхания, а также присутствием в полимиктовых песчаниках единичных обломков вулканогенных пород. В основании бесапанской ритмосвиты нередко наблюдается горизонт гравелитов и гравелитовых песчаников. Они встречаются в разрезах Южного Тамдытау—ясвайская синклиналь (Ким и др., 1970), Северного Нуратау (Хорева и др., 1971) и других районах. Нижняя граница ритмосвиты проводится по подошве гравелитового горизонта, а при его отсутствии — по смене темно-серых и черных пород мурунтауской ритмосвиты зеленовато-серым — бесапанской. В районе Южного Тамдытау отложения бесапанской ритмосвиты с резким угловым и азимутальным несогласием перекрываются конгломератовыми и карбонатными породами нижнего девона.

В разрезе бесапанской ритмосвиты мы выделяем две ритмоподсвиты — нижнюю аргиллито-сланцево-песчаниковую и верхнюю сланцево-алевролитово-песчаниковую.

Нижняя ритмоподсвита (600—700 м) сложена ритмично переслаивающимися зеленовато-серыми среднезернистыми олигомиктовыми и полимиктовыми песчаниками (47%), алевролитами (12%), хлорит-серицит-кварцевыми, кварц-серицит-хлоритовыми и хлорит-серицитовыми микросланцами (27%) и плотными, среднеслонистыми ярко-зелеными хлорит-серицитовыми аргиллитами (14%). Для них характерно линзовидное залегание и резкое взаимное фаціальное замещение по простирацию.

В нижней части разреза преобладают песчаники и алевролиты, в верхней — микросланцы и аргиллиты. Мощность песчаниковых и алевролитовых прослоев (линз) колеблется в пределах 0,5—2,0 м; развиты преимущественно олигомиктовые разности. Микросланцевые прослои имеют мощность 0,7—2,5 м и в основном хлорит-серицит-кварцевый и серицит-хлорит-кварцевый состав. Аргиллиты состоящие из криптокристаллической массы хлорита и вытянутых тонких чешуек серицита, образуют прослои мощностью 0,7—5,0 м.

По простирацию с запада на восток в рассматриваемой ритмоподсвите наблюдается увеличение объема и роли в ее составе полимиктовых разностей песчаников, которые иногда преобладают над олигомиктовыми. Наблюдается также увеличение содержания обломков разложенных эффузивных пород. В районе Ауминзатау ритмосвита характеризуется большим развитием песчаниковых пород и мелкозернистых гравелитов. Верхнюю границу ритмоподсвиты мы проводим по кровле последнего аргиллитового пласта и по смене зеленовато-серых пород нижней ритмоподсвиты серовато-розовыми и красными — верхней.

Верхняя ритмоподсвита (150—200 м) представлена олигомиктовыми и полимиктовыми песчаниками (59%) и алевролитами (25%), а также микросланцами (16%) хлорит-серицит-кварцевого состава. Наблюдается отчетливое переслаивание этих типов пород с преобладанием сланцевых отложений в нижней части и песчано-алевролитовых — в верхней. Мощность песчаниковых и алевролитовых прослоев 0,5—2,5 м, микросланцевых — 0,2—0,5 м. Характерна пестроцветность окраски пород — серовато-розовых и красных оттенков.

Верхняя ритмоподсвита бесапанской ритмосвиты по характеру смены в разрезе гранулометрического состава пород — увеличение гру-

бозернистости вверх по разрезу — отличается от всех нижних ритмо-стратиграфических единиц рассматриваемой толщи, которые имеют четкое двухчленное строение. Нижняя часть слагается относительно мелководными и более грубозернистыми осадками (первый элемент ритма), а верхняя — более глубоководными и тонкозернистыми (второй элемент ритма). В данной ритмоподсвете, как это видно из описания, второй элемент ритма отсутствует, что скорее всего можно объяснить размывом верхней части бесапанской ритмосвиты, связанным с изменением тектонического режима развития области осадкообразования и наблюдаемым в районе Южного Тамдытау длительным стратиграфическим перерывом (на бесапанских отложениях залегают образования девона).

### **ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД**

При описании петрографических типов пород, слагающих докембрийскую толщу юга Тамдытау, мы, исходя из первичного (до метаморфизации) их состава, выделяем следующие основные группы — вулканогенные, обломочные, глинистые, кремнистые и карбонатные.

#### **Вулканогенные породы**

Встречаются только в отложениях ауминзинской ритмосвиты. Представлены измененными вулканогенными породами основного состава и туфами.

Измененные вулканогенные породы интенсивно рассланцованы, обладают ярко-зеленой окраской и линзовидной формой залегания. Основная ткань их сложена амфиболом, альбитом, кварцем и хлоритом; реже встречаются мусковит, эпидот, актинолит и сфен. В породе преобладают крупные профиробласты амфибола и альбита, облекаемые волокнистой тканью хлорита, в которой встречаются мелкие зерна кварца и ленточные амфиболовые прослойки. Чешуйки хлорита расположены субпараллельно и обтекают зерна альбита и амфибола, образуя сланцеватые, свилеватые и плейчатые текстуры. Структура породы лепидогранобластовая и фиброгранобластовая.

Туфы представляют собой зеленоватые иногда с серебристым оттенком отложения, развитые среди микросланцевых образований, с которыми нередко ритмично переслаиваются. Они обычно интенсивно рассланцованы и обладают полосчатой текстурой.

Состав туфов — плагиоклаз (10—55%), калиевый полевой шпат (3—10%), хлорит (20—40%), кварц (5—40%), биотит (2—4%), амфибол (3—7%) и единичные зерна апатита, сфена, циркона. Обломочная часть представлена плагиоклазом олигоклаз-андезинового состава. Обломки утратили первоначальную угловатую форму, сильно альбитизированы и превращены в порфиробласты. Цементирующая масса сложена тонкочешуйчатым хлоритом, в котором развиваются многочисленные ленточные новообразования эпидота, биотита, амфибола и сгусткообразные скопления мелкозернистого кварца и альбита. Структура обломочной части бластосаммитовая; цементирующей — лепидобластовая и гранобластовая.

#### **Обломочные породы**

Занимают ведущее положение в разрезе комплекса. Они почти

целиком слагают зимбылтаускую и мурунтаускую и в значительной мере ауминзинскую, тасказганскую и бесапанскую ритмосвиты. Слабоизмененные разности их представлены алевролитами и песчаниками, а сильнометаморфизованные — микросланцами и кристаллическими сланцами.

Песчаники (табл. 1—2) представлены олигомиктовыми и полимиктовыми разностями. Олигомиктовые песчаники — тонкорассланцованные, редко плитчатые или массивнослоистые разности серого, черного и зеленовато-серого цвета, ритмично переслаивающиеся с микросланцами и алевролитами. Слоистость их горизонтальная и горизонтально-волнистая. Обломочная часть образована в основном кварцем (70—90%). В подчиненном количестве присутствуют плагиоклаз (олигоклаз—андезин)<sup>1</sup>, обломки микрокварцитов, кварцитов и единичные зерна апатита, циркона и турмалина. Для отложений тасказганской ритмосвиты характерны мелкозернистые разности с обломками величиной 0,1—0,2 мм полуокатанной и реже угловатой формы. Значительная часть обломков сильно регенерирована за счет новообразованного кварца цемента и приобрела однонаправленную оптическую ориентировку. Широко развиты процессы серицитизации плагиоклазов. В вышележащих образованиях зимбылтауской и мурунтауской ритмосвит значительно распространены средне- и крупнозернистые песчаники, а в верхней части мурунтауской ритмосвиты присутствуют их маломощные гравелитистые разности с обломками величиной до 0,8—1,6 мм. В этой части разреза значительно слабее развиты процессы регенерации и серицитизации зерен. В песчаных образованиях мурунтауской и бесапанской ритмосвит отчетливо наблюдаются контуры многочисленных обломков (до 1 мм и более) кремнистых пород, аналогичных по составу и структурным признакам микрокварцитам и кварцитам тасказганской ритмосвиты. Обломки кварцитов и микрокварцитов в более сильно метаморфизованных разностях олигомиктовых песчаников зимбылтауской ритмосвиты иногда совсем не видны вследствие поглощения и «растворения» их новообразованным кварцем цемента. Вероятно, некоторая часть этих пород имела первичный полимиктовый состав с высоким содержанием в отложениях обломков кремнистых образований, слившихся при процессах регионального метаморфизма с новообразованиями связующей массы, и первичные полимиктовые песчаники с контактовым типом цемента приобрели вид олигомиктовых с базальным.

В породах выделяются кварцевый, биотит-хлорит-кварцевый, альбит-биотит-кварцевый, альбит-хлорит-кварцевый, хлорит-серицит-кварцевый и карбонатный типы цемента, между которыми существуют разности со смешанным составом. В составе цемента песчаников тасказганской ритмосвиты преобладает кварц, а в породах вышележащих образований возрастает роль слюдяного материала. Установлено, что значительное содержание слюдяно-хлоритового материала в составе цемента (табл. 3) сказывается на увеличении в них содержания алюминия, железа и магния.

Полимиктовые песчаники развиты в основном в отложениях мурунтауской и бесапанской ритмосвит, где представлены серыми и темно-серыми рассланцованными разности зернистыми породами. Плоскостности сланцеватости в них приурочены к участкам, заметно отличающимся по размерности зерен. Для них типичны горизонтальные, горизонтально-

<sup>1</sup> Более подробно минералогический состав пород и их констант описан в разделе «Краткая характеристика основных минералов докембрийских отложений юга Тамбуга».



Петрографическая характеристика пород до

Группа	Тип	Преобладающий размер зерен и их форма, м.м	Минералогический состав	
			породообразующие минералы	акцессорные минералы
Вулканогенные	Туфы	Чешуйчатая, удлиненно призматическая	Плагиоклаз**, калишпат*, хлорит**, кварц**, амфибол*, биотит*	Циркон, турмалин
	Сланцы амфибол-альбит-кварц-хлоритовые	0,5—1,0; вытянутая призматическая	Амфибол**, альбит**, хлорит*, эпидот*, сфен*, актинолит*	—
Обломочные	Песчаники	0,1—0,7; угловатая и полуокатанная	Кварц+, плагиоклаз*, органическое вещество*, единичные обломки пород	Циркон, турмалин, апатит, иногда сфен, эпидот, биотит
			Кварц**, плагиоклаз**, обломки различных пород**, органическое вещество*	—
	Алевриты	0,05—0,10; угловатая и остроугольная	Кварц+, плагиоклаз*, органическое вещество*, единичные обломки пород	Циркон, турмалин
			Кварц**, плагиоклаз**, обломки различных пород**, органическое вещество*	Циркон, турмалин, апатит
	Микросланцы слюдисто-хлорит-кварцевые	0,06—0,12; удлиненно-угловатая	Кварц+, хлорит**, серицит**, биотит*, органическое вещество*	Циркон, апатит, турмалин
	Кристаллические сланцы	0,5—1,0; таблитчатая	Мусковит**, биотит*, альбит**, кальцит**, хлорит**, эпидот*, гранат*	—
Глинистые	Аргиллиты	0,01—0,02	Глинистое вещество+, серицит*, хлорит*, кварц*	Турмалин

Таблица 1

кембрийских отложений юга Тамдытау

Цемент		Структура	Текстура	Количественные соотношения пород в ритмосвитах, %				
тип	состав			аунизи- ская	таскаган- ская	зимыл- тауская	мурунтау- ская	бесапан- ская
—	—	Порфиробластовая	Сланцеватая	4	—	—	—	—
—	—	Порфиробластовая, фиброгранобластовая	Свилеватая, плейчатая	9	—	—	—	—
Преимущест. контактово-поровый	Кварц, альбит, серицит, хлорит, кальцит в различных соотношениях	Бластосаммитовая	Преимущественно микрослоистая, реже беспорядочная	—	12	28	26	28
				—	—	—	7	22
Базальный и поровый	Кварц, хлорит, серицит в различных соотношениях, редко карбонатный	Бластоалевритовая	Сланцеватая	—	—	—	—	11
				—	—	—	—	4
—	—	Лепидобластовая; реже пойкилобластовая	Сланцеватая, плоскопараллельная	35	40	52	65	19
—	—	Порфиробластовая	Очковая, сланцеватая, свилеватая	29	—	—	—	—
—	—	Бластопали- товая	Беспорядочная, редко слабослоистая	—	—	—	—	11

Группа	Тип	Преобладающий размер зерен и их форма, мм	Минералогический состав	
			породообразующие минералы	акцессорные минералы
Глинистые	Микросланцы кварц-слюдисто-хлоритовые	0,03—0,3; чешуйчатая	Хлорит**, серицит**, кварц*	Циркон турмалин
Кремнистые	Микрокварциты	0,01—0,02; угловатая	Кварц++, серицит*, хлорит*, глинистое вещество?, органическое вещество*	—
	Кварциты	0,08—0,40; угловатая, слабовытянутая	Кварц++, плагиоклаз*, серицит*, хлорит*, графит*	Циркон
Карбонатные	Доломиты	0,02—0,15; изометричная	Доломит++, кальцит*, органическое вещество*	—
	Мраморы	Доломитовые	0,3—0,5; остроугольная и ромбоэдрическая	Доломит++, кальцит*, графит (?)*
		Кальцитовые	0,1—1,5; угловатая и ромбоэдрическая	Кальцит++, доломит*, графит (?)*

Примечание. Содержание основных минералов в породах: \* — 2—10%;

волнистые и реже косослоистые текстуры. В отличие от олигомиктовых разностей они содержат значительно меньше обломков кварца (~50%), резко возросшее количество полевых шпатов (15—25%) и обломков микрокварцитов и кварцитов. В полимиктовых песчаниках бесапанской ритмосвиты спорадически отмечаются обломки мусковита, биотита, рутила, шахматного альбита, микроклин-пертита, гранофилов, сферолитовых порфилов и различных сланцевых пород. Цемент породы хлорит-серицитовый, хлорит-серицит-кварцевый и глинисто-хлорит-кварцевый, контактового и контакто-порового типа.

Таким образом, широкое развитие слудисто-хлоритового и кварцевого материала в составе цемента всех рассматриваемых образований, а также присутствие глинистого вещества показывает, что исходная природа его является глинистой. Реже отмечается карбонатный цемент, при метаморфизации которого происходила только перекристаллизация первичного пелитоморфного кальцитового агрегата в крупные ксенобласты, величина которых зависит от размеров порового пространства

Цемент		Структура	Текстура	Количественные соотношения пород в ритмосвитах, %				
тип	состав			аунизи- ская	тасказган- ская	зимбыл- тауская	мурунтау- ская	бесапан- ская
—	—	Лепидобла- стовая	Сланцеватая	—	9	20	—	5
—	—	Лепидобла- стовая, микро- гранобластовая	Сланцеватая	—	7	—	—	—
—	—	Зубчатая гра- нобластовая	Неравнозер- нистая	16	15	—	—	—
—	—	Пелитоморф- ная, мелкозер- нистая	—	—	4	—	—	—
—	—	Гранобласто- вая и гетеро- гранобласто- вая, мозаичная	Неравнозер- нистая	7	8	—	—	—
—	—	—	—	—	5	—	—	—

\*\* — 10—50%; +—50—90%; ++ — более 90%.

между обломками. Из вышесказанного можно предположить, что первоначально эти породы во всех отложениях изучаемых ритмосвит были представлены олигомиктовыми и полимиктовыми (примерно в одинаковых соотношениях) полевошпатово-кварцевыми разностями с глинистым и реже карбонатным цементом с преобладанием мелкозернистых песчаников в тасказганской ритмосвите, средне- и реже крупнозернистых в зимбылтауской, мурунтауской и бесапанской (табл. 4).

Алевриты (табл. 1, 2) распространены только в отложениях бесапанской ритмосвиты. Это серые и зеленовато-серые тонкорассланцованные разности с шелковистым блеском на плоскостях напластования. Степень их расланцевания уменьшается вверх по разрезу. Для пород характерна грубая и тонкая горизонтальная, горизонтально-волнистая и косая слоистость. В верхней части верхней ритмоподсвиты бесапанской ритмосвиты на поверхности напластования алевритов отмечаются знаки ряби, трещины усыхания и следы струй течения. При метаморфизме пород алевритовые обломки распознаются значительно

Химический состав пород докембрийских и нижнепалеозойских отложений юга Тамдытау, %

Ритмо-свита	Порода	Кол-во анали-зов	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	MnO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO
Бесапанская	Песчаники	4	$\frac{73,23-83,93}{78,62}$	$\frac{0,00-3,08}{0,79}$	$\frac{3,32-5,36}{4,48}$	$\frac{0,45-0,62}{0,51}$	$\frac{сл.-0,05}{0,01}$	$\frac{6,76-11,39}{9,22}$	$\frac{0,35-1,90}{0,86}$
	Алевриты	6	$\frac{68,59-76,29}{71,01}$	$\frac{0,03-1,17}{0,43}$	$\frac{2,77-7,22}{7,74}$	$\frac{0,50-0,75}{0,60}$	$\frac{0,00-0,03}{0,06}$	$\frac{10,50-14,41}{12,33}$	$\frac{0,03-5,04}{1,54}$
	Микросланцы	5	$\frac{57,24-75,70}{69,07}$	$\frac{0,00-3,65}{0,91}$	$\frac{3,14-6,84}{4,98}$	$\frac{0,55-0,70}{0,66}$	$\frac{0,00-0,04}{0,01}$	$\frac{11,03-19,22}{14,70}$	$\frac{0,56-2,10}{1,11}$
Мурунтауская	Песчаники	16	$\frac{73,56-87,26}{78,38}$	$\frac{0,00-1,35}{0,52}$	$\frac{0,03-4,25}{3,03}$	$\frac{0,22-0,87}{0,59}$	$\frac{0,00-0,06}{0,01}$	$\frac{6,23-12,46}{10,23}$	$\frac{0,14-0,91}{0,50}$
	Микросланцы	25	$\frac{52,60-82,12}{68,15}$	$\frac{0,00-7,57}{1,35}$	$\frac{0,92-7,02}{2,74}$	$\frac{0,43-1,00}{0,67}$	$\frac{0,00-0,22}{0,02}$	$\frac{7,83-19,04}{13,53}$	$\frac{0,30-3,29}{0,82}$
Зимбылгауская	Песчаники	15	$\frac{73,90-85,34}{79,4}$	$\frac{0,00-1,28}{0,42}$	$\frac{0,03-3,33}{1,89}$	$\frac{0,48-1,75}{0,59}$	$\frac{0,00-0,03}{сл.}$	$\frac{5,90-11,74}{9,20}$	$\frac{0,30-2,80}{0,79}$
	Микросланцы	37	$\frac{48,27-83,63}{70,72}$	$\frac{0,01-6,20}{1,09}$	$\frac{0,37-7,76}{2,48}$	$\frac{0,28-1,20}{0,66}$	$\frac{0,00-0,05}{0,01}$	$\frac{7,56-21,89}{14,19}$	$\frac{0,14-1,54}{0,66}$
ганская	Песчаники	8	$\frac{50,60-89,57}{69,66}$	$\frac{0,00-0,71}{0,29}$	$\frac{0,74-3,95}{2,24}$	$\frac{0,25-0,63}{0,51}$	$\frac{0,00-0,06}{0,01}$	$\frac{4,62-11,57}{8,70}$	$\frac{0,28-16,80}{5,70}$
	Микросланцы	20	$\frac{58,55-76,85}{70,06}$	$\frac{8,00-6,08}{1,71}$	$\frac{0,79-4,25}{1,96}$	$\frac{0,50-1,12}{0,68}$	$\frac{0,00-0,09}{0,01}$	$\frac{10,85-18,69}{13,50}$	$\frac{0,14-3,10}{0,86}$
Тасказ	Микрокварциты	6	$\frac{90,08-93,30}{91,96}$	$\frac{0,02-0,80}{0,62}$	$\frac{0,52-2,75}{1,31}$	$\frac{0,00-0,17}{0,10}$	$\frac{0,00-0,01}{0,00}$	$\frac{0,80-3,21}{1,69}$	$\frac{0,42-4,00}{1,70}$
	Кварциты	6	$\frac{92,86-94,08}{93,49}$	$\frac{0,70-1,40}{0,96}$	$\frac{0,30-0,52}{0,41}$	$\frac{0,0-0,0}{0,0}$	$\frac{0,0-0,0}{0,0}$	$\frac{0,68-0,80}{0,76}$	$\frac{3,20-4,60}{3,95}$
	Доломиты	1	6,88	0,86	0,14	0,00	0,24	1,56	31,82
	Кальцитовые мраморы (известняки)	1	0,52	Не обн.	Не обн.	Сл.	0,02	0,79	54,67
Ауминзвская	Кристаллические сланцы	7	$\frac{44,99-70,08}{56,72}$	$\frac{0,05-4,51}{1,46}$	$\frac{2,22-9,61}{4,99}$	$\frac{0,40-1,70}{0,95}$	$\frac{0,00-0,14}{0,05}$	$\frac{10,68-18,50}{14,01}$	$\frac{0,70-11,06}{4,94}$
	Микросланцы	5	$\frac{55,04-60,16}{58,18}$	$\frac{0,54-3,30}{1,36}$	$\frac{5,70-7,80}{7,15}$	$\frac{0,65-0,75}{0,69}$	$\frac{0,11-0,20}{0,17}$	$\frac{13,65-16,02}{15,26}$	$\frac{0,14-2,98}{2,05}$
	Кварциты	4	$\frac{81,90-93,53}{89,65}$	$\frac{1,35-2,77}{2,18}$	$\frac{0,00-0,22}{0,05}$	$\frac{0,08-0,35}{0,17}$	$\frac{0,00-сл.}{сл.}$	$\frac{1,08-7,58}{3,30}$	$\frac{0,28-1,35}{0,62}$
	Доломитовые мраморы	1	12,72	1,7	0,36	0,38	1,5	3,24	24,09

Ритм-свита	Порода	Кол-во анализов	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	П. п. л.	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	SO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Бесапанская	Песчаники	4	$\frac{0,60-1,20}{0,97}$	$\frac{0,61-1,62}{1,21}$	$\frac{1,52-3,22}{2,16}$	$\frac{0,72-2,65}{1,63}$	$\frac{0,05-0,28}{0,12}$	$\frac{0,00-1,29}{0,34}$	$\frac{0,03-1,12}{0,34}$	$\frac{0,18-1,47}{0,52}$
	Алевролиты	6	$\frac{0,80-2,20}{1,35}$	$\frac{1,70-2,84}{2,15}$	$\frac{1,75-2,97}{2,36}$	$\frac{2,24-3,96}{2,47}$	$\frac{0,04-0,24}{0,11}$	$\frac{0,00-2,47}{0,64}$	$\frac{0,00-0,11}{0,05}$	$\frac{0,14-0,29}{0,18}$
	Микросланцы	5	$\frac{0,00-3,30}{1,77}$	$\frac{1,30-4,97}{2,46}$	$\frac{1,76-2,68}{2,21}$	$\frac{1,47-4,01}{2,85}$	$\frac{0,05-0,33}{0,16}$	$\frac{0,05-0,33}{0,16}$	$\frac{0,02-0,09}{0,05}$	$\frac{0,11-0,29}{0,57}$
Мурунтауская	Песчаники	16	$\frac{0,15-2,12}{1,06}$	$\frac{0,98-3,00}{1,71}$	$\frac{0,85-4,40}{2,66}$	$\frac{0,64-2,53}{1,62}$	$\frac{0,03-0,54}{0,22}$	$\frac{0,0-0,15}{0,06}$	$\frac{0,00-0,13}{0,06}$	$\frac{0,01-0,26}{0,15}$
	Микросланцы	25	$\frac{0,40-3,65}{1,68}$	$\frac{0,48-4,49}{2,45}$	$\frac{0,38-4,00}{2,61}$	$\frac{1,01-5,18}{2,69}$	$\frac{0,03-0,86}{0,30}$	$\frac{0,00-2,26}{0,40}$	$\frac{0,01-0,16}{0,06}$	$\frac{0,09-0,50}{0,18}$
Зимбылтауская	Песчаники	15	$\frac{0,10-1,80}{0,83}$	$\frac{0,06-11,11}{2,22}$	$\frac{0,27-3,97}{2,26}$	$\frac{0,98-3,24}{1,62}$	$\frac{0,00-0,38}{0,19}$	$\frac{0,00-0,45}{0,07}$	$\frac{\text{сл.: } -0,20}{0,07}$	$\frac{0,02-0,51}{0,15}$
	Микросланцы	37	$\frac{0,30-4,30}{1,62}$	$\frac{0,08-7,88}{2,45}$	$\frac{0,48-7,47}{2,58}$	$\frac{0,46-6,34}{2,58}$	$\frac{0,05-2,75}{0,36}$	$\frac{0,00-1,22}{0,16}$	$\frac{0,02-0,37}{0,07}$	$\frac{0,02-0,64}{0,20}$
ганская	Песчаники	8	$\frac{0,60-2,4}{1,25}$	$\frac{0,28-2,71}{1,28}$	$\frac{1,15-5,30}{8,0}$	$\frac{0,96-14,3}{5,15}$	$\frac{0,11-0,38}{0,14}$	$\frac{0,00-13,34}{4,17}$	$\frac{0,01-0,19}{0,06}$	$\frac{0,04-0,25}{0,17}$
	Микросланцы	20	$\frac{0,80-3,11}{1,37}$	$\frac{1,09-3,72}{9,35}$	$\frac{1,13-3,90}{2,68}$	$\frac{1,47-5,32}{2,78}$	$\frac{0,04-0,82}{0,33}$	$\frac{0,00-1,06}{0,09}$	$\frac{0,01-0,24}{0,08}$	$\frac{0,06-0,32}{0,19}$

Тасказ	Микрокварциты	6	$\frac{0,00-0,40}{0,20}$	$\frac{0,03-0,94}{0,53}$	$\frac{0,02-0,61}{0,32}$	$\frac{0,33-0,63}{0,47}$	$\frac{0,00-0,14}{0,08}$	$\frac{0,00-0,14}{0,05}$	$\frac{0,00-0,04}{0,02}$	$\frac{0,03-6,0}{0,98}$
	Кварциты	6	$\frac{0,0-0,0}{0,0}$	$\frac{0,03-0,11}{0,06}$	$\frac{0,02-0,08}{0,04}$	$\frac{0,62-0,90}{0,84}$	$\frac{0,00-0,40}{0,26}$	Нет	Не обн.	Не опред.
	Доломиты	1	15,44	0,06	0,03	Нет	1,12	41,80	Не обн.	Не опред.
	Кальцитовые мраморы (известняки)	1	1,28	0,10	0,05	0,00	0,00	42,90	Не опр.	0,19
Ауминзская	Кристаллические сланцы	7	$\frac{1,25-8,10}{4,35}$	$\frac{0,22-3,33}{1,41}$	$\frac{0,61-4,74}{2,29}$	$\frac{4,44-11,26}{7,54}$	$\frac{0,12-0,40}{0,24}$	$\frac{0,05-5,50}{1,71}$	$\frac{0,02-0,43}{0,14}$	$\frac{0,04-0,59}{0,24}$
	Микросланцы	5	$\frac{3,50-6,30}{4,30}$	$\frac{0,15-2,86}{1,24}$	$\frac{0,31-4,97}{3,69}$	$\frac{3,24-5,80}{4,84}$	$\frac{0,14-0,31}{0,23}$	$\frac{0,06-1,87}{1,14}$	$\frac{0,04-0,39}{0,28}$	$\frac{0,16-0,25}{0,24}$
	Кварциты	4	$\frac{0,30-1,05}{0,60}$	$\frac{0,21-1,76}{0,73}$	$\frac{0,21-0,59}{0,37}$	$\frac{1,22-3,52}{2,42}$	$\frac{0,22-0,55}{0,34}$	$\frac{0,05-0,88}{0,38}$	$\frac{0,07-0,29}{0,13}$	$\frac{0,02-0,13}{0,07}$
	Доломитовые мраморы	1	17,55	0,42	0,14	38,04	0,14	36,30	0,21	0,32

Примечание. В числителе содержания от — до, в знаменателе — среднее.

труднее, чем песчаные, вследствие того, что мелкоалевритовая часть их обычно сливается с кварцем цемента, а крупноалевритовая подвержена процессам регенерации. Поэтому в настоящее время типичных алевритов в отложениях ауминзинской, тасказганской и зимбылтауской ритмосвит практически не наблюдается. Здесь эти образования утратили первичные структуры и превращены в микросланцы и кристаллические сланцы. В слабометаморфизованных отложениях бесапанской ритмосвиты отмечаются олигомиктовые и полимиктовые разности их, которые по составу почти полностью отвечают этим же разностям песчаников. Первые из них характеризуются равнозернистостью и почти полным отсутствием обломков пород. Вторые — разнозернистые с вы-

Таблица 3

Номер образца	Порода	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	MnO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO
610	Песчаник с кремнисто-карбонатным цементом	83,24	1,12	1,52	0,48	Не обнаружено	6,82	2,80
613	Песчаник с хлорит-серицит-кварцевым цементом	73,68	2,94	0,78	0,70		11,50	2,00
669	Песчаник с кварц-хлорит-серицитовым цементом	62,84	3,63	2,59	0,74		16,56	3,10

Номер образца	Порода	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	Σ
610	Песчаник с кремнисто-карбонатным цементом	0,76	1,36	0,77	0,00	0,00	0,84	100,15
613	Песчаник с хлорит-серицит-кварцевым цементом	2,46	1,44	1,22	0,00	0,54	2,32	99,56
669	Песчаник с кварц-хлорит-серицитовым цементом	3,11	1,25	2,41	0,00	0,58	3,56	100,37

ким (до 40%) содержанием обломков кварцитов, микрокварцитов и редко эффузивных пород. Цемент их в основном слюдисто-хлорит-кварцевый, глинисто-слюдистый, кварцево-слюдистый, реже карбонатный.

Сходный с песчаниками состав обломочной части алевритов их цемента, однотипный химический состав (табл. 2) свидетельствуют о том, что алевриты, как и песчаники, были представлены олигомиктовыми и полимиктовыми полевошпатово-кварцевыми разностями с глинистым и карбонатным цементом (табл. 4).

Микросланцы (табл. 1, 2) занимают ведущее положение в разрезе рассматриваемого комплекса отложений. Они представлены слюдисто-хлорит-кварцевыми разностями, содержащими в различных соотношениях серицит (мусковит), биотит, хлорит, кварц и альбит.

Макроскопически это плотные, серые, темно-серые, зеленовато-серые, розовые, красные (из-за присутствия соединений железа) рас-

**Современный и исходный состав пород докембрийских отложений юга Тамдытау**

Ритмосвита	Современный состав пород	Исходный состав пород (до метаморфизма)
Бесапанская	<p>Песчаники олигомиктовые и полимиктовые средне- и крупнозернистые со слюдистым, кварцево-слюдистым и карбонатным цементом</p> <p>Алевролиты олигомиктовые, крупноалевролитовые со слюдисто-кварцевым и карбонатным цементом</p> <p>Микросланцы хлорит-серицит-кварцевые и аргиллиты глинисто-хлорит-серицитовые</p>	<p>Песчаники полимиктовые и олигомиктовые средне- и крупно-зернистые с глинистым и карбонатным цементом</p> <p>Алевролиты олигомиктовые, полимиктовые мелко- и крупноалевролитовые с глинистым и карбонатным цементом</p> <p>Алевролиты с глинистыми пропластками, глины с алевроитовой примесью, чистые глины</p>
Мурунтауская	<p>Песчаники углеродсодержащие мелко- и среднезернистые, олигомиктовые с кварцево-слюдистым и альбит-кварц-слюдистым цементом</p> <p>Микросланцы альбит-хлорит-кварцевые, кварц-хлорит-серицитовые, хлорит-серицитовые и т. д.</p>	<p>Песчаники олигомиктовые и полимиктовые с органикой, мелко- и среднезернистые</p> <p>Алевролиты с глинистыми пропластками</p>
Зимбылтауская	<p>Песчаники олигомиктовые, среднезернистые и крупнозернистые (редко), со слюдисто-кварцевым, альбит-кварцево-слюдистым и карбонатным цементом</p> <p>Микросланцы альбит-кварц-хлоритовые, хлорит-серицит-кварцевые, альбит-серицит-хлорит-кварцевые и т. д.</p>	<p>Песчаники олигомиктовые и полимиктовые средне- и крупнозернистые с глинистым и карбонатным цементом</p> <p>Алевролиты с глинистым цементом и глинистыми пропластками</p>
Таскаганская	<p>Песчаники мелко- и среднезернистые, кварцитовидные с альбит-кварцево-слюдистым, кварцевым и карбонатным цементом.</p> <p>Микросланцы альбит-кварц-серицит-хлоритовые, биотит-кварц-хлоритовые, хлорит-биотит-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые и т. д.</p> <p>Микрокварциты и кварциты с органическим углеродом</p> <p>Доломитовые и кальцитовые мраморы</p>	<p>Песчаники олигомиктовые и полимиктовые мелкозернистые с глинистым, карбонатным и глинисто-карбонатным цементом</p> <p>Алевролиты с глинистыми пропластками</p> <p>Кремнистые сланцы углеродистые, слабоглинистые</p> <p>Доломиты и известняки</p>
Ауминзинская	<p>Кварциты с редкими чешуйками серицита и хлорита с органическим веществом в основной ткани</p> <p>Кристаллические сланцы</p> <p>Сланцы амфибол-альбит-кварц-хлоритовые с актинолитом и сфеном</p> <p>Микросланцы альбит-кварц-серицит-хлоритовые, биотит-кварц-хлоритовые и т. д.</p> <p>Мраморы доломитовые</p>	<p>Кремнистые сланцы углеродистые, слабоглинистые</p> <p>Песчаники и алевролиты с глинистым и карбонатным цементом</p> <p>Вулканогенные породы основного состава</p> <p>Алевролиты с глинистыми пропластками</p> <p>Доломиты</p>

сланцованные породы. Ритмично переслаиваются с песчаниками. По простиранию часто замещаются кварцево-слюдисто-хлоритовыми микросланцами и реже мелкозернистыми песчаниками. Для слюдисто-хлорит-кварцевых микросланцев ауминзинской ритмосвиты характерны полосчатые, плейчатые и параллельно сланцеватые текстуры, для тасказганской и зимбылтауской — горизонтальные и горизонтально-волнистые. В этих породах мурунтауской ритмосвиты преобладает грубая горизонтально-волнистая слоистость, реже массивная и косая, а в бесапанской — от грубой до тонкой горизонтальные, горизонтально-волнистые и косослоистые текстуры. В верхней части разреза отмечаются следы перемыва осадков и иероглифы. Образования сложены удлиненно-угловатыми регенерированными зернами кварца (50—70%). Подчиненное значение имеют серицит (мусковит) и хлорит, расположенные параллельно, они обтекают кварцевые обломки и являются вторичными. Глубоко метаморфизованные разности микросланцев ауминзинской и низов тасказганской ритмосвит включают крупные (0,5—1,0 мм) порфиробласты биотита, развивающегося по хлориту. В породе обычны также новообразования альбита и примесь углеродистого вещества (графит?). По трещинам развиваются гидроокислы железа и рудный минерал (пирит). Типичными для слюдисто-хлорит-кварцевых микросланцев рассматриваемых ритмосвит являются реликтово-обломочные бластосаммо-алевритовые структуры первичных песчаников и алевролитов, наиболее широко развитые в отложениях бесапанской и мурунтауской ритмосвит. Структура породы в целом лепидобластовая.

Кристаллические сланцы (табл. 1, 2) развиты только в отложениях ауминзинской ритмосвиты. Это серые, светло-серые и зеленовато-серые породы, для которых типичны тонкосланцеватые, свилеватые, полосчатые и плейчатые текстуры. Среди них отмечаются мусковит-кварц-альбитовые, кальцит-кварц-альбитовые и кварц-хлорит-альбитовые разности.

Мусковит-кварц-альбитовые сланцы сложены в основном кварцем (20—45%), альбитом (18—50%) и мусковитом (25—40%). Кристаллическость пород обусловлена наличием крупных (до 0,5—1,0 мм) порфиробласт альбита, сдвойникованных по альбитовому закону. В подчиненном количестве присутствуют хлорит, серицит и биотит. Структура породы порфиробластовая.

Кальцит-кварц-альбитовые сланцы отличаются от вышеописанных ксенобластами кальцита размером 0,1—1,5 мм, содержание которых достигает 10—20%. Альбит в этих сланцах образует крупные (до 2 мм) пойкилобласты, беспорядочно расположенные к слоистости, включающие мелкую вкрапленность кальцита, мусковита, хлорита, графита (?).

Кварц-альбит-хлоритовые сланцы сложены кварцем (10—50%), альбитом (15—45%) и хлоритом (20—60%). В отдельных случаях в значительном количестве (2—15%) присутствуют мусковит, биотит, эпидот и гранат. Структура породы микрогранобластовая и микронема-тобластовая.

Нередко во всех разновидностях кристаллических сланцев фиксируются небольшие расплывчатой формы реликты, сложенные тонкочешуйчатым агрегатом первичных слюдисто-хлорит-кварцевых микросланцев с лепидобластовой структурой, а в отдельных случаях в кальцит-кварц-альбитовых сланцах наблюдаются реликтово-обломочные структуры песчаников с карбонатным цементом.

Таким образом, наличие реликтов слабометаморфизованных пород в сильнометаморфизованных позволяет по степени их изменения выделить в обломочных породах следующие ряды:

1) песчаники (алевролиты) полевошпатово-кварцевые с глинистым цементом → песчаники (алевролиты) полевошпатово-кварцевые со слюдисто-хлорит-кварцевым цементом → слюдисто-хлорит-кварцевые микросланцы → мусковит-кварц-альбитовые и кварц-хлорит-альбитовые кристаллические сланцы; 2) песчаники (алевролиты) полевошпатово-кварцевые с карбонатным цементом → кальцит-кварц-альбитовые кристаллические сланцы (табл. 4).

### Глинистые породы

Наиболее слабометаморфизованные разности этих пород представлены аргиллитами и отмечаются только в отложениях нижней ритмоподсветы бесапанской ритмосвиты. Они представлены тонко- и среднеслоистыми породами зеленого и зеленовато-серого цвета с серебристым оттенком на плоскости сланцеватости. В разрезе ритмично переслаиваются с алевролитами и мелкозернистыми печаниками, фациально замещаясь последними по простиранию. Для них характерны горизонтальные и горизонтально-волнистые текстуры. Порода сложена непрозрачной пелитоморфной глинистой массой, в которой наблюдается зачаточное развитие беспорядочно расположенных тончайших чешуек хлорита и серицита. Отдельные разности включают пятнистые скопления темного органического вещества, в котором отмечаются мелкие зерна диагенетического пирита. Аргиллиты обычно содержат мелко-алевролитовую примесь остроугольного кварца и единичные обломки плагиоклаза, циркона и турмалина. Структура породы бластопелитовая.

Сильно метаморфизованные разности этих пород представлены кварцево-слюдисто-хлоритовыми микросланцами, развитыми в отложениях тасказганской, зимбылтауской и бесапанской ритмосвит. Это весьма тонкослоистые, ломкие, иногда рыхловатые, зеленоватые, зеленовато-серые и серые с красноватым оттенком разности, обладающие горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью. Залегают обычно в виде линз и небольшой мощности прослоев среди слюдисто-хлорит-кварцевых микросланцев. Наиболее широко развиты только в отложениях зимбылтауской ритмосвиты, где почти целиком слагают ее верхнюю ритмоподсвету. Основная масса породы (60—70%) сложена вытянутыми чешуйками бесцветного серицита или зеленого хлорита с примесью тонкоалевролитового материала, представленного в основном кварцем, утратившим первоначальный облик и вытянутым по сланцеватости породы. В основной ткани некоторых разновидностей отложений зимбылтауской ритмосвиты содержатся крупные (0,5 мм) новообразования рутила.

В этих образованиях отмечаются реликтовые пелитовые и бластопелитовые структуры первичных аргиллитов, представленных буроватым глинистым веществом, светлой гидрослюдой и тончайшими иголочками серицита. По степени изменения пород в пелитовых образованиях можно выделить следующий ряд: глины → серицито-глинистые аргиллиты → кварцево-слюдисто-хлоритовые микросланцы (см. табл. 4).

### Кремнистые породы

В количественном отношении заметно уступают обломочным. Сравнительно широко развиты только в верхней ритмоподсвете ауминзинской ритмосвиты и в значительной мере слагают верхние ритмопачки нижней и верхней ритмоподсвет тасказганской ритмосвиты.

Микрокварциты — слабометаморфизованные разности кремнистых пород. Характерны только для верхней ритмопачки верхней ритмоподсвиты тасказганской ритмосвиты, где представлены пластообразными или линзовидными крепкими светло- и темно-серыми, реже полосчатыми породами, обычно с выветрелой кавернозной поверхностью. Мощность каверн и пустот достигает 0,2—1,0 м. Текстура их массивная. В разрезе ритмично переслаиваются с доломитами.

Основная масса породы сложена мелкими (0,01—0,02 мм) зернами кварца. В резко подчиненном количестве (1—3%) присутствуют мельчайшие чешуйки хлорита и серицита, образовавшиеся из первичного глинистого материала. Значительно распространено пылеватое органическое вещество, в виде налета покрывающее индивиды тонкозернистого кварца. Структура породы микрогранобластовая и лепидобластовая. Участками наблюдаются хорошо заметные реликты исходного вещества, представленного кремнистыми сланцами с ярко выраженной первичной слоистостью, подчеркиваемой параллельным расположением тончайших серицитовых чешуек.

Кварциты широко распространены в верхней ритмоподсвите ауминзинской ритмосвиты и в верхней ритмопачке нижней ритмоподсвиты тасказганской. Это сильно метаморфизованные аналоги микрокварцитов с реликтами представленными небольшими, расплывчатой формы участками, сложенными тонкозернистым (0,01—0,02 мм) кварцевым материалом. В отличие от микрокварцитов, кварциты более крупнозернистые и обладают толсто- и среднеплитчатыми, реже тонкосланцеватыми текстурами. Порода обладает зубчатой гранобластовой структурой и сложена в основном перекристаллизованными зернами кварца величиной 0,08—4,0 мм, иногда создающими звездчатые сочленения. Весьма характерны для них волнистые флексуры, полосчатость которых выражена в чередовании темных, сравнительно мелкозернистых, обогащенных органическим углеродом, и более грубозернистых безуглеродистых кварцевых микропрослоев. Мощность амплитуды слоя 2—4 см.

Однотипный химический состав кварцитов и микрокварцитов (табл. 2) и наличие реликтов последних в кварцитах свидетельствуют об однотипности их исходного состава. Процесс изменения кремнистых пород по степени метаморфизации их выражается в следующей зависимости: кремнистые сланцы → микрокварциты → кварциты (табл. 4).

### Карбонатные породы

Слабометаморфизованные разности карбонатных пород (табл. 1, 5) представлены доломитами и отмечаются только в верхней ритмопачке верхней ритмоподсвиты тасказганской ритмосвиты. Это черные и темно-серые, массивные, линзовидной формы тела, на выветрелой поверхности серо-бурые или розоватые. В разрезе ритмично переслаиваются с микрокварцитами. Основная масса породы сложена мелко- и тонкозернистым доломитовым материалом с небольшой примесью кальцита и вторичного кварца. Результаты пересчета химического анализа показывают, что подавляющая часть доломита (по классификации Л. Б. Рухина, 1953) относится к известковистым разностям (содержание доломита — 85—91%, кальцита — 3—10%, нерастворимого остатка, представленного в основном кварцем, — 2—5%).

Среди сильно метаморфизованных карбонатных пород отмечаются доломитовые и кальцитовые мраморы. Первые наиболее широко развиты в верхних ритмопачках верхней ритмосвиты ауминзинской и нижней ритмоподсвиты тасказганской ритмосвит. Они представлены линзовидными плитчатыми или рассланцованными разностями различной (0,1—7,4 м) мощности, серой и темно-серой окраски, часто пронизанными тонкими прожилками вторичного кальцита. Структура мраморов среднезернистая, гранобластовая, мозаичная. В основной ткани нередко отмечаются реликты, сложенные мелкозернистым доломитовым агрегатом, типичным для слабометаморфизованных доломитов верхней ритмопачки верхней ритмоподсвиты тасказганской ритмосвиты.

Таблица 5

**Химический состав карбонатных пород тасказганской ритмосвиты (соляно-кислые вытяжки)**

Порода	Номер образца	CaO	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	П. л. л.	SO <sub>3</sub>	Нераст. ост.	Сумма
Доломит	17	28,5	18,50	0,8	1,7	41,58	0,3	0,02	9,77	100,15
	19	27,6	21,6	0,4	1,7	41,47	0,8	0,03	6,66	100,19
	83	31,60	17,30	0,52	2,08	44,32	0,06	0,12	4,50	100,60
	1569	26,46	19,05	0,84	3,16	42,38	0,06	Не обн.	3,16	100,11
Доломитовый мрамор	1570	28,40	19,08	0,68	0,62	42,57	1,09	Не обн.	6,76	99,50
	1602	21,00	14,00	0,18	0,90	31,37	1,27	0,03	31,02	100,49
	1604	28,60	17,40	0,28	2,92	41,73	Не обн.	0,05	9,50	100,48
	1605	28,28	17,74	0,26	1,44	41,61	0,43	Не обн.	9,24	99,00
	1629	30,40	19,43	0,85	0,95	44,21	1,31	0,04	2,80	99,99
	1632	28,28	18,10	0,98	2,22	41,73	1,27	0,05	7,80	100,43
Кальцитовый мрамор	1663	50,30	6,55	1,00	0,10	42,02	0,00	0,01	2,52	102,49

Средний химический состав, %

Доломиты и доломитовые мраморы	27,91	18,07	0,58	1,77	41,90	0,66	0,33	6,82
Кальцитовые мраморы	50,30	6,55	1,00	0,10	42,02	0,00	0,01	2,52

Кальцитовые мраморы встречаются преимущественно в отложениях верхней ритмопачки нижней ритмоподсвиты тасказганской и в верхней ритмопачке верхней ритмоподсвиты ауминзинской ритмосвит. Это темно-серые и черные, рыхловатые, среднеслоистые и массивные образования пластообразной и линзовидной формы. Породы интенсивно перекристаллизованы, крупнокристаллические. Основная масса их представлена кальцитом (90—95%) и органическим веществом (5—10%), развитым на поверхности зерен и в интерстициях между ними. Структура породы гетерогранобластовая. Отдельные небольшие тела этих образований в виде мелких линз размером 1—1,5 × 0,2—0,3 м отмечаются среди доломитов верхней ритмопачки верхней ритмоподсвиты тасказганской ритмосвиты.

**КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ МИНЕРАЛОВ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ТАМДЫТАУ**

Для корреляции разрезов рассматриваемого комплекса отложений и выяснения деталей фашиально-палеогеографической обстановки их

формирования мы изучили минералогический состав пород, который представлен ограниченным числом минеральных разновидностей (обнаружено и изучено 33 минерала). Для каждой выделенной ритмосвиты характерен свой комплекс минералов и их морфогенетические особенности.

Кварц — наиболее распространенный в исследуемых отложениях минерал. Он составляет 90% обломков песчаников, 90—95% кварцитов и микрокварцитов, 30—80% микросланцев, а также значительную часть цемента обломочных пород.

Породы с реликтово-обломочной структурой включают неизменные обломки терригенного кварца, представленного в основном слабоокатанными и угловатыми зернами размером 0,1—1,0 мм. Обломки прозрачные и чистые, часто с микроточечными включениями органического углеродистого вещества. Оптически кварц одноосный, положительный, удлинение положительное;  $N_g = 1,553$ ;  $N_p = 1,544$ ;  $N_g - N_p = 0,009$ .

В отложениях зимбылтауской ритмосвиты наблюдается эпигенетичный кварц с регенерационной каймой, включающей алевритовые обломки и мелкие зерна ксеноморфного кварца цемента. В образованиях, претерпевших относительно большую метаморфизацию (преимущественно ауминзинская и тасказганская ритмосвиты), регенерационная кайма полностью растворилась, и зерна приобрели неправильную, вытянутую по сланцеватости породы, форму, мозаичную структуру, неравномерное волнистое погасание и двуосность.

В отложениях всех ритмосвит наблюдается также метаморфогенный жильный кварц, выделенный впервые Н. П. Петровым (1938) под названием «челнокового». Жилы мощностью от 0,5 до 2—3 м, протяженностью 1,0—30 м залегают согласно с вмещающими породами. Сложены они крупнокристаллическим, столбчатым, прозрачным, реже ожелезненным кварцем со слабоволнистым погасанием.

В районе месторождения Мурунтау широко развит более поздний метаморфогенный кварц в виде секущих жил и прожилков мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Среди них отмечаются (Заревич, Ушаков, 1965) полевошпатово-кварцевые с наложенными сульфидами и золотом, пирит-арсенопирит-кварцевые, кальцит-хлорит-кварцевые, кальцит-кварцевые, кварц-турмалиновые и гребенчатые безрудные жилы.

Полевые шпаты развиты во всех ритмосвитах исследуемого разреза. Содержание их в терригенных породах колеблется от единичных зерен до 25%, а в отдельных разностях кристаллических сланцев ауминзинской ритмосвиты достигает 50%. Полевые шпаты представлены плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами. Среди первых выделяются альбит, олигоклаз и андезин.

Терригенный плагиоклаз олигоклаз-андезинового состава характерен для всех отложений района. Это в основном угловатые и полуокатанные, редко призматические или таблитчатые обломки от 0,05 до 0,5, реже до 1 мм. Степень их окатанности возрастает с увеличением обломков.

Для олигоклаза характерно отрицательное удлинение, для андезина положительное. Погасание косое;  $N_g = 1,546 - 1,557$ ;  $N_m = 1,542 - 1,553$ ;  $N_p = 1,538 - 1,550$ . Для ауминзинской и тасказганской ритмосвит типичны разложенные, сильно серицитизированные, почти полностью замещенные серицитом плагиоклазы. Серицитизация развита в основном по плоскостям спайности внутри зерна. Для зимбылтауской и мурунтауской ритмосвит обычны плагиоклазы лучшей сохранности. Сери-

цит замещает их только в краевой части, располагается перпендикулярно к контуру зерна и образует тонкие оторочки. Редкие чешуи развиты иногда по спайности внутри зерна. Наиболее чистыми являются обломочные плагиоклазы бесапанской ритмосвиты, в основном представленные олигоклазом, в которых наблюдается лишь слабая серицитизация периферийной части зерен.

Альбит метаморфогенный, крупнокристаллический, величина зерен до 1—2 мм; характерен только для кристаллических сланцев ауминзинской ритмосвиты. По составу относится к № 1—5. Оптический знак положительный:  $2V=70^\circ$ ;  $N_g=1,538$ ,  $N_m=1,532$ ,  $N_p=1,528$ ,  $N_g-N_p=0,01$ . Порфиробласты альбита по своей величине резко преобладают над основной тканью породы. Образование их несомненно более позднее, чем последняя. Они нередко содержат внутри мелкие зерна других минералов, захваченных при своем росте, а также мелкие обломки сланцевых и кремнистых пород, образуя пойкилобластовые структуры.

Мелкокристаллический альбит алевритовой размерности развит во всех ритмосвитах, кроме бесапанской. Это мелкие изометричные или зубчатые несдвойникованные кристаллы, присутствующие в микросланцах тасказганской и зимбылтауской, и наиболее широко развитые в цементе песчаников мурунтауской ритмосвиты.

По данным И. П. Заревич и В. Ушакова (1965), в районе месторождения Мурунтау в мурунтауской ритмосвите во вторично гидротермально наложенных образованиях встречаются калиевые полевые шпаты совместно с кварцем. Они представлены ортоклазом, микроклином и микроклин-пертитом. Микроклин обычно замещен шахматным альбитом.

Кальцит — слагает значительную часть карбонатных пород и карбонатный цемент песчаников и алевролитов. Кальцитовые мраморы тасказганской и ауминзинской ритмосвит обладают гетерогранулообразной структурой с размерами зерен от 0,05 до 1,5 мм. Форма остроугольная, ромбоэдрическая, обычно несколько вытянутая, возникшая за счет переориентировки зерен в процессе метаморфизации. Кальцит обладает перламутровым цветом интерференции и хорошо выраженными, совершенными по ромбоэдру, полосками спайности. Нередко внутри зерен содержится вкрапленность органического углеродистого вещества;  $N_g=1,658$ ,  $N_p=1,486$ ,  $N_g-N_p=0,172$ . Одноосный, отрицательный, удлинение положительное. Погасание прямое.

Кальцит цемента мелкозернистый, ксеноморфный. Размеры порядка 0,05—0,2 мм. В нем наблюдаются микроточечные включения углеродистого или глинистого вещества;  $N_g=1,658$ ,  $N_p=1,487$ ,  $N_g-N_p=0,171$ . Более крупнозернистые кристаллы его возникли при метаморфизме за счет разрастания первичных зерен и по своим оптическим свойствам аналогичны порообразующему кальциту кальцитовых мраморов.

Встречаются также секущие кварц-кальцитовые прожилки позднего происхождения. Кальцит в них отличается исключительной чистотой и крупнозернистостью с величиной отдельных индивидов до 3,0 мм.

Доломит выделяется только как порообразующий минерал карбонатных (доломиты и доломитовые мраморы) отложений ауминзинской и тасказганской ритмосвит.

Выделяются две разновидности доломитов. Первая является сингенетично-диагенетичным образованием и отмечается только в виде реликт в верхней ритмопачке верхней ритмоподсвиты тасказганской ритмосвиты. Доломит этой ритмопачки обладает желтовато-коричневой окраской и мелкозернистой, иногда пелитоморфной структурой. Размер

зерен 0,02—0,1 мм. Кристаллики изометричной формы с закругленными краями. Вторая разновидность возникла за счет преобразования первой при процессах регионального метаморфизма и отмечается в верхней ритмоподсвите ауминзинской и нижней ритмопачке нижней ритмоподсвиты тасказганской ритмосвиты. Здесь доломиты обладают гранобластовой мозаичной структурой мраморов. Величина зерен достигает 0,3—0,5 мм. Минералы имеют вытянутую, в основном остроугольную или ромбоэдрическую форму, нередко нарушенную срастанием кристаллов друг с другом. Внутри зерен иногда наблюдаются темные карбонатные включения, редкие чешуйки мусковита, а также мелкая вкрапленность углеродистого и глинистого вещества. Доломиты одноосные отрицательные;  $N_g=1,679$ ,  $N_p=1,502$ ,  $N_g-N_p=0,177$ . Иногда наблюдаются полисинтетические двойники.

Апатит встречается в песчаниках и микросланцах всех ритмосвит в виде единичных обломков удлиненно-призматической формы. Размеры колеблются в пределах 0,03—0,1 мм. Бесцветный. Оптически одноосный, отрицательный. Знак удлинения отрицательный;  $N_g=1,634$ ,  $N_p=1,629$ ,  $N_g-N_p=0,005$ . Обломки обладают угловатой и очень редко призматической формой. На месторождении Мурунтау в околожильных скарированных зонах в пределах контактового ореола наблюдается большое количество новообразованного апатита в срастании с рутилом величиной до 1 мм (Заревич, Ушаков, 1965).

Циркон, как и апатит, характерен для всех отложений изучаемого разреза. Содержание его обычно не превышает 0,5% и только в породах тасказганской ритмосвиты достигает 2%. Он обладает буровой окраской и изометричной, реже таблитчатой формой. Иногда встречаются хорошо выраженные кристаллы призматической формы с пирамидальными ограничениями. Некоторые его разности оконтурены тонкими каемочками гидроокислов железа; оптически одноосный. Удлинение положительное; погасание прямое.

Турмалин встречается в основном в песчаных породах. Представлен угловатыми или полуокатанными, редко удлиненно-призматическими единичными обломками размером до 0,1—0,2 мм. Отдельные разности среднезернистых песчаников зимбылтауской ритмосвиты содержат обломки его величиной до 0,5—0,8 мм в количестве 1—3%. Турмалин зеленый;  $N_g=1,653-1,670$ ;  $N_p=1,630-1,649$ ;  $N_g-N_p=0,024-0,034$ . Плеохроирует в светло- и темно-зеленых тонах. Оптически одноосный, отрицательный; удлинение отрицательное; погасание прямое (по-видимому, шерл). В некоторых разновидностях микросланцев тасказганской ритмосвиты содержатся мелкие, правильные кристаллики новообразованного турмалина.

Рутил чаще всего встречается в микросланцах всех ритмосвит. Наиболее широко новообразования метаморфогенного рутила (до 3%) развиты в отложениях зимбылтауской ритмосвиты в районе кол. Умар, где он образует ограненные удлиненно-призматические кристаллы до 0,3—0,5 мм. Небольшие обломки рутила до 0,2 мм отмечаются в отложениях нижней ритмоподсвиты бесапанской ритмосвиты.

Рутил одноосный, положительный; удлинение положительное. Двупреломление очень высокое;  $N_g=2,616$ ;  $N_p=2,903$ ;  $N_g-N_p=0,287$ . Не плеохроирует. Цвет кроваво-красный.

Ильменит, гематит, корунд, брукит, анатаз, по данным И. П. Заревич и В. Ушакова (1965), обнаружены только в шлихах и протолочках в очень незначительных количествах и равномерно распределены во всех изучаемых толщах.

С фен характерен только для кристаллических сланцев ауминзинской ритмосвиты. Содержание его не превышает 0,5%. Встречается в виде мелких (0,02—0,05 мм) изометричных кристалликов, беспорядочно рассеянных в породе.

Слюды представлены серицитом (мусковитом) и биотитом. Серицит встречается в виде небольших (0,05—0,1 мм) бесцветных чешуек. Широко развит в обломочных породах всех ритмосвит рассматриваемого комплекса. Содержание его колеблется в пределах 5—40%. Почти всегда находится в тесном сростании с хлоритом. Наиболее ранние эпигенетические разности его находятся в цементе песчаников бесапанской и мурунтауской ритмосвит в виде мелких иголочек, образующих оторочки вокруг обломков. Более поздние метаморфогенные формы отмечаются в микросланцах всех ритмосвит, где он образует массовые прожилковые скопления, подчеркивающие сланцеватость породы. В отложениях ауминзинской свиты он нередко сильно разрастается и переходит в мусковит с размерами зерен до 0,3—0,5 мм.

В отложениях бесапанской ритмосвиты в полимиктовых разностях песчаников встречаются редкие крупные зерна (до 1 мм) мусковита обломочного происхождения.

Биотит представлен преимущественно двумя разновидностями. Первая, наиболее ранняя, встречается в виде небольших мелких чешуек в цементе песчаников верхней ритмосвиты тасказганской ритмосвиты, развивающихся в основном по мелкочешуйчатому хлориту. Вторая, более поздняя, является породообразующей в микросланцевых образованиях ауминзинской и тасказганской ритмосвит. В основании последней биотит образует крупные (до 1,0 мм) пойкилобласты призматической или таблитчатой формы. Пойкилобласты включают минералы кварца, альбита, редко турмалина и рутила; цвет бурый с зеленоватым оттенком. Плеохроирует в зеленых тонах;  $Ng-Np=0,054-0,058$ . Двусный, отрицательный; удлинение положительное. Отдельные крупные зерна биотита обломочного происхождения спорадически отмечаются в отложениях бесапанской ритмосвиты.

Хлорит неразрывно связан с серицитом и находится в сростании с ним. Среди группы хлоритов мы выделили 3 подгруппы. К первой относятся тонкоигольчатые разности хлорита, образованные в период позднего эпигенеза. Они перпендикулярно обрастают обломки породы и находятся в составе цемента. Второй разновидностью является несколько более крупночешуйчатый хлорит с лиловато-зеленым цветом интерференции (возможно, пеннин) размером 0,05—0,2 мм, возникший на стадии раннего метаморфизма. Последний широко развит в рассланцованных терригенных породах зимбылтауской и мурунтауской ритмосвит. В микросланцевых отложениях он образует тонко спутанный с серицитом волокнистый агрегат, субпараллельное расположение которого подчеркивает сланцеватость породы. Третья подгруппа хлорита, образованная в период наибольшей метаморфизации, развита только в кристаллических сланцах ауминзинской свиты. Хлориты представляют собой крупные до 1,0 мм разросшиеся порфиробласты, плеохроирующие в желто- и темно-зеленых тонах. Иногда они образуют прожилковые и гнездовидные скопления. По оптическим свойствам ( $Nm=1,624-1,625$ ;  $Ng-Np=0,003$ ) они относятся к репидолитам.

Амфибол развит только в кристаллических амфибол-альбит-кварц-хлоритовых сланцах ауминзинской свиты, где содержание его достигает 10—20%. Бесцветный или слабозеленоватый, строение волокнистое, двусный, отрицательный:  $2V=82-84^\circ$ ;  $Ng=14^\circ$ ;  $Ng=1,630$ ;  $Np=1,605$ ;  $Nm=1,619$ ;  $Ng-Np=0,025$ .

Группа эпидота представлена метаморфогенными новообразованиями эпидота, цзоизита и клиноцоизита, распространенных во всех кристаллических породах ауминзинской свиты. Их содержание колеблется от 4 до 10%.

Эпидот удлиненно-призматический, чаще изометричный, мелкокристаллический (0,05—0,20 мм). Плеохроирует в светло- и ярко-

Таблица 6

Минералогический состав пород докембрийских отложений Тамдытау

Ритмо-свита	Минералы				
	терригенные	сигенетично-диагенетичные	эпигенетичные	метаморфогенные	
Бесапанская	Кварц Олигоклаз Циркон* Апатит* Турмалин* Рутил* Мусковит* Биотит*	Корунд + Гематит + Ильменит + Брукит + Анализ +	Кальцит Пирит	Серидит Хлорит Кальцит Кварц	Кварц Рутил Кальцит
Мурунтауская	Кварц Олигоклаз Андезин Циркон* Апатит** Турмалин*	Корунд + Гематит + Ильменит + Брукит + Анализ +	Кальцит Пирит	Серидит Хлорит Кальцит	Кварц Мусковит Биотит Альбит Рутил Кальцит
Зимбылтауская	Кварц Олигоклаз Андезин Циркон* Апатит* Турмалин**	Корунд + Гематит + Ильменит + Брукит Анализ +	Кальцит Пирит	Серидит Хлорит Кальцит Кварц	Кварц Альбит Кальцит Рутил
Таскаганская	Кварц Олигоклаз Андезин Эпидот* Циркон** Апатит* Турмалин*	Корунд + Гематит + Ильменит + Брукит Анализ +	Кальцит Доломит Пирит	Серидит Хлорит Кальцит Кварц	Кварц Мусковит Биотит Альбит Рутил Кальцит Доломит Графит?
Ауминзинская	Кварц Олигоклаз Андезин Эпидот* Цоизит* Клиноцоизит* Циркон* Апатит* Турмалин*	Корунд + Гематит + Ильменит + Брукит + Анализ +	Кальцит Доломит Пирит	Серидит Хлорит Кальцит Кварц	Эпидот Цоизит Клиноцоизит Кварц Мусковит Биотит Альбит Амфибол Рутил Гранат Доломит Графит?

Примечание. Аксессуары, встречающиеся в количестве 0,001—0,05 (+); 0,05—0,5 (\*); 0,5—2,0 (\*\*).

зеленых тонах. Угол погасания 22°; Ng=1,741; Np=1,722—1,727; Nm=1,728—1,734. Обычно развивается по хлориту. Реже отмечается цоизит серого и светло-серого цвета, отличающийся от эпидота показателем преломления: Ng=1,703; Np=1,699; Nm=1,702. В одном случае

обнаружен клиноцоизит. В шлифах бесцветен. Обладает синеватым цветом интерференции:  $N_g=1,716$ ;  $N_p=1,709$ ;  $N_m=1,723$ .

Гранаты характерны только для кристаллических сланцев ауминзинской ритмосвиты. Размер их колеблется от 0,5 до 2,0 мм. Содержание иногда достигает 10%, цвет красный;  $N=1772-1781$  (возможно, альмандин).

В отложениях присутствует также диагенетичный пирит, который развит во всех отложениях рассматриваемого комплекса. Максимальные содержания его приурочены к образованиям зимбылтауской (до 5%) и бесапанской (до 2%) ритмосвит. Обычно он представлен полуразложившимися окислившимися комковатыми формами, реже хорошо выраженными кубическими кристаллами. В трещинках породы нередко отмечаются линзовидные и прожилковые скопления, по всей видимости, перетолженного пирита.

Графит (?). Все породы изучаемого комплекса отложений в той или иной мере содержат углеродистое вещество. Наиболее сильно метаморфизованные формы его в кварцитах и микрокварцитах тасказганской и ауминзинской ритмосвит по внешнему виду напоминают графит (?). Цвет черный, на бумаге черта серая. В шлифе непрозрачен. В черте на матовой поверхности стекла просвечивает зеленовато-серым цветом. Впервые о графитовой природе органического углерода в докембрийских отложениях гор Ауминзатау высказался В. Ф. Савельев (1965).

Из вышеизложенного следует, что в докембрийском комплексе отложений юга Тамдытау выделяются четыре группы минералов: терригенные, сингенетично-диагенетичные, эпигенетичные и метаморфогенные (табл. 6). Некоторые из них обладают качественными и количественными характеристиками, присущими только определенному уровню разреза.

Для ауминзинской ритмосвиты характерны минералы группы эпидота, граната, амфибола, а также полевых шпатов (альбит № 1—5), для тасказганской—сильно замещенные серицитом олигоклаз-андезины, широко развитый сильно регенированный обломочный кварц, пойкилобластический биотит и высокое содержание циркона. В зимбылтауской ритмосвите присутствуют слаборегенерированный обломочный кварц с регенерационной каймой, а также значительное (до 3%) количество крупнообломочного турмалина и диагенетичного пирита (до 5%). В мурунтауской ритмосвите в цементе пород преобладает мелкозернистый новообразованный альбит, метаморфогенный мозаичный кварц, а вблизи месторождения Мурунтау крупнокристаллический шахматный альбит. Бесапанская ритмосвита отличается высоким содержанием обломочного плагиоклаза, представленного в основном олигоклазом и спорадически развитыми крупными обломками мусковита, биотита и рутила.

#### **К ВОПРОСУ О ХАРАКТЕРЕ МЕТАМОРФИЗМА ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ТАМДЫТАУ**

Первоначальный состав пород, слагающих докембрийскую метаморфическую толщу юга Тамдытау, за время существования в той или иной степени метаморфизован.

На основе фациального расчленения метаморфических пород (Эскола, 1961) наиболее древние и сильно метаморфизованные отложения ауминзинской ритмосвиты мы относим к эпидот-амфиболитовой фации, а вышележающие образования — к зеносланцевой. Последняя в свою очередь делится на две субфации.

Более сильно измененные отложения нижней ритмоподсвиты и нижней ритмопачки верхней ритмоподсвиты тасказганской ритмосвиты отвечают биотит-хлоритовой субфации, а породы верхней ритмопачки ее и перекрывающие их образования зимбылтауской, мурунтауской и беспанской — хлорит-серицитовой.

Ниже описывается характер процесса преобразования для каждого выделенного нами типа пород по фациям и субфациям регионального метаморфизма от первоначального до современного состояния (рис. 4).

### Фация зеленых сланцев

**Хлорит-серицитовая субфация.** Наиболее слабометаморфизованные отложения, относящиеся к хлорит-серицитовой субфации, широко развиты в верхней ритмопачке верхней ритмоподсвиты тасказганской ритмосвиты, а также в образованиях зимбылтауской, мурунтауской и беспанской ритмосвит. Они представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками, микрокварцитами и доломитами. Аргиллиты, относящиеся к начальной стадии хлорит-серицитовой субфации, встречаются только в беспанской ритмосвите и сложены в основном пелитоморфной глинистой массой (рис. 4), в которой отмечается незначительное развитие тончайших чешуек серицита и бледно-зеленого хлорита, характерных для стадии раннего метаморфизма.

Более глубоко метаморфизованные аналоги этих пород, характеризующие конечную стадию хлорит-серицитовой субфации (мурунтауская и зимбылтауская ритмосвиты), отличаются полной раскристаллизацией глинистого вещества, появлением ярко выраженных сланцеватых текстур, широким развитием мелкочешуйчатого хлорита и серицита, образующих тонковолокнистый спутанный агрегат, а также новообразований тонкокристаллического кварца и альбита.

Слабометаморфизованные обломочные образования, относящиеся к начальной стадии хлорит-серицитовой субфации, также типичны только для беспанской ритмосвиты, где представлены олигомиктовыми и полимиктовыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками и алевролитами с контактовым и поровым типом цемента (рис. 4). Зерна обломочных пород в них не претерпели никаких изменений и сохранили первоначальную угловатую форму. Отмечается лишь слабая серицитизация плагиоклазов по их периферийной части. В отдельных разностях ясно видны контуры обломков микрокварцитов и кварцитов. Более значительные изменения претерпел цемент этих образований, ранее представленный глинистым веществом. Основная масса его подверглась перекристаллизации и представлена мелкочешуйчатыми новообразованиями хлорита и серицита и в значительно меньшей мере тонкокристаллическим кварцем. Глинистое вещество сохранилось только в виде реликтов.

В обломочных отложениях, относящихся к конечной стадии хлорит-серицитовой субфации (мурунтауская и беспанская ритмосвиты) значительные изменения происходили и в обломочной части пород. Здесь шла интенсивная регенерация кварцевых зерен за счет кремнезема цемента и мелкоалевритовых кварцевых обломков, обусловивших возникновение зерен с регенерационной каймой. Отмечается интенсивная серицитизация плагиоклазов по полоскам спайности внутри зерен. В аксессуарных апатите и турмалине происходили процессы спайки нескольких зерен в одно, однако, с ясно видимыми контурами их первоначальной формы. В цементе пород появляются многочисленные новообразования альбита и кварца. Слюдистые минералы приобре-

тают в основном параллельную оптическую ориентировку. Идет интенсивное рассланцевание пород. За счет возникновения многочисленных новообразований кварца, содержащиеся в породах кремнистые обломки как бы «растворяются» в них и первичные полимиктовые песчаники с высокой (до 40%) примесью микрокварцитов, ранее имевшие контактовый тип цемента, приобретают вид олигомиктовых с базальным (зимбылтауская ритмосвита), состав которого в основном кварцевый. Песчаники с карбонатным (кальцитовым) цементом почти никаких изменений при этих процессах не претерпевают. Перекристаллизация захватывает только тонкокристаллический кальцит, в котором появляются идиобласты более крупных индивидов.

Наиболее сильно изменены алевролиты. Здесь происходила полная перекристаллизация кварцевых обломков, которые укрупнялись и вытягивались вдоль сланцеватости породы. Последняя полностью теряла свою первоначальную реликтивно-обломочную структуру и приобретала метаморфическую — лепидобластовую. Шло интенсивное формирование слюдисто-хлорит-кварцевых микросланцев. При значительном обогащении породы титаном в ней возникал также и рутил, обусловивший появление рутилсодержащих микросланцев, типичных для зимбылтауской ритмосвиты.

Кремнистые породы, представленные микрокварцитами, характеризуют конечную стадию хлорит-серицитовую субфации и развиты только в отложениях верхней ритмопачки верхней ритмоподсвиты тасказганской ритмосвиты (рис. 4). Порода полностью раскристаллизована, потеряла первичный облик и представлена тонкокристаллическим (0,01—0,02 мм) агрегатом кварца с включениями тонкорассеянного органического углеродистого вещества и редкими мельчайшими чешуйками серицита и хлорита (1—3%). Существующий состав ее позволяет предполагать, что первоначально эти отложения представляли собой кремнистые сланцы, сланцеватая текстура которых отчетливо видна в реликтах и подчеркивается параллельным расположением серицитовых чешуек. Кварцевый материал был образован, вероятно, за счет хемогенных гелевых растворов, обусловивших, по-видимому, первоначальное выпадение его в виде опала и халцедона.

Карбонатные породы, представленные доломитами, также развиты только в этой части разреза тасказганской ритмосвиты. Первичный пелитоморфный доломитовый агрегат с небольшой примесью кальцита в значительной степени перекристаллизован, и порода местами приобрела мозаичную гранобластовую структуру мраморов (рис. 4).

**Биотит-хлоритовая субфация.** Метаморфизованные до биотит-хлоритовой субфации отложения характерны для тасказганской ритмосвиты, за исключением ее верхней ритмопачки верхней ритмоподсвиты. В глинистых образованиях, представленных кварц-слюдисто-хлоритовым агрегатом, появляется биотит, образованный за счет серицита, хлорита, кварца и рутила. Многочисленные новообразования биотита фиксируются также и в цементе обломочных пород. В песчаниках происходил интенсивный процесс спайки кварцевых зерен преимущественно с одинаковой оптической ориентировкой. Существовавшая вокруг них регенерационная кайма полностью растворялась. Плагиоклазы почти целиком замещены серицитом. Сланцеватый облик приобретают не только алевролиты, но и мелкозернистые песчаники, преобразованные в микросланцы (рис. 4). Первичные структуры сохранили только песчаники с карбонатным цементом. Здесь наблюдается лишь перекристаллизация кальцита с образованием более крупных индивидов, величина которых зависит от размеров порового пространства.

глинистые

обломочные

Группы

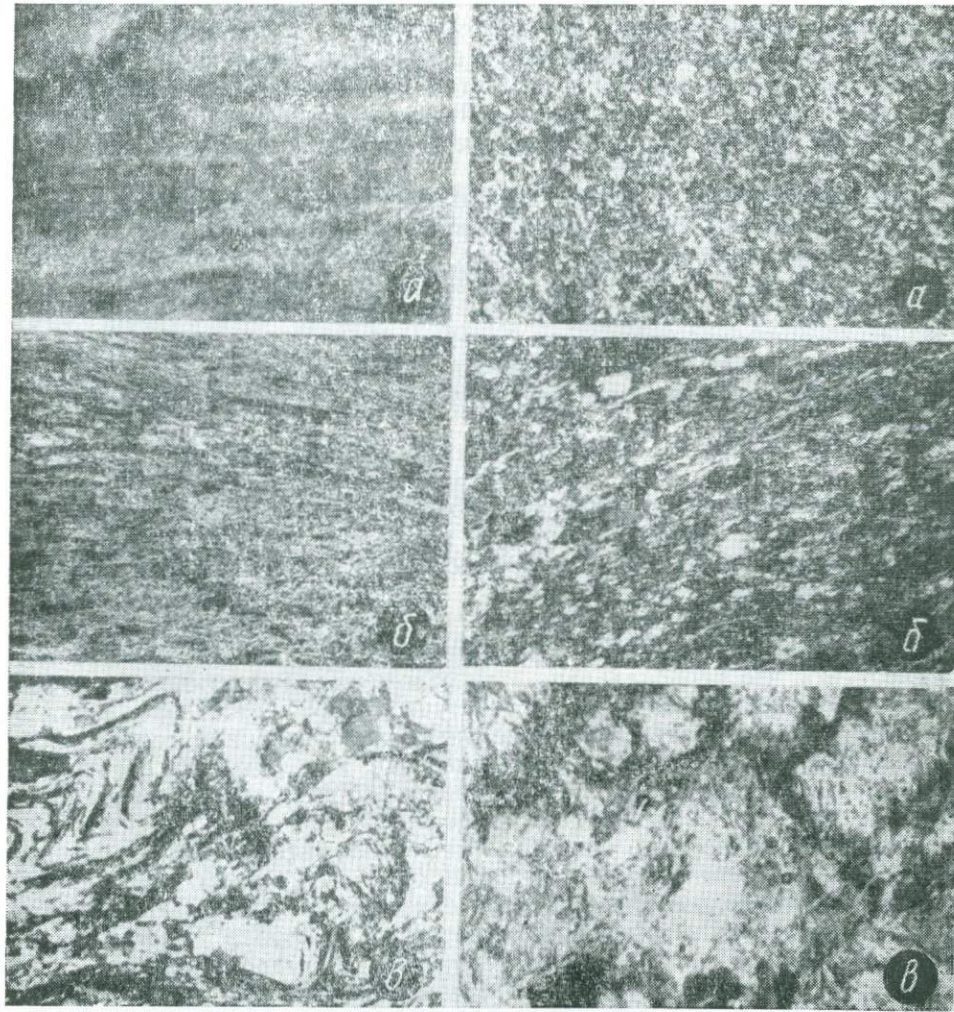


Рис. 4. Характер метаморфизации пород

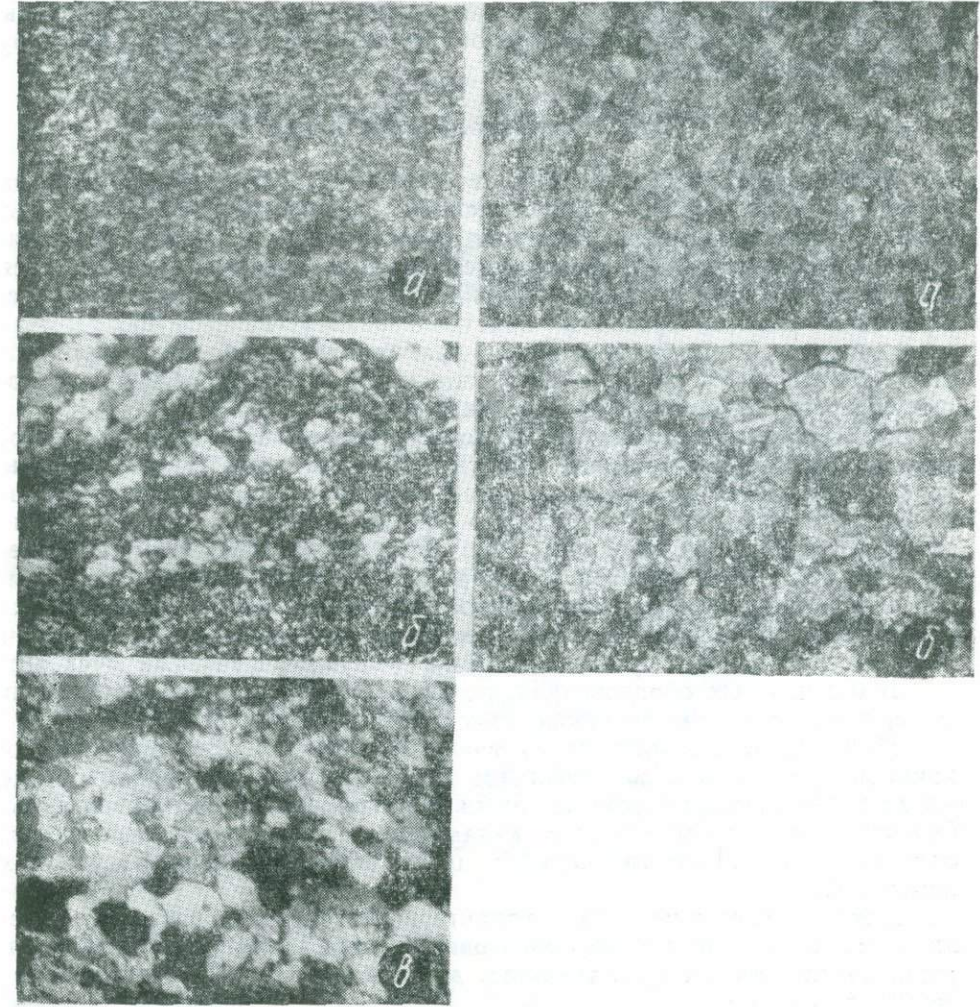
Глинистые: *а*—аргиллит серицито-глинистый. Фация зеленых сланцев, хлорит-серицитовая субфация. Бесаянская ритмосвита, нижняя ритмоподсвита. Шл. 202, ник.+, ув. 43; *б*—микросланец альбит-кварц-хлорит-серицитовый с биотитом. Фация зеленых сланцев, биотит-хлоритовая субфация. Тасказганская ритмосвита, верхняя ритмоподсвита, нижняя ритмопачка. Шл. 843, ник.+, ув. 43; *в*—сланец гранат-альбит кварц-хлоритовый. Фация эпидотовых амфиболитов. Ауминзинская ритмосвита, верхняя ритмоподсвита, нижняя ритмопачка.

Обломочные: *а*—алевролит полевошпатово-кварцевый, олигомиктовый. Фация зеленых сланцев, хлорит-серицитовая субфация. Бесаянская ритмосвита, верхняя ритмоподсвита. Шл. 572, ник.+, ув. 43; *б*—микросланец хлорит-альбит-кварцевый с биотитом. Фация зеленых сланцев, хлорит-серицитовая субфация. Тасказганская ритмосвита, верхняя ритмоподсвита, нижняя ритмопачка. Шл. 679, ник.+, ув. 43; *в*—сланец мусковит-кварц-альбитовый с гранатом. Фация эпидотовых амфиболитов. Ауминзинская ритмосвита, верхняя ритмоподсвита, нижняя ритмопачка. Шл. 1257, ник.+, ув. 43.

пород

кремнистые

карбонатные



докембрийских отложений юга Тамдытау.

Кремнистые: *а*—микрокварцит. Фация зеленых сланцев, хлорит-биотитовая субфация. Тасказганская ритмосвита, верхняя ритмоподсвита, верхняя ритмопачка. Шл. 1547, ник.+, ув. 43; *б*—кварцит. Фация зеленых сланцев, хлорит-биотитовая субфация. Тасказганская ритмосвита, нижняя ритмоподсвита, верхняя ритмопачка. Шл. 1631, ник.+, ув. 43; *в*—кварцит. Фация эпидотовых амфиболитов. Ауминзинская ритмосвита, верхняя ритмоподсвита, верхняя ритмопачка. Шл. 1654, ник.+, ув. 43.

Карбонатные: *а*—доломит. Фация зеленых сланцев, хлорит-серицитовая субфация. Тасказганская ритмосвита, верхняя ритмоподсвита, верхняя ритмопачка. Шл. 604, ник.+, ув. 43; *б*—доломитовый мрамор. Фация зеленых сланцев, хлорит-биотитовая субфация. Тасказганская ритмосвита, нижняя ритмоподсвита, верхняя ритмопачка. Шл. 1630, ник.+, ув. 43.

В кремнистых породах, представленных микрокварцитами происходит интенсивная перекристаллизация кварца с образованием более крупных зерен. Порода местами приобретает гранобластовую структуру (рис. 4).

В доломитах произошла полная перекристаллизация и породы приобрели крупнозернистую гранобластовую мозаичную структуру мраморов (рис. 4).

### Эпидот-амфиболитовая фация

Метаморфизованные до эпидот-амфиболитовой фации отложения характерны для верхней ритмоподсветы ауминзинской ритмосвиты. Здесь появляется ярко выраженная кристалличность пород. В глинистых отложениях сильно укрупняется серицит, который преобразуется в мусковит. Появляются крупнозернистые новообразования альбита, биотита и граната. Последний кристаллизовался главным образом за счет хлорита. Вследствие того, что гранат обладал большой кристаллизационной силой, он выпадал в виде крупных порфиробласт, в которых содержались кварц и слюды, захваченные при его росте.

На этом этапе возникали многочисленные кварц-альбит-хлоритовые, альбит-кварц-хлоритовые биотит и гранатсодержащие сланцы (рис. 5). Однако и здесь наблюдаются хлоритовые и мусковит содержащие сланцы, лишенные биотита. Это обусловлено тем, что различные по составу глинистые минералы образовали разные слюдистые соединения. При большой концентрации хлорита и отсутствии серицита возникал крупнокристаллический порфиробластический хлорит без биотита, устойчивый на высоких ступенях регионального метаморфизма, а при наличии серицита и отсутствии хлорита — крупночешуйчатый мусковит.

В обломочных образованиях, помимо преобразования глинистых минералов, наблюдается также срастание кварца с альбитом.

Микрокварциты (рис. 4) отличаются полной регенерацией первоначального состава с образованием крупнозернистых индивидов (до 0,6 мм). Породы приобретают зубчатые гранобластовые структуры. Органическое вещество сильно метаморфизуется и переходит в графит (?). Карбонатные породы почти не претерпевают никаких изменений.

Для вулканогенных пород характерно интенсивное рассланцовывание и широкое развитие новообразований амфибола, альбита, эпидота, реже сфена и актинолита, типичных для первичных изверженных пород основного состава.

### РУДОНОСНОСТЬ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ТАМДЫТАУ

На основании накопившегося за последние годы аналитического материала, а также результатов собственных исследований, мы даем геохимическую характеристику изучаемых отложений. Характерными для всего разреза древнего комплекса являются Au, Cu, Zn, Pb, V, P, Ba, Sr, Mn, Fe. В определенных интервалах они образуют локальные рудопроявления с промышленными или близкими к ним концентрациями.

**Золото.** В настоящее время известно (Билибин, 1962), что в докембрии сосредоточено около 61% всего золота, а россыпного — не менее 95%. Поэтому изучение древних метаморфических толщ приобретает все большее значение с точки зрения выявления в них золоторудных проявлений.



Золотоносностью рассматриваемых отложений Центральных Кызылкумов занимались в различные годы П. В. Храмышкин, Н. П. Петров, И. Х. Хамрабаев, Л. З. Палей, С. Т. Бадалов, Р. П. Бадалова, П. Н. Подкопаев, Х. Р. Рахматуллаев, Г. М. Чеботарев, С. Д. Шер, Г. В. Касавченко, Ю. Ф. Баскаков, А. К. Воронков, А. Т. Бендик, В. П. Лощинин, Ш. Т. Ахунбаев и др.

Нашими исследованиями установлено, что наиболее высокие средние концентрации золота наблюдаются в микросланцах, обогащенных органическим углеродом и пронизанных прожилковым метаморфогенным кварцем, которые приурочены к нижней ритмопачке нижней ритмоподсвиты тасказганской, и к нижним ритмоподсвитам зимбылтауской и мурунтауской ритмосвит. Среднее содержание золота в них соответственно составляет 0,02; 0,02 и 0,03 г/т<sup>1</sup>.

Характерная особенность этих интервалов разреза — наличие в углеродистых микросланцах многочисленных локальных линзовидных рудопроявлений размером 0,5—1,0 × 2,0—5,0 м с содержанием золота 0,5—5,0 г/т (рис. 5). Рудовмещающими в отдельных случаях являются также песчаники с органическим углеродом, в которых концентрация золота иногда достигает 1,0 г/т. Отложения ауминзинской и бесапанской ритмосвит отличаются пониженной золотоносностью. Средние содержания золота здесь составляют 0,02 и 0,01 г/т соответственно. Максимальное содержание в углеродистых сланцах ауминзинской свиты не превышает 0,5 г/т, а в песчаниках бесапанской — 0,4 г/т.

Учитывая вулканогенно-осадочную природу ауминзинской свиты, можно предположить, что первичная обогащенность золотом произошла за счет магматических процессов. Последующее перераспределение золота с образованием мелких локальных рудопроявлений, приуроченных в основном к микросланцевым образованиям этой свиты, происходило в процессе регионального метаморфизма, широко проявившегося на юге Тамдытау. Золото концентрируется преимущественно на низших (хлорит-серицитовая) стадиях метаморфизма. На более высоких уменьшается содержание углекислоты, серы, золота и некоторых других соединений, что связано с их миграцией в более холодные участки пород (Boyll, 1959). Этим и объясняется отсутствие рудопроявлений золота в ауминзинской ритмосвите, для которой в основном характерна более высокая степень метаморфизации пород — эпидот-амфиболитовая фация. Лишь в наименее измененных (биотит-хлоритовая субфация зеленых сланцев) микросланцах верхней части отмечаются мелкие, сравнительно бедные рудопроявления с содержанием металла до 0,5 г/т.

Магматические факторы в первичном накоплении золота в выше лежащих ритмосвитах не играли какой-либо существенной роли. Это подтверждается незначительным содержанием его вблизи предполагаемых интрузивных комплексов и зон разломов. Наблюдаемая повышенная минерализация золота в кремнистых породах, где почти отсутствует терригенная примесь, а также прямая зависимость его концентрации от органического углерода в наименее измененных отложениях тасказганской ритмосвиты скорее всего свидетельствуют о первичной хомогенной природе золота.

Первоначально золото, очевидно, в растворенной форме было привнесено истинными растворами. Несмотря на то, что морская вода обладает высокой устойчивостью против его выпадения (Чайковский, 1963), на контакте ее с богатым органикой илом в восстановительной среде хомогенное золото легко выпадает в осадок (Нифонтов, 1960).

<sup>1</sup> Здесь и далее даются средневзвешанные содержания.

В подобной среде, по-видимому, и отлагались осадки тасказганской ритмосвиты, отличающиеся высоким содержанием органического углерода. Хемогенное золото обычно не образует больших концентраций (Чайковский, 1963; Фосс, 1966), вследствие того, что переходит в раствор в минимальных количествах. Вероятно, первоначально отложения тасказганской ритмосвиты были повсеместно заражены золотом низкой концентрации порядка 0,002—0,050 г/т (подобные содержания характерны для неизмененных и мало измененных пород рассматриваемых отложений, обнаруживая прямую зависимость от обогащения породы органическим веществом). Образование локальных концентраций золота осадочно-метаморфогенного типа происходило в процессе регионального метаморфизма на промежуточном этапе между серицит-хлоритовой и биотит-хлоритовой субфациями в начальной стадии формирования биотита, что характерно для нижней ритмоподсвиты тасказганской ритмосвиты, где и отмечаются локальные рудопроявления с содержанием от 0,15 до 5,0 г/т.

Максимальные содержания металла (до 5 г/т) характерны только для углеродистых пород, которые были наиболее обогащены сингенетичным золотом и в которых происходила переконцентрация его с образованием локальных рудопроявлений.

Присутствие многочисленных обломков пород тасказганской ритмосвиты, в некоторой степени уже обогащенной золотом, в отложениях зимбылтауской, мурунтауской и бесапанской ритмосвит, а также наблюдаемая в этих отложениях прямая зависимость концентрации золота от наличия углеродистого вещества позволяют считать его первичное происхождение в данных интервалах разреза сингенетичным — хемогенно-терригенным. Образование в этих отложениях локальных золоторудных проявлений с высокими концентрациями, приуроченных к участкам вторичного (метаморфогенного) окварцевания и кварцевым жилам, связано, как и в нижележащей тасказганской ритмосвите, с метаморфическими процессами, обусловившими перераспределение во вмещающих породах сингенетичного золота и накопление его в метаморфогенном кварце.

При метаморфизации пород из водосодержащих минералов выделяется кристаллизационная вода, являющаяся активным растворителем кремнезема и ряда рудных компонентов, в том числе золота (Сауков, 1952). За счет этих псевдогидротермальных растворов происходит окварцевание вмещающих пород, и часто в них формируются метаморфогенные кварцевые, нередко рудоносные, жилы.

Наблюдаемые в изучаемых отложениях многочисленные жилы метаморфогенного кварца своим происхождением обязаны также псевдогидротермальным растворам, образовавшимся за счет кристаллизационной воды, выделившейся в процессе метаморфизации пород. Как показали наши расчеты, количество этой воды только в районе юга Тамдытау составило около 12 млрд. м<sup>3</sup>, что согласуется с объемом наблюдаемых кварцевых жил. Золоторудные кварцевые жилы, как показали наши исследования и исследования предшественников (Бадалов, 1966 и др.), приурочены к интервалам разреза, где наблюдаются повышенные содержания золота во вмещающих породах (сингенетичное золото). Это свидетельствует о том, что наблюдаемое в кварцевых жилах золото своим происхождением также обязано псевдогидротермальным растворам. Скопление золота в Мурунтау приурочено к нижней ритмоподсвите мурунтауской ритмосвиты и обусловлено благоприятным структурным положением этого района. Оно располагается на изгибе оси тасказганской антиклинали, в зоне наибольших дизъюнктивных

нарушений, проявившихся в виде различных многочисленных трещин и полостей, которые впоследствии были «залечены» метаморфогенным золотоносным кварцем.

**Медь.** Содержание меди варьирует в значительных пределах по разрезу изучаемого комплекса отложений. Наиболее высокие средние содержания ее (рис. 5), более чем в 20 раз превышающие кларковые (0,14%), характерны для нерассланцованных, обогащенных органическим веществом, песчаников нижней ритмопачки верхней ритмоподсвиты тасказганской ритмосвиты. В таких породах этой части разреза отмечаются локальные рудопроявления (2—4 м<sup>2</sup>) меди с концентрацией 1,0%. Более бедные средние содержания этого элемента (0,06—0,65%) при максимумах до 0,3% фиксируются в нижних ритмоподсвитах зимбылтауской и мурунтауской ритмосвит. Отложения ауминзинской и беспанской ритмосвит отличаются пониженной меденосностью. Содержание меди в них обычно находится в пределах кларка и реже в 1,5—2,0 раза превышает его.

Наблюдается отчетливо выраженная связь меди с органическим веществом (рис. 5). Богатая углеродом тасказганская ритмосвита обладает максимальной концентрацией меди. В отложениях зимбылтауской и мурунтауской ритмосвит содержание ее заметно пониженное.

**Свинец и цинк.** Распределение свинца по разрезу исследуемых отложений в целом равномерное, и средние содержания его не превышают кларковые (рис. 5). Наиболее высокие концентрации с образованием мелких локальных рудопоявлений размером до 1 м<sup>2</sup>, содержащих до 0,3% Pb при среднем его содержании в породе 0,008%, характерны только для песчаников нижней ритмопачки нижней ритмоподсвиты тасказганской ритмосвиты.

Средние содержания цинка (рис. 5) в отложениях ауминзинской, тасказганской, зимбылтауской, мурунтауской ритмосвит в 2—5 раз превышают кларковые и несколько меньше кларковых величин в породах беспанской. Наблюдается четкая зависимость концентрации цинка от органического углерода (рис. 5). Максимальные средние содержания (до 0,08%) этого элемента с концентрациями до 0,41% приурочены к богатым органикой кальцитовым мраморам верхней ритмопачки верхней ритмоподсвиты тасказганской ритмосвиты, так как карбонатная среда является основным аккумулятором, где цинк может накопиться в значительных количествах.

Медь, цинк и свинец не образуют собственных минералов и в виде тонкой примеси находятся в органическом веществе или связаны с терригенными обломками, слагающими значительную часть пород изучаемого комплекса отложений (табл. 7).

**Ванадий.** Присутствует во всех петрографических типах пород рассматриваемого комплекса. Максимальные средние (рис. 5) содержания его (0,123—0,165%) отмечаются в углеродсодержащих микрокварцитах и кварцитах тасказганской и ауминзинской ритмосвит, где нередко наблюдаются отдельные рудопоявления этого элемента с содержанием до 1,0%, размерами 1—2×2—5 м. Содержания ванадия, в 3—5 раз превышающие кларк, отмечаются в песчаниках и микросланцах тасказганской и мурунтауской ритмосвит, а также в микросланцах и кристаллических сланцах с органическим углеродом ауминзинской ритмосвиты. В слабоуглеродистых образованиях зимбылтауской и беспанской ритмосвит содержание ванадия колеблется обычно в пределах кларка и реже несколько выше. Отложения беспанской ритмосвиты, в которой отсутствует углеродистая примесь, характеризуются нижекларковыми содержаниями ванадия.

Таким образом, максимальное количество ванадия приурочивается к углеродистым кремнистым породам (кварцитам и микрокварцитам) наиболее древних отложений ауминзинской и тасказганской ритмосвит.

На юге Тамдытау оруденение приурочено к отдельным горизонтам углеродистых кварцитов и микрокварцитов ауминзинской и тасказганской ритмосвит, являющихся несколько более сильно метаморфизо-

Таблица 7

Содержание основных элементов в минералах докембрийских отложений юга Тамдытау, %

Минерал	Va	Sr	Mn	V	Cu	Pb	Zn	P
Кварц обломочный (35)	Ед. пр.		0,0018		0,0005			
	0,06	—	0,006	—	0,001	—	—	—
Кварц (22) метаморфогенный	0,015		0,03	0,02	0,007	Ед. пр.	0,07	
	0,03	—	0,3	0,03	0,07	0,03	—	—
Полевые шпаты (11)	0,02		0,03	0,003	0,003			
	0,3		—	0,01	—	—	—	—
Серицит (8)	0,061	0,006	0,02	0,02	0,0021	0,001	0,003	0,006
	0,2	—	0,06	0,06	0,006	0,002	0,006	—
Хлорит (42)	0,025	0,016	0,014	0,015	0,003	0,0013	0,0024	
	0,06	0,06	0,06	0,02	0,02	0,006	0,006	—
Биотит (47)	0,03	0,014	0,016	0,01	0,002	0,001	0,004	0,03
	0,06	0,06	—	0,02	0,02	0,002	0,02	—
Углерод органический (4)	0,006	0,01		0,6	0,5	0,002	0,1	
	0,02	—	—	1,0	—	0,006	0,75	3,0
Рутил (18)	—	—	0,10	0,05	0,003	0,003	0,007	
			0,50	0,07	—	—	0,03	—
Циркон (18)	—	—	—	0,007	0,03	0,003	0,03	
				0,01	—	—	—	—
Турмалин (18)	—	—	0,01	0,012	0,03	0,01	0,025	
			0,03	0,03	—	0,3	—	—
Апатит (18)	—	—	0,01	0,007				0,8
			—	0,09	—	—	—	—
Пирит (7)	—	—	0,03	0,007		0,2		
			—	—	1,0	0,3	1,0	—
Доломит породообразующий (15)	0,002	0,035	0,15	0,02	0,003	—	0,007	0,15
	0,03	0,075	1,5	0,075	0,03	0,003	0,03	0,284
Кальцит породообразующий (6)	0,006	0,162	0,009	0,013	0,002	0,003	0,08	0,21
	0,03	0,30	0,016	0,0	0,03	—	0,3	0,3

Примечание. В числителе — средние значения, в знаменателе — максимальные; в скобках — количество анализов.

ванными аналогами коловратитовых сланцев, с которыми, как отмечают В. И. Данчев и П. П. Шиловский (1965), обычно связаны наиболее богатые месторождения ванадия. Впервые повышенные содержания ванадия в отложениях Мальгузара, Нуратау и Тамдытау отмечены И. Е. Гамалеевым и И. Х. Хамрабаевым (1958).

Наши исследования показали, что максимальные концентрации ванадия с образованием небольших локальных рудопроявлений приурочены к отдельным горизонтам именно этих пород, широко развитых в верхней ритмопачке верхней ритмоподсветы тасказганской ритмосвиты и верхней ритмоподсвете ауминзинской ритмосвиты. В наблюдаемых рудопроявлениях, помимо ванадия, отмечаются повышенные содержания Cu, Mo, Cr, Zn, Ni и Co, а также установлен (полуколичественным спектральным анализом) Ag (0,001—0,005%). Кроме того, постоянным сопутствующим элементом ванадия является фосфор, концентрации которого в отдельных случаях достигают 3,2%. Устанавливается четкая зависимость количества ванадия и сопутствующих ему элементов от количества в породе органического вещества.

**Фосфор.** Предположение о наличии фосфоритов в наиболее древних отложениях Центральных Кызылкумов в 1938 г. впервые высказал Н. П. Петров. Впоследствии это подтвердил М. П. Баскаков (1959), отметивший повышенные содержания  $P_2O_5$  (до 8,27%) в известняках ауминзинской ритмосвиты гор Ауминзатау.

Наши исследования на юге Тамдытау показали, что повышенные содержания фосфора (0,29—0,80%) приурочены к кремнистым и карбонатным породам верхних ритмопачек нижней и верхней ритмоподсвет тасказганской ритмосвиты (рис. 5), где часто наблюдаются локальные рудопроявления (до 5 м<sup>2</sup>) с концентрациями, достигающими 2,7—3,2% в кварцитах и микрокварцитах и 0,85—1,9% — в доломитах и доломитовых мраморах. Эти отложения содержат обильную примесь органического углерода, с которым и связан тонкодисперсный фосфор, достигающий максимального содержания в наиболее обогащенных им породах. Терригенные отложения (песчаники, алевролиты, микросланцы) всех ритмосвит изучаемой толщи, более бедные органическими примесями, характеризуются низкими содержаниями фосфора — 0,03—0,17%. Учитывая выщелоченность фосфатсодержащих образований в поверхностных условиях, можно предполагать в отложениях тасказганской ритмосвиты наличие более высоких концентраций, не вскрытых эрозией.

**Барий и стронций.** Средние содержания бария (рис. 5) в ауминзинской, зимбылтауской, мурунтауской и бесапанской ритмосвитах имеют нижекларковые значения. Максимальные концентрации, превышающие кларк (0,1—0,3%), характерны только для микросланцев нижней ритмопачки нижней ритмоподсветы тасказганской ритмосвиты. Повсеместно наблюдается выделенная Н. М. Страховым (1954) закономерность увеличения концентрации бария в мелкозернистых осадках. Однако, как указывает Н. М. Страхов, падение содержания бария (а также Ni, Co, Cr, Be), как в настоящее время, так и в прошедшие геологические эпохи, зависит от увеличения в осадках карбонатного компонента. Это подтверждается распределением бария по разрезу рассматриваемых отложений юга Тамдытау, где терригенные полевошпатово-кварцевые образования ауминзинской и тасказганской ритмосвит (почти бескарбонатные) характеризуются повышенным содержанием его. Увеличение карбонатного материала в обломочных отложениях вышележащих ритмосвит (появление песчаников с карбонатным цементом), достигающего максимума в бесапанской ритмосвите, привело к заметному сокращению содержания бария.

Распределение содержания стронция в разрезе в целом сходно с барием. Рассматриваемые отложения преимущественно отличаются нижекларковыми содержаниями его, и только в кальцитовых мраморах верхней ритмопачки нижней ритмоподсветы тасказганской ритмосвиты

отмечаются мелкие участки, где концентрация стронция достигает 0,3% при среднем содержании в породе 0,16% (рис. 5).

Увеличение концентрации данного элемента в этих породах объясняется (по Страхову, 1954) захватом его минералами  $\text{CaCO}_3$ , вследствие близости ионных радиусов кальция и стронция ( $R_i \text{ Ca} = 1,06$ ;  $R_i \text{ Sr} = 1,27$ ).

**Марганец.** Изучаемые отложения (рис. 5) в целом отличаются нижекларковыми содержаниями марганца. Отдельные небольшие участки с концентрацией этого элемента, достигающей 1,5% при среднем содержании в породе 0,12%, приурочены к доломитовым мраморам верхней ритмоподсвиты ауминзинской ритмосвиты. Появление повышенной минерализации в доломитовых мраморах ауминзинской ритмосвиты, несомненно, связано с процессами регионального метаморфизма, где марганец подвергся перераспределению с образованием небольших рудопроявлений.

**Железо.** Отложения изучаемого комплекса в основном (тасказганская, зимбылтауская и мурунтауская ритмосвиты) характеризуются (рис. 5) пониженным по сравнению с кларком содержанием железа. Несколько более высокие концентрации последнего (в пределах кларка и несколько выше) отмечаются в породах бесапанской ритмосвиты. Максимальные содержания, в два раза превышающие кларк, приурочены — только к первичным вулканогенным породам (амфибол—альбит—кварц—хлоритовым с амфиболитовыми прослоями сланцам) наиболее древней ауминзинской ритмосвиты и связаны, по всей видимости, с магматическими процессами.

Из вышесказанного видно, что для каждой ритмосвиты характерны свои рудные элементы, некоторые из них образуют локальные концентрации. В ауминзинской это Mn, V и редко Au; в тасказганской — Au, V, P, Cu и Zn, в зимбылтауской — Cu и Au, в мурунтауской Au и Cu. Бедная органическим углеродом бесапанская ритмосвита отличается от нижележащих отложений значительно пониженным содержанием всех элементов за исключением железа.

Рассмотренные элементы в изучаемом комплексе отложений собственных минералов не образуют и обычно в виде тонкой примеси находятся в органическом веществе или же связаны с отдельными минералами (табл. 7).

## НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИХ ГОР (КУРАМИНСКАЯ ПОДЗОНА)

В главе рассматриваются осадочные нижнепалеозойские формации Кураминской подзоны Срединного Тянь-Шаня, охватывающей территорию Кураминского и юго-западных отрогов Чаткальского хребтов<sup>1</sup>. Отложения нижнего палеозоя на дневной поверхности развиты незначительно в ядрах антиклинальных структур или в виде блок-ксенолитов среди интрузивных пород. Разобщенность выходов, крайне слабая палеонтологическая охарактеризованность, естественно, затрудняют их расчленение и корреляцию разрезов. Это привело к тому, что до настоящего времени нет общепринятой схемы стратиграфии нижнепалеозойских образований, а существующие сугубо местные, фактически для отдельных выходов, детальные схемы их расчленения с выделением свит или пачек не увязаны между собой (Моголтау—И. В. Белов, Б. Н. Наследов, П. Н. Соколов, Е. Д. Карпова; бассейны рек Сардоб, Каракия, Умбетты — Б. И. Сигалов, Ф. Ш. Раджабов, Ж. Н. Кузнецов, О. М. Борисов). Нами приведен сводный разрез этих отложений, хотя также недостаточно фаунистически обоснованный (Ахмеджанов и др., 1969). Собственно к нижнему палеозою относится, по-видимому, только нижняя часть (1500—1600 м) терригенной песчано-сланцевой додевонской толщи. Причем, в самых низах ее местами отмечаются и карбонатные породы. Отдельные находки органических остатков и сопоставление с другими районами свидетельствуют о средне-верхнеордовикском возрасте отложений. Верхи толщи почти такой же мощности, вероятно, относятся уже к нижнему силуру.

Обычно вся эта толща ордовика—нижнего силура Кураминской подзоны включалась в единую флишoidную формацию. Однако более детальные исследования показали, что в формационном отношении она является неоднородной и представлена различными формациями, существенно отличающимися особенностями строения, состава и условиями формирования (рис. 6).

Исходя из имеющегося материала, в ней можно выделить два формационных комплекса: средне-ордовикский или средне-верхнеордовикский и верхнеордовикско-нижнесилурский.

Средне-верхнеордовикский комплекс включает разнообразные по составу отложения. К наиболее древним, возможно,

<sup>1</sup> Формации докембрия и нижнего палеозоя смежной северо-восточной части Узбекистана — Пскемского района (Северо-Чаткальская или Пскем-Сандаляшская подзона) описаны ранее (Воронич и др., 1970; Чистяков и др., 1971). Кассанский район, включаемый некоторыми исследователями в Кураминскую подзону, характеризуется специфическими особенностями строения и, вероятно, представляет собой самостоятельную структурно-формационную единицу.

относятся глинистые сланцы с прослоями известняков, обнажающиеся в одном из тектонических блоков на юго-западе Кураминского хребта в верховьях сая Чалата, в которых обнаружена фауна среднего ордовика (Халецкая, 1954). Метаморфические сланцы также с горизонтами мраморизованных известняков встречаются в виде ксенолитов в эндоконтактовой части гранодиоритов Карабашского массива (юго-западные отроги Чаткальского хребта), в непосредственной близости от коренных выходов среднего—верхнего ордовика. Неясно стратиграфическое положение существенно сланцевых отложений, образующих отдельные блоки среди интрузивных и эффузивных пород в приосевой части Кураминского хребта (верховья саяв Каракия, Сардоб, Уткемсу и др.). Представлены они филлитовидными хлоритсеричитовыми сланцами с редкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников.

По данным Ф. Ш. Раджабова, в них по Карагумаксу встречаются маломощные горизонты (1,5—10 м) измененных миндалекаменных порфиритов андезитового состава. Здесь же им были собраны граптолиты ордовикского облика.

Эти отложения могут находиться на близком стратиграфическом уровне с чалатинскими, о чем свидетельствует и их сходная тектоническая позиция. Возможно, они образуют самостоятельную карбонатно-терригенную формацию среднего ордовика. Мощность ее достигает нескольких сот метров.

Более изучена верхняя часть комплекса, представленная флишовой терригенной формацией. Сравнительно полно она развита только в горах Моголтау, где включает нижнюю половину урубалакской свиты, выделенной Б. Н. Наследовым. По нашему мнению, она слагает основание разреза ордовика Моголтау, а не его верхи, как считали Б. Н. Наследов и Е. Д. Карпова.

Формация состоит из ритмически переслаивающихся зеленовато-серых и зеленых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Они образуют отдельные ритмы мощностью от 2—5 до 20—40 см, реже 1,0—2,0 м. Ритмы включают два (песчаник—алевролит, алевролит—сланец) или три (песчаник—алевролит—сланец) типа пород. Границы их четкие, часто со следами размыва в основании песчаников. Внутри ритмов породы, особенно песчаники и алевролиты, связаны постепенными переходами.

В глинистых сланцах, алевролитах и реже песчаниках наблюдается тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием слоев

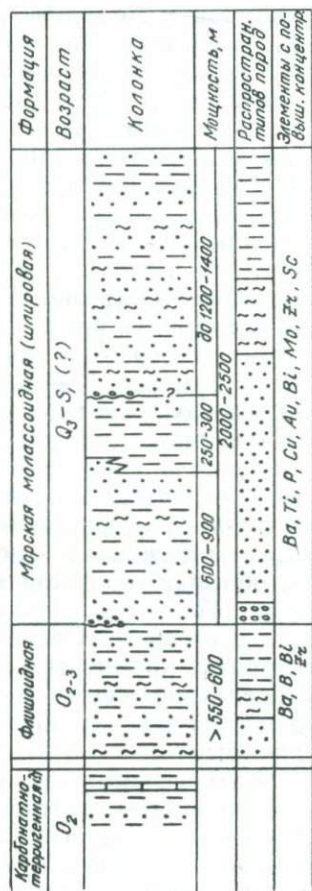


Рис. 6. Формационный разрез нижнего палеозоя Кураминской подзоны.

1 — конгломераты, гравелигы;  
2 — песчаники; 3 — алевролиты;  
4 — сланцы; 5 — известняки.

ков различной размерности, а иногда мелкая косая однонаправленная (тип течений). В алевролитах нередко отмечаются текстуры оползания в виде сложных опрокинутых микроскладочек. На нижних плоскостях напластования алевролитов или мелкозернистых песчаников присутствуют местами многочисленные гиероглифы, часть из которых представляет собой отпечатки следов жизнедеятельности различных организмов — трилобитов и др. На фоне тонкой ритмичности формации выделяются крупные ритмы (ритмопачки) мощностью до 120—140 м. В низах таких ритмопачек ритмы более мощные, причем в составе их преобладают песчаники. В верхних частях ритмопачек развиты преимущественно глинистые сланцы, чередующиеся с алевролитами или алевроитовыми глинистыми породами. Появляются и однородные горизонты глинистых сланцев мощностью до 5—10 м. В целом в обнажающемся разрезе формации доминируют алевролиты и сланцы.

Песчаники представлены зелеными, зеленовато-серыми мелкозернистыми слабоотсортированными разностями с преобладающим размером зерен 0,1—0,3 мм. Обильную примесь (до 20—25%) составляют алевроитовые обломки. Обломочный материал характеризуется различной степенью окатанности. Значительная часть обломков (70—75%) слабо окатана, и они имеют угловатую и даже остроугольную форму. Песчаники по составу полимиктовые и содержат в обломочной фракции 40—60% кварца, 10—15% полевых шпатов, до 30—40% различных пород и небольшое количество слюдястых минералов.

Кварц нередко катаклазирован, иногда с реликтами регенерационных каемок. В нем часто наблюдаются мельчайшие включения рутила, апатита и слюдки. Генетически он, по-видимому, в основном связан с осадочно-метаморфическими образованиями. Из полевых шпатов присутствует плагиоклаз кислого состава с полисинтетическими двойниками, обломки микроклина единичны. Слюды (мусковит, реже хлоритизированный биотит) часто деформированы и ориентированы параллельно слоистости. Среди обломков пород основную роль играют микрокварциты, кремнистые породы, кварц-слюдястые и слюдястые сланцы. Последние имеют неотчетливые, зазубренные края, что обусловлено частичным замещением их цементом, в котором они трудно различимы.

Из акцессорных минералов отмечаются преимущественно лейкоксен в виде небольших сгустков в цементе или неправильных зерен, обломочный зеленый турмалин, апатит, реже циркон и рутил, а также лейкоксенизированный титаномагнетит. Неравномерно рассеяны мелкие идиоморфные кристаллики пирита, часто нацело окисленные. Цемент песчаников смешанный — базальный и контактово-поровый, по составу хлорит-серицитовый или кварц-хлорит-серицитовый

Алевролиты, так же, как песчаники, окрашены в зеленые, зеленовато-серые тона, но часто в верхах ритмопачек они приобретают серую до темной окраску.

Структура их меняется от мелко- (0,01—0,03 мм) до крупнозернистой (0,05—0,07 мм). По сравнению с песчаниками они лучше отсортированы. В составе угловатых плохо окатанных обломков, сцементированных кварцево-хлорит-серицитовым материалом, преобладает кварц (до 70—75%). Остальная их часть представлена плагиоклазом и небольшим количеством чешуек мусковита. Послойное расположение последних обуславливает нередко полосчатую текстуру пород. В серых разностях алевролитов довольно много углистого детрита. В единичных зернах встречаются зеленый турмалин, апатит, циркон. Количество лейкоксена обычно возрастает с увеличением в цементе хлорита.

Наряду с эпигенетическим пиритом, вкрапленным и прожилковым, отмечается и явно диагенетический, находящийся в ассоциации с углистым веществом в виде мельчайших выделений (глобулей).

Глинистые сланцы представлены серо-зелеными, зеленовато-серыми слабоалевритистыми тонкослоистыми породами обычно с хорошо выраженной сланцеватой текстурой. Пелитовое вещество почти полностью перекристаллизовано в серицит, хлорит, криптозернистый кварц. В зависимости от содержания этих основных компонентов типы сланцев варьируют от хлорит-серицитовых до кварцево-хлорит-серицитовых, серицит-хлоритовых. В верхах ритмопачек в ассоциации с углистыми алевролитами появляются серые кварцево-хлорит-серицитовые сланцы с примесью глинисто-углеродистого вещества и обильными остатками граптолитов. Иногда наблюдается сегрегационная полосчатость — образование тонких (0,01—0,05 мм) параллельных слоистости полосок преимущественно хлоритового или кварц-хлоритового состава. В хлорит-серицитовой массе рассеяны мелкие комочки и удлинённые призмочки (0,01—0,02 мм) лейкоксена и в различной степени окисленного пирита.

Мощность обнажающегося разреза флишоидной формации в горах Моголтау достигает 550—600 м. По-видимому, к этой же формации относится 200—250-метровая толща тонкоритмически переслаивающихся ороговикованных песчаников и сланцев, обнажающихся в экзоконтакте Карабашского массива в верховьях сая Беляуты (юго-западные отроги Чаткальского хребта).

В сланцах флишоидной формации в Моголтау Б. Н. Наследовым собраны трилобиты и орбикулоидеи, указывающие на ордовикский ее возраст. Здесь же позднее нами (Ахмеджанов и др., 1969) обнаружены граптолиты ордовикского облика, однако из-за плохой сохранности органических остатков точная датировка возраста вмещающих пород невозможна. Взаимоотношения отложений этой формации с отложениями чалатинского типа отсутствуют. Вероятно, она занимает в разрезе более высокое положение, чем карбонатно-терригенная (?), хотя не исключено, что между ними имеются и частичные фациальные переходы. Возраст флюшоидной формации поэтому может отвечать верхам среднего или низам верхнего ордовика.

Б. Н. Наследовым в составе урбулакской свиты описана вулканогенно-сланцевая пачка, состоящая из эффузивов и туфов кварцевых порфиров, переслаивающихся со сланцами и песчаниками. Как показали исследования, эта пачка несогласно залегает с базальными рассланцованными конгломератами на различных горизонтах флишоидной формации и относится скорее всего к нижнему девону или верхнему силуру — нижнему девону. Б. Н. Наследов также отмечал возможность ее принадлежности к агаджальской свите аналогичного возраста, развитой на южной оконечности гор Моголтау. Характерно, что сланцы и песчаники вулканогенно-сланцевой пачки часто окрашены в бурый цвет и обладают признаками континентального происхождения.

Отложения верхнеордовик-нижнесилурийского комплекса наиболее распространены на территории Кураминской подзоны. Представлен он терригенной морской молассоидной, или, по В. И. Попову (1968), шпировой формацией, сложенной в основном песчаниками (60—65№). В значительном количестве содержатся алевролиты, сланцы, в меньшей степени — гравелиты и мелкогалечные конгломераты. В разрезе формации можно выделить три толщи, отличающиеся количественным соотношением различных типов пород и характером строения: нижнюю песчаниковую, среднюю сланцевую и

верхнюю песчано-сланцевую. Песчаниковая и сланцевая толщи по объему близки к сардобской свите, а песчано-сланцевая — к кокалинской, выделенным Б. И. Сигаловым в бассейне Сардобская на юго-западе Кураминского хребта. В Моголтау нижняя толща соответствует кайракской свите.

Песчаниковая толща характеризуется резким преобладанием крупно- и среднеслоистых разномерных песчаников. Алевролиты и сланцы имеют подчиненное значение. В нижней ее части они образуют маломощные прослои и линзы, в верхней их роль возрастает и появляются довольно мощные (40—60 м), чередующиеся между собой пакки алевролитового и сланцевого состава.

Местами (по Беляутысаю) в основании песчаниковой толщи и выше по разрезу встречаются линзы гравелитов. Крупнозернистые гравийные песчаники спорадически отмечаются и в верхней части разреза (Беляуты, Сардоб). Породы окрашены в серо-зеленый, зеленовато-серый, серый цвет. Серые тона обычно присущи алевролитам и сланцам. На поверхностях напластования пород наблюдаются знаки ряби и борозды размывов. Для алевролитов и сланцев характерна тонкая, ленточная горизонтальная или слабоволнистая слоистость.

Мощность песчаниковой толщи в Кураминском хребте достигает 800—900 м, на юго-западе Чаткальского хребта она сокращается до 600—650 м.

Сланцевая толща связана с песчаниковой постепенным контактом, и, возможно, между ними имеются частичные фациальные переходы. Состоит она главным образом из серо-зеленых и серых сланцев, часто перемежающихся в разрезе. Подчиненную роль играют алевролиты, мелко- и среднезернистые песчаники. Песчаники присутствуют в основном в нижней и верхней частях разреза в виде пластов мощностью от 0,1—0,5 до 5—8 м. Нередко (в верхах) они группируются со сланцами и алевролитами в отдельные пакки с тонким ритмическим переслаиванием пород. Мощность сланцевой толщи 250—300 м.

Отложения песчано-сланцевой толщи в Кураминском хребте распространены меньше, чем песчаниковой и сланцевой и часто в значительной степени эродированы. Они обнажаются на крыльях антиклинальных структур, где с размывом и угловым несогласием перекрываются вулканогенными образованиями нижнего девона (Сардоб, Умбетты, Каракия — в Кураминском хребте; Карабаш — в Чаткальском).

От сланцевой толщи песчано-сланцевая отделена резким контактом и по Умбеттысаю содержит в основании горизонт (2—2,5 м) мелкогалечных конгломератов и гравелитов, залегающих с небольшим размывом на подстилающих сланцах. В других местах их взаимоотношения не выявлены. Толща характеризуется грубым чередованием зеленых, фисташково-зеленых, реже серых разномерных песчаников, алевролитов и сланцев. Мощность отдельных горизонтов колеблется от нескольких метров до 60—80 м. В более мощных пачках на фоне преобладающего типа пород (песчаников или сланцев) наблюдаются маломощные, часто выклинивающиеся прослои других разновидностей. Песчаники содержат также линзы гравелитов, мелкогалечных конгломератов. Реже встречаются пакки с тонко (5—10 см) ритмически переслаивающимися песчаниками, алевролитами, сланцами.

Наряду с односторонними ритмами (песчаник—алевролит—сланец, песчаник—алевролит и песчаник—сланец) наблюдаются и двусторонние, маятниковые ритмы, в верхней части которых тонкообломочные породы постепенно, часто переслаиваясь, сменяются более грубозерни-

стями. При этом мощность верхнего регрессивного элемента ритмов значительно меньше трансгрессивного. Границы ритмов неровные, со следами размыва и внедрения крупнозернистого осадка в тонкий.

В обнажающихся разрезах песчано-сланцевой толщи песчаники и сланцы находятся почти в равном количестве. Алевролиты играют подчиненную роль, тяготея к участкам смены в ритмах песчаников сланцами или сланцев песчаниками. Мощность песчано-сланцевой толщи достигает 1200—1400 м. Общая мощность шлировой формации около 2300—2500 м.

Отложения формации представлены только терригенными образованиями, среди которых выделяются различные типы пород, отличающиеся по структуре, текстуре и минералого-петрографическим особенностям.

Грубообломочные породы (гравелиты, мелкогалечные конгломераты), развитые в песчаниковой толще, довольно плохо отсортированы, разнозернистые, состоят из слабоокатанных угловатых и хорошо окатанных обломков кварца, полевого шпата, слюдисто-кварцевых сланцев, песчаников. Встречаются также редкие обломки измененных порфиров и мраморизованных известняков. В верхах толщи часто появляются песчаные гравелиты, постепенно переходящие в гравийные песчаники, сложенные алеврито-песчаной основной массой (40—70%), в которую погружены обломки осадочных и метаморфических пород, реже основных эффузивов, хлоритизированных, с обильными выделениями лейкоксена. В алеврито-песчаной фракции содержится кварц, плагиоклаз и акцессорные — лейкоксен, турмалин, апатит, циркон. Цемент серицит-хлоритовый с примесью лейкоксена. В гравелитах песчано-сланцевой толщи наблюдаются значительное уменьшение количества кварца и преобладание обломков пород — кварцитов, песчаников, кварц-сланцевых сланцев, эффузивов, причем содержание последних возрастает. Преобладают порфириты с интерсертальной и гиалопилитовой структурой и порфиrowыми вкрапленниками плагиоклаза, иногда с миндалинами, выполненными кварцем. Стекло темное, с хлоритом и лейкоксеном. Некоторые обломки эффузивов обладают трахитоидной структурой и светлым серицитизированным и хлоритизированным мезостазиом. Характерно появление обломков гранитоидов. Среди довольно обильных полевых шпатов наряду с кислым плагиоклазом присутствуют и более основные, по которым часто развит карбонат, а также калишпат. Изредка попадаются обломки известняков. В акцессорной группе минералов увеличивается содержание апатита, лейкоксена, титаномагнетита, ильменита (?) с лейкоксеновой оторочкой.

Песчаники в основном слабо отсортированы, особенно в верхней песчано-сланцевой толще, хотя преобладает, в общем, одна или две фракции. Нередко в них встречаются единичные обломки гравийной размерности и обильная (до 20—25%) алевритовая примесь. Кластический материал окатан в различной степени, обломки имеют преимущественно угловатую форму. Несколько лучше окатан кварц. Состав песчаников полимиктовый, причем снизу вверх по разрезу полимиктовость увеличивается — становится все больше литокластических обломков.

В песчаниковой толще количество кварца колеблется от 25 до 40%, реже (в низах) достигает 50—60%, в песчано-сланцевой часто составляет всего 5—20%. Зерна кварца чистые или с включениями апатита, рутила, слюдистых минералов. Иногда в них сохраняется реликтовая регенерационная каемка. Некоторые зерна катаклазированы. Содержание полевых шпатов находится в пределах 10—20%, причем в песча-

никах верхней толщи широко распространены средний и основной плагиоклаз, калишпат. Спорадически встречаются крупные чешуйки обломочного мусковита, хлоритизированного биотита, хлорита. Состав пород разнообразный — кремнистые, слюдяные, слюдисто-кремнистые, глинистые сланцы, микрокварциты, алевролиты, эффузивы, редко гранитоиды, известняки. Как и в гравелитах, наблюдается отчетливая тенденция к увеличению количества вулканогенных (преимущественно порфиритовых) обломков (до 3—5%) в песчаниках песчано-сланцевой толщи. Акцессорные — апатит, турмалин, циркон, лейкоксен, пирит, магнетит, сильно лейкоксенизированный ильменит или титаномagnetит, гематит. Наибольшее количество рудных акцессорных минералов отмечается в песчаниках верхней толщи, где в некоторых горизонтах содержание титаномagnetита достигает 1%. Цемент смешанный, базально-поровый, серицит-хлоритовый, кварц-серицит-хлоритовый.

Таким образом, песчаники шпировой формации по составу близки к полевошпат-кварц-граувакковым и граувакковым (Рухин, 1961). Об этом свидетельствует и химический состав песчаников (Б. И. Сигалов), отличающийся низким содержанием кремнезема:  $\text{SiO}_2$ —62,36;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ —2,00;  $\text{FeO}$ —4,77;  $\text{TiO}_2$ —1,10;  $\text{MnO}$ —0,09;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —14,80;  $\text{CaO}$ —2,66;  $\text{MgO}$ —3,10;  $\text{K}_2\text{O}$ —1,78;  $\text{Na}_2\text{O}$ —3,52;  $\text{P}_2\text{O}_5$ —0,26;  $\text{SO}_3$ —0,08;  $\text{CO}_2$ —1,01;  $\text{H}_2\text{O}$ —0,15; п. п. п. — 2,42.

В некоторых горизонтах мелкозернистых песчаников местами (Умбеттысай) наблюдаются многочисленные округлые и эллипсоидальные конкреции размером от 1—5 до 10—16 см. Они сложены аналогичным по составу вмещающим породам песчаными и алеврито-песчаными материалом, но цемент более кремнистый и содержит значительную примесь углеродистого вещества, количество которого увеличивается к центру конкреции. В конкрециях имеется обильная тонкая вкрапленность пирита, ассоциирующего с органикой, и редкие идиоморфные призмочки апатита.

Алевролиты представлены тонко- и среднеплитчатыми (15—20 см) зеленовато-серыми, но чаще серыми породами с различной, иногда смешанной разнозернистой структурой. Развиты как существенно олигомиктовые полевошпатово-кварцевые алевролиты с примесью слюдяных минералов (мусковита, реже биотита), углистых частиц, так и полимиктовые с большим количеством обломков осадочных и метаморфических пород (песчаные алевролиты). Кластический материал сцементирован тонкочешуйчатым серицит-хлоритовым, кварц-серицит-хлоритовым агрегатом. Часто наблюдается полосчатость — чередование мелкозернистых относительно темных и более крупнозернистых светлых слоев. Из акцессориев присутствуют лейкоксен, пирит, турмалин, апатит, рутил.

Сланцы — тонкоплитчатые, листоватые. Цвет их варьирует от фишашкового, серо-зеленого до серого. Серые тона более характерны для сланцев песчаниковой и сланцевой толщ. Сланцы обладают blastопелитовой, blastоалевролитовой структурой и сланцеватой или неясно-сланцеватой, участками полосчатой текстурой. Состав преимущественно серицит-хлоритовый с примесью полевого шпата, кварца (в основном в обломочной фракции), углистых частиц, лейкоксена, пирита. Глинистое вещество сохранилось в виде реликтов. Хлорит часто образует порфировые выделения округлой или линзовидной формы. Химический состав сланцев (из сланцевой толщи), по данным Б. И. Сигалова, следующий (%):  $\text{SiO}_2$ —60,56;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ —1,79;  $\text{FeO}$ —6,12;  $\text{TiO}_2$ —0,80;  $\text{MnO}$ —0,07;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —16,33;  $\text{CaO}$ —1,12;  $\text{MgO}$ —3,65;  $\text{K}_2\text{O}$ —2,59;  $\text{Na}_2\text{O}$ —1,24;  $\text{P}_2\text{O}_5$ —0,19;  $\text{CO}_2$ —0,72;  $\text{SO}_3$ —0,05;  $\text{H}_2\text{O}$ —0,16; п. п. п.—3,90.

Отложения шлировой формации охарактеризованы фауной очень слабо. Обнаруженные остатки граптолитов плохой сохранности в сланцах сланцевой толщи (низовья сая Чалата, Кичалы-Карабель) свидетельствуют больше об их ордовикском возрасте (сборы О. Н. Халецкой). О. Н. Халецкая (1968) указывает также на присутствие в выходах песчано-сланцевых пород по Каракиясаю граптолитов нижнесилурийского облика. В низах разреза в сланцах и алевролитах иногда наблюдаются небольшие стяжения глинисто-карбонатного состава, напоминающие ядра различных организмов (гастропод и др.). В сборах Ж. Кузнецова О. И. Сергуньковой определены остатки лингулид, орбикулондей.

Возможно, песчаниковая и тесно связанная с ней сланцевая толщи составляют самостоятельную формацию верхнеордовикского возраста. Об этом свидетельствуют постепенная смена их в разрезе, наличие фациальных переходов по простиранию, сходство петрографических особенностей песчаных пород. Песчано-сланцевая толща отличается не только строением, но и несколько более грубозернистым, а также полимиктовым, граувакковым составом. Ее возраст может быть уже нижнесилурийским. При этом, если верхнеордовик-нижнесилурийский (?) комплекс образует в целом единый крупный ритм, то песчаниковая толща совместно со сланцевой и песчано-сланцевая слагают ритмы меньшего порядка, но для их выделения как самостоятельных терригенных формаций шлирового типа необходим дополнительный фактический материал.

Фрагментарность выходов отложений формаций нижнего палеозоя, причем только его верхней части, в Кураминской подзоне позволяет лишь в общих чертах рассмотреть особенности их формирования и историю развития подзоны в это время. Многие исследователи (Кнауф, 1967; Борисов, 1970 и др.) предполагают отсутствие здесь кембрийских и частично ордовикских образований и залегание позднего ордовика — нижнего силура непосредственно на докембрийском кристаллическом фундаменте. Однако вопрос о возрасте и особенностях строения досреднеордовикских образований на этой территории является спорным.

В истории развития Кураминской подзоны во второй половине нижнего палеозоя намечаются два этапа: средне-верхнеордовикский и верхний ордовик—нижнесилурийский. В средне-верхнеордовикском этапе здесь располагался прогиб, в котором накапливались преимущественно терригенные осадки, что связано с начавшейся в это время активизацией тектонических движений под влиянием каледонского тектогенеза в геосинклинальной области Северного Тянь-Шаня.

По-видимому, в первую стадию этапа отлагались мелководные песчано-глинистые породы, местами ассоциирующие с карбонатными. В конце этапа усиление дифференциации тектонических движений обусловило формирование отложений с ритмическим флишоидным строением. Тонко- и мелкозернистость терригенного материала флишоидной формации в Моголтау и на юго-западе Чаткальского хребта, косая однонаправленная слоистость в некоторых горизонтах песчаников и алевролитов указывают на осадконакопление в некотором удалении от береговой линии, возможно, в доннотечениевом поясе (по В. И. Попову). Морской бассейн был неглубоким, о чем свидетельствует присутствие обильных следов жизнедеятельности организмов, целых остатков граптолитов в глинистых сланцах. Тектоническая подвижность морского дна нередко вызывала оползание осадков. На всей территории Кураминской подзоны фациальная обстановка, естественно, могла меняться.

Наметить области сноса в средне-верхнеордовикском этапе из-за

недостаточности фактического материала трудно. Можно предполагать наличие поднятий в это время в районе Кассанского блока, где широко развиты докембрийские метаморфические образования и вулканогенно-терригенные толщи силура. Кембрий и ордовик в центральной части блока достоверно не установлены, и, вероятно, отсутствуют. Лишь на западной его окраине, по данным Г. И. Макарычева (1966), обнажаются песчано-сланцевые отложения с проблематичной фауной нижнего-среднего ордовика. Островные поднятия могли располагаться также на границе Кураминской и Пскем-Сандалашской подзон. В пределах последней в начале средне-верхнеордовикского этапа формировалась известково-рифогенно-терригенная формация, сменившаяся затем вулканогенно-кремнисто-терригенной (Воронич и др., 1970).

С позднего ордовика Срединный Тянь-Шань представлял собой краевой прогиб каледонид. Территория Кураминской подзоны располагалась в его внешней части. Усиленное поступление в морской бассейн обломочного материала с каледонского горного сооружения Северного Тянь-Шаня и частично с островных поднятий привело к накоплению довольно мощных морских мелководных песчано-глинистых отложений. Формирование их происходило в основном в прибрежной обстановке (присутствие линз конгломератов и гравелитов, волновой ряби, следов размыва). В северной части краевого прогиба (Пскем-Сандалашская подзона) для шлировой формации верхнего ордовика характерны большее развитие конгломератов, песчаников и появление местами вулканитов основного—среднего состава. В конце ордовика — начале силура поднятие, возможно, охватило и эту территорию, что обусловило смещение области осадконакопления к югу и поглубине состава отложений в верхах шлировой формации Кураминской подзоны. Не исключено, что размыву стали подвергаться широко развитые в Срединном Тянь-Шане, в частности Пскемском хребте (Воронич и др., 1970), докембрийские (вендские) основные магматические породы, обогащенные ильменитом, титано-магнетитом, а также рифейские гранитоиды, продукты которых в большом количестве присутствуют в отложениях песчано-сланцевой толщи нижнего силура (?). Часть обломков вулканитов в породах шлировой формации может иметь пирокластический генезис.

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ «МАЛЫХ» ЭЛЕМЕНТОВ

В терригенных отложениях нижнепалеозойских формаций Кураминской подзоны установлена большая группа «малых» элементов (в пределах чувствительности анализов)<sup>1</sup>: барий, стронций, фосфор, бор, марганец, титан, ванадий, хром, никель, кобальт, медь, свинец, цинк, золото, молибден, висмут, олово, цирконий, галлий, скандий и др. (таблица).

Ниже кратко рассмотрим особенности распределения этих элементов в отложениях флишоидной и шлировой формаций. Данные о содержании «малых» элементов в карбонатно-сланцевых образованиях нижней части средне-верхнеордовикского комплекса отсутствуют.

Барий находится в отложениях нижнего палеозоя в повышенных по сравнению с кларком количествах. Более обогащены им песчаники и сланцы флишоидной формации. В фациальном ряду песчаник—алев-

<sup>1</sup> Спектральные анализы производились в ИГиГ АН УзССР и Ц. Х. Л. Министерства геологии УзССР. Pb, Sn, Zn, Bi, Sp, V определялись количественным спектральным методом, Au—золото-спектральным (Ц. Х. Л.) и нейтрально-активационным (ядерно-физическая лаборатория треста «Ташкентгеология»).

ролит—сланец среднее содержание бария увеличивается. Барит в породах не установлен. Намечающаяся корреляция между содержаниями бария и калия свидетельствует о связи его преимущественно с калиевыми полевыми шпатами и особенно со слюдами (обломочным биотитом, мусковитом и новообразованным серицитом), количество которых возрастает в тонкообломочной фракции. Некоторую роль играла также сорбция бария глинистым веществом в условиях мелководья.

Содержание стронция в отложениях низкое, причем в различных типах пород оно находится почти на одинаковом уровне, несколько увеличиваясь в песчаниках шлировой формации. Стронций, по-видимому, входит главным образом в состав кластического материала — калиевых и кальциевых минералов (плагноклазов). Но в целом в породах наблюдается большая зависимость содержания стронция от кальция, чем калия, что характерно для геохимии этого элемента (Ранкама, Сахама, 1950). Увеличение содержания стронция в песчаниках шлировой формации, особенно ее верхней части, связано с относительным возрастанием в них количества обломков кальциевых плагноклазов, а также присутствием незначительной примеси карбоната.

Различие в распределении бария и стронция в породах флишоидной и шлировой формации отчетливо отразилось на их отношении, которое изменяется в среднем соответственно от 10 и 8 в сланцах до 8 и 2 в песчаниках. Обедненность отложений стронцием на фоне повышенного количества бария обусловлена мелководными условиями их формирования, в которых барий и стронций обладают различной подвижностью (Ранкама, Сахама, 1950), низким содержанием карбоната и в целом преобладанием калия над кальцием. Последнее иногда нарушается только в песчаниках шлировой формации.

Фосфор в породах часто отмечается в количестве 0,1, реже 0,2—0,3%, что превышает его кларк для сланцев (0,07%) и песчаников (0,017%). В отложениях флишоидной формации более обогащены им сланцы (0,1—0,2%), особенно с углистой примесью. В терригенных образованиях шлировой формации содержание фосфора в сланцах и песчаниках почти одинаковое, нередко даже несколько выше в песчаниках. Относительно обогащены им (до 0,3%) песчаники с обильными обломками основных эффузивов. Повышенные концентрации фосфора приурочены также к конкрециям с углистым веществом, встречающимся в горизонтах песчаников и алевролитов этой формации по Умбеттысаю, в которых химическими определениями установлено 0,45—0,5%  $P_2O_5$ . Фосфор в основном связан с апатитом, присутствующим в виде обломков или аутигенных кристаллов, образованных за счет перекристаллизации рассеяного первичного аморфного или высвободившегося из углистого и терригенного вещества фосфата.

Бор распределен по разрезу неравномерно. Повышенные его количества отмечаются в сланцах и песчаниках флишоидной формации, в которых они в среднем в полтора-два раза превышают соответствующие кларки. Отложения шлировой формации характеризуются несколько пониженными содержаниями бора, который концентрируется преимущественно в сланцах, что обусловлено интенсивной сорбцией его пелитовым веществом. В песчаниках и алевролитах бор присутствует в составе акцессорного обломочного турмалина. В зонах контактового метаморфизма часто наблюдается образование в сланцах аутигенного турмалина.

Содержание в породах марганца невысокое и обычно колеблется от 0,06 до 0,1%, составляя в среднем в песчаниках, алевролитах

Содержание некоторых элементов в отложениях

Элемент	Флишодная формация O <sub>2-3</sub>					
	кол-во* проб	песчаники	К	кол-во проб	сланцы	К
Ba	15	$\frac{0,06-0,1}{0,08}$	1	$\frac{20}{-}$	$\frac{0,09-0,1}{0,1}$	1,7
Sr	15	$\frac{0,01-0,02}{0,01}$	5	$\frac{20}{-}$	$\frac{0,01-0,02}{0,013}$	0,4
B	10	$\frac{0,005-0,02}{0,007}$	2	14	$\frac{0,01-0,02}{0,015}$	1,5
Tl	$\frac{15}{-}$	$\frac{0,4-0,6}{0,5}$	3,3	$\frac{20}{-}$	$\frac{0,4-0,6}{0,5}$	1,1
V	$\frac{15}{-}$	$\frac{0,009-0,01}{0,009}$	4,5	$\frac{20}{-}$	$\frac{0,01}{0,01}$	0,8
Cr	$\frac{15}{-}$	$\frac{0,003-0,009}{0,006}$	1,7	$\frac{20}{-}$	$\frac{0,009-0,01}{0,009}$	1,0
Ni	$\frac{15}{-}$	$\frac{0,004-0,005}{0,0045}$	22	$\frac{20}{-}$	$\frac{0,004-0,005}{0,005}$	0,7
Co	$\frac{15}{-}$	$\frac{0,001-0,002}{0,0012}$	4	$\frac{20}{-}$	$\frac{0,001-0,002}{0,0014}$	0,7
Cu	$\frac{15}{8}$	$\frac{0,0014-0,0026}{0,002}$	>10	$\frac{20}{8}$	$\frac{0,0008-0,009}{0,003}$	0,6
Pb	$\frac{15}{8}$	<0,001-0,001		$\frac{20}{8}$	$\frac{>0,001-0,002}{0,001}$	0,5
Zn	$\frac{15}{8}$	$\frac{0,004-0,007}{0,006}$	4	$\frac{20}{8}$	$\frac{0,004-0,009}{0,007}$	0,75
Ga	$\frac{15}{-}$	0,001	1	$\frac{20}{-}$	0,002	1
Zr	$\frac{15}{-}$	$\frac{0,02-0,06}{0,03}$	1,4	$\frac{20}{-}$	$\frac{0,01-0,03}{0,025}$	1,6
Sc	$\frac{15}{-}$	0,001	10	$\frac{20}{-}$	$\frac{0,001-0,002}{0,002}$	1,5

\* В числителе — количество спектральных анализов, в знаменателе — количество

\*\* В числителе — колебания содержаний, в знаменателе — среднее. К — (коэф

ях нижнего палеозоя Кураминской подзоны, %

Шлировая формация O <sub>3</sub>					
кол-во проб	песчаники	К	кол-во проб	сланцы	К
$\frac{31}{-}$	$\frac{0,02-0,09}{0,05}$	1	$\frac{35}{-}$	$\frac{0,06-0,1}{0,08}$	1,4
$\frac{31}{-}$	$\frac{0,01-0,03}{0,02}$	10	$\frac{35}{-}$	$\frac{0,01}{0,01}$	0,3
10	$\frac{<0,001-0,006}{0,003}$	0,6	16	$\frac{0,001-0,037}{0,008}$	0,8
$\frac{31}{-}$	$\frac{0,5-0,8}{0,6}$	4	$\frac{35}{-}$	$\frac{0,5-0,6}{0,55}$	1,2
$\frac{31}{-}$	$\frac{0,009-0,03}{0,016}$	8	$\frac{35}{-}$	$\frac{0,008-0,02}{0,013}$	1,0
$\frac{31}{-}$	$\frac{0,01-0,03}{0,02}$	5,7	$\frac{35}{-}$	$\frac{0,009-0,01}{0,01}$	1,1
$\frac{31}{-}$	$\frac{0,004-0,007}{0,0052}$	26	$\frac{35}{-}$	$\frac{0,005-0,007}{0,006}$	0,9
$\frac{31}{-}$	$\frac{0,001-0,003}{0,0018}$	6	$\frac{35}{-}$	$\frac{0,001-0,003}{0,0015}$	0,8
$\frac{31}{10}$	$\frac{0,0014-0,02}{0,003}$	>10	$\frac{35}{12}$	$\frac{0,0018-0,016}{0,0065}$	1,4
$\frac{31}{10}$	<0,001-0,002		$\frac{35}{12}$	$\frac{<0,001-0,0026}{0,001}$	0,5
$\frac{31}{10}$	$\frac{0,008-0,013}{0,009}$	6	$\frac{35}{12}$	$\frac{0,006-0,02}{0,008}$	0,8
$\frac{31}{-}$	0,001	1	$\frac{35}{-}$	$\frac{0,001-0,002}{0,0015}$	0,8
$\frac{31}{-}$	$\frac{0,02-0,04}{0,03}$	1,4	$\frac{35}{-}$	$\frac{0,02-0,03}{0,025}$	1,6
$\frac{31}{-}$	$\frac{0,002-0,003}{0,0025}$	25	$\frac{35}{-}$	$\frac{0,002-0,003}{0,0025}$	2

венных спектральных.

коэффициент концентрации) =  $\frac{\text{среднее содержание элемента}}{\text{кларк элемента для соответствующих типов пород}}$   
(Турекян, Ведыполь, 1964).

и сланцах флишоидной формации около 0,08—0,09%, а шлировой — 0,09—0,12. Эти значения находятся на уровне кларка марганца для сланцев (0,85%), но выше его для песчаников ( $X \cdot 10^{-3}\%$ ). Несколько повышенное количество марганца (до 0,2%) иногда отмечается в песчаниках, в которых присутствуют гидроокислы железа или карбонат (верхи разреза).

Титан в разрезе отчетливо тяготеет к отложениям шлировой формации и ее верхней песчано-сланцевой толще. Отдельные горизонты песчаников содержат 0,7—0,8% титана. Это связано не только со значительной обогащенностью их лейкоксеном, но и обилием зерен в различной степени разложенного ильменита или титаномагнетита. Характерна насыщенность песчаников обломками основных эффузивов. Основная масса титана в породах нижнего палеозоя заключена в лейкоксене. Частично он имеет кластогенную природу или развивается непосредственно по обломкам минералов титана и эффузивов. Большая же его часть в сланцах и цементе песчаников и алевролитов могла возникнуть путем стяжения двуокси титана из титансодержащего пелитового вещества в процессе его разложения и перекристаллизации с образованием различных по форме скоплений (Кочетков, Павлов, 1967). Размер их обычно превышает размер чешуек серицита и хлорита. Иногда наблюдаются тонкие, призматически удлиненные, выделения лейкоксена, кристаллографически, вероятно, близкие рутилу.

Распределение ванадия и хрома сходное. Относительная концентрация их приурочена к отложениям шлировой формации. Содержание этих элементов в сланцах находится на уровне соответствующего кларка, но завышены по сравнению с ним (5—8 раз для ванадия и 2—6 для хрома) в песчаниках. При этом в породах флишоидной формации их количество от песчаников к сланцам увеличивается, а шлировой — уменьшается. Избыточная часть ванадия и хрома в песчаниках верхней части нижнепалеозойского разреза, вероятно, входит в состав титаномагнетита, окислов железа, в которых они изоморфно замещают трехвалентное железо и титан.

Никель и кобальт в разрезе аналогично ванадию и хрому тяготеют к отложениям шлировой формации, хотя тенденция эта выражена не очень резко. Отчетливого изменения их содержания по типам пород не наблюдается. В нижней части разреза оно несколько увеличивается в сланцах, в верхней — на фоне общего повышения количества никеля от песчаников к сланцам содержание кобальта снижается.

Медь в породах флишоидной формации находится в небольших количествах. Содержание ее в песчаниках и сланцах довольно близкое — в среднем от 0,001 до 0,003%. Существенно обогащены медью отложения шлировой формации. В песчаниках она обычно отмечается в пределах 0,0015—0,005, реже 0,01—0,02%, в сланцах — 0,002—0,008, часто 0,01—0,015%. По данным В. И. Рехарского (1965)<sup>1</sup>, среднее содержание меди в сланцах нижнего палеозоя района составляет 0,00453%, что выше, чем полученные значения для сланцев среднего—верхнего ордовика (0,0025%), но ниже, чем для сланцев верхнего ордовика — нижнего силура (0,0065%). Характерно резкое колебание содержаний меди в отложениях нижнего палеозоя. Частично это связано с первичноосадочным распределением меди по типам пород или отдельным пластам и пачкам, обусловленным особенностями ее накопления (высокая подвижность, способность интенсивно сорбироваться глинистым веществом,

<sup>1</sup> В. И. Рехарским анализировались сланцы, в том числе метаморфические, вероятно, только верхней части разреза нижнего палеозоя.

связь с обломками определенного состава<sup>1</sup> или неравномерным выносом в морской бассейн). Однако большую роль играло также, по-видимому, перераспределение меди в процессе катагенеза и метаморфизма. Концентрация меди до 0,01% наблюдается и в диагенетических углисто-терригенных конкрециях.

Распределение свинца и цинка в отложениях нижнего палеозоя более равномерное. Содержание свинца низкое: в песчаниках — кларковое, в сланцах — меньше кларка, хотя в последних по сравнению с песчаниками и алевролитами оно несколько возрастает. Относительная концентрация свинца наблюдается в сланцах шлировой формации, причем в южных ее выходах (по Сардобсаю), где содержится 0,0013—0,0027% свинца. Степень концентрации цинка в различных типах пород относительно его кларков для них в целом выше, чем свинца. Однако существенного обогащения их цинком также не наблюдается. Накапливается он преимущественно в отложениях шлировой формации. Среднее содержание цинка от песчаников к сланцам в них незначительно уменьшается. В породах же флишоидной формации оно остается без изменения. Резкое увеличение количества свинца (до 0,005%) и цинка (0,01—0,02%) отмечается в углеродисто-терригенных конкрециях среди песчаников верхнего ордовика.

Золото определялось только в отложениях шлировой формации. По данным единичных анализов, содержание его в сланцах колеблется от 0,0013 до 0,005 г/т, что превышает кларк золота для этих пород по А. П. Виноградову (1962) — 0,001 г/т. В песчаниках отмечается от 0,0016 до 0,01—0,06 г/т золота. Максимальные его концентрации (0,05—0,06 г/т) приурочены к некоторым горизонтам крупнозернистых песчаников верхней части шлировой формации. Основная масса золота, вероятно, имеет обломочное происхождение, обусловившее резкое неравномерное его распределение в породах.

Висмут — характерный элемент терригенных образований нижнего палеозоя<sup>2</sup>. Содержание его — от  $1 \cdot 10^{-6}$  до  $2 \cdot 10^{-5}$ %. В отдельных пробах (количественный спектральный метод) — до  $3 \cdot 10^{-5}$ — $5 \cdot 10^{-5}$ % (порог чувствительности  $3 \cdot 10^{-5}$ %). Эти значения выше кларка висмута для сланцев ( $1 \cdot 10^{-6}$ %), по А. П. Виноградову. Однако для выявления закономерности распределения висмута по разрезу определений пока недостаточно. В основном на висмут анализировались сланцы. Преимущественная концентрация элемента наблюдается в сланцах флишоидной формации. Содержание висмута в них (9 анализов) колеблется от  $3 \cdot 10^{-6}$  до  $5 \cdot 10^{-5}$ % и в среднем находится в пределах  $5 \cdot 10^{-6}$ — $1 \cdot 10^{-5}$ %. В сланцах шлировой формации (16 анализов) — от  $1 \cdot 10^{-6}$  до  $4 \cdot 10^{-5}$ %, в среднем —  $2 \cdot 10^{-6}$ — $5 \cdot 10^{-6}$ %.

Отмечается также обогащенность висмутом песчаников — от  $5 \cdot 10^{-6}$  до  $4 \cdot 10^{-5}$  в нижней формации и от  $1 \cdot 10^{-6}$  до  $1 \cdot 10^{-5}$  — в верхней.

Содержание олова в отложениях ордовика — силура, по данным количественного спектрального анализа, не превышает 0,0003% и часто находится за пределами его чувствительности (0,0002%). В разрезе среди пород относительно более обогащены им сланцы — в среднем около 0,0001—0,0003%. Эти значения в несколько раз меньше кларка олова для сланцев как по А. П. Виноградову (1962) — 0,001%, так и К. К. Турекиану и К. Х. Ведеполу (1961) — 0,0006%.

Молибден установлен спектральными анализами (до 0,001%) только в углеродисто-терригенных конкрециях, развитых в отложениях

<sup>1</sup> В песчаниках часто наблюдается корреляция меди с никелем, титаном, ванадием.

<sup>2</sup> Лаборатория Чаткальской экспедиции.

шлировой формации. В. И. Рехарский (1965) приводит среднее содержание Мо в сланцах и песчаниках ордовика—силура 0,00006%. Содержание галлия находится на уровне кларка или несколько ниже. Относительно обогащены им сланцы флишоидной формации. Общее повышение его количества в пелитовых породах вызвано возрастанием в них содержания алюминия.

Цирконий образует повышенные, хотя и незначительно, по сравнению с кларком концентрации, причем, однотипные по составу породы рассматриваемых концентраций в среднем почти не отличаются по содержанию этого элемента. Максимум циркония приходится на песчаники. Основная масса его в породах связана с обломочным цирконом. В то же время наблюдающаяся иногда положительная корреляция между содержаниями циркония и титана свидетельствует о его нахождении частично и в составе титанистых минералов.

Скандий постоянно отмечается в отложениях нижнепалеозойского разреза, причем как во флишоидной, так и шлировой формациях присутствует в несколько повышенных относительно кларка количествах. Более заражены им породы верхнего ордовика—нижнего силура.

Изучение распределения малых элементов в отложениях нижнего палеозоя района показывает различный характер их поведения во флишоидной и шлировой формациях. В первой большинство элементов (за исключением Ti, Zr) имеет упорядоченный тип распределения (Страхов, 1962), т. е. их среднее содержание возрастает от песчаников к сланцам. Однако разница между количеством элементов в этих породах незначительная (модификация сглаженного распределения). В отложениях шлировой формации наблюдается пестрый тип распределения (переходная модификация). Максимальные содержания одних элементов приходится на песчаники (Sr, Ti, V, Zn, Cr, Co, Zr), других — на сланцы (Ba, Bi, Ni, Cu, Pb, Ga).

Такой неодинаковый характер распределения элементов в терригенных образованиях нижнепалеозойских формаций, по-видимому, объясняется различными условиями их формирования. Во время накопления пород флишоидной формации ( $O_{2-3}$ ) интенсивность химического выветривания в области сноса была относительно больше, чем в верхнем ордовике—нижнем силуре, когда происходило быстрое воздымание горных сооружений. Это обусловило значительное поступление «малых» элементов вначале в адсорбированной форме на глинистых частицах, затем в составе грубых взвесей (обломков пород, минералов). Выделяются только некоторые элементы благодаря их высокой подвижности и способности интенсивно сорбироваться пелитовым материалом (Ba, V, Cu и др.).

Хотя в терригенных породах нижнего палеозоя отмечается большой спектр «малых» элементов, концентрация их в общем невысокая. Обычно большой коэффициент концентрации элементов в песчаниках относительно кларков связан со слабой дифференциацией их в процессе переноса и осадконакопления. Учитывая абсолютное содержание элементов в песчаниках и сланцах, можно отметить концентрацию Ba, V, Bi, Zr в отложениях флишоидной формации и Ba, P, Au, Cu, Bi, Zr, Sc — шлировой. Относительное обогащение пород шлировой формации фосфором, золотом и элементами группы железа связано с возрастанием в них обломочного материала, являющегося продуктом размыва основных магматических пород. Песчано-сланцевые отложения ордовика—силура Кураминской подзоны, вероятно, играли большую роль в процессах эндогенного рудообразования, являясь источником золота, меди, висмута.

## ВЕРХНЕСИЛУРИЙСКИЕ И ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ШЛИРОВЫЕ ФОРМАЦИИ ТАМДЫТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ)

Верхнесилурийские и верхнепалеозойские осадочные формации, литологически изученные нами в западной части Тамдытау, с обнажающимися в других участках нижнесилурийскими осадочными и вулканогенными образованиями, ранее объединялись в единую стратиграфическую единицу, известную в литературе под названием «кынгырской свиты» (Пятков и др., 1959, 1963, 1967; Лихачев и др., 1961, 1963; Пяновская, 1967, Абрамович, 1965). Возраст ее принимался силурийским, ниже- и верхнелудловским (нерасчлененные).

Результаты наших литологических исследований, выполненных в 1961—1963 гг. в западной части Тамдытау (Абрамович, 1972), показали, что «кынгырская свита» является полиформационной, крайне пестрой в литологическом и фациальном отношении. Установлено сложное соотношение различных литолого-фациальных разновидностей осадков на площади и в разрезе этой «свиты».

Детальными биостратиграфическими исследованиями, проведенными в 1967—1969 гг. Министерством геологии УзССР, доказано, что бывшая «кынгырская свита» Тамдытау по своему строению является очень сложной и не только полиформационной, но и объединяющей разновозрастные отложения. Так, З. С. Румянцева (1967—1969), изучавшая северную часть «свиты», сложенную в основании терригенными осадками, согласно залегающими на известняках Актау, основываясь на сборах заключенных в них органических остатков *Plectogyra* sp., *Eostaffella* sp., *Pseudoendofhyra* sp., *Ozawarnella* sp., *Profusulinella* sp., *Palaeotextularina* sp. и др. относит эти образования к среднему карбону и выделяет их в ажриктинскую свиту ( $C_2m_1^3$ ).

Мощность верхнепалеозойских формаций в изученном разрезе определяется нами в 300 м, в Ажриктысае — около 500 м. Распространенные к югу от них терригенные и карбонатные отложения, по данным А. И. Кима (1969), являются верхнесилурийскими, а южнее кол. Дженгельды (западная часть Тамдытау) — нижнесилурийскими. На основании сборов граптолитов видов *Pristiograptus bohemicus* (Barr.), *Neodiversograptus nilsoni* (Lapw.), *Lobograptus seanicus* Tulb. и др. А. И. Ким в разрезе верхнего силура выделяет курганский горизонт (лудлов) и условно исфаринский (надлудлов). Несмотря на условность границ А. И. Ким, опираясь на находки определенных родов граптолитов в разрезе верхнего силура отмечает многократную повторяемость названных горизонтов и дает весьма небольшую их суммарную мощность — около 300 м против 900—1200 м, которую для верхнесилурийских отложений Тамдытау давали соответственно К. К. Пятков и др. (1967) и Ю. А. Лихачев и др. (1963).

В изученном разрезе верхнесилурийских отложений (западная часть Тамдытау) мы фиксировали повторяемость отдельных слоев и пачек пород, однако крайне различные парагенные сочетания осадков и их фациальные особенности в различных интервалах разреза не позволяют нам полностью согласиться с представлениями А. И. Кима, в связи с чем мощность верхнесилурийских осадочных формаций мы принимаем равной 590 м.

Приняв в целом за основу биостратиграфическое расчленение бывшей «кынгырской свиты», выполненное А. И. Кимом и З. С. Румянцевой (1969), мы на основании детальных минералого-петрографических и геохимических исследований выполнили фациально-формационный анализ, позволивший выявить палеоландшафт и условия образования верхнесилурийских и верхнепалеозойских формаций. Нами также намечены главнейшие стадиальные структурно-текстурные и минеральные изменения осадков в постседиментационный период их существования, включая начальный метаморфизм.

Названные разновозрастные толщи размещаются в пределах Тамдытауской структурно-фациальной подзоны (Лихачев и др., 1963; Пятков и др., 1967), на востоке сливающейся с Туркестано-Алайской подзоной Алай-Кокшаальской структурно-фациальной зоны Южного Тянь-Шаня (Югнев, 1958). В соответствии с геологическим районированием Средней Азии по В. И. Попову (1964) исследуемый район относится к Южно-Тянь-Шаньской междуядерной структурно-формационной зоне. Бывшая «кынгырская свита» размещается в межкордильерной зоне, характеризующейся некомпенсированным характером осадконакопления (небольшими мощностями осадков).

Выделение формаций в изученном нами разрезе бывшей «кынгырской свиты» опирается на генетический фациально-петрографический принцип, разработанный В. И. Поповым, учитывающий петрогенезис слагающих формаций и тип осадочной дифференциации (Попов, 1966, 1968). В характеристике формаций учтена историко-геологическая позиция их (стадии развития земной коры рассматриваемого региона в период образования исследуемых формаций, а также структурно-формационная зона) и палеоклимат, определившие возникновение тех или иных формаций. При таком подходе среди верхнесилурийских отложений суммарной мощностью около 590 м выделены формации, принадлежащие к двум петрографическим рядам: А — алюмосиликатные осадочные формации (терригенно-осадочные и вулканогенно-осадочные) и В — карбонатные формации (табл. 9).

Среди верхнепалеозойских отложений мощностью около 300 м преобладающим является алюмосиликатный петрогенетический ряд формаций (А), подчиненное значение имеют карбонатные формации (В) и совсем слабо развиты кремнистые осадки, относящиеся к петрогенетическому ряду силикатных формаций (Б).

Как верхнесилурийские, так и верхнепалеозойские формации возникли в геосинклинальную стадию развития изученного региона.

Верхнесилурийские формации, по классификации В. И. Попова, относятся к южнотянь-шаньскому ритмокомплексу ( $O_{a3} - D_1^2$ ) и принадлежат к позднему и среднепозднему этапам обобщенного трансгрессивно-регрессивного ритмичного формационного ряда, а верхнепалеозойские — к срединнотянь-шаньскому ритмокомплексу ( $D_1^2 - C_2^2$ ) и среднепозднему и позднему этапам его развития (табл. 9). Ранее (1951) ритмокомплексы назывались В. И. Поповым геологическими комплексами.

В целом, следуя комплексной генетической классификации формаций (В. И. Попов), учитывающей как фациально-петрографическую характеристику осадков, так и историко-геологическую позицию их, выделенные нами формации получают следующие наименования (табл. 9): 1 — геосинклинальная верхнесилурийская южнотянь-шаньская морская (горно-прибрежная, аридная) шлировая формация; формации волноприбойная и подводно-дельтовая; 2) геосинклинальная верхнесилурийская южнотянь-шаньская морская мелководная прибрежная (аридная) карбонатная слоистая формация; 3) геосинклинальная верхнепалеозойская срединнотянь-шаньская морская (холмогорно-прибрежная, гумидная) шлировая формация; субформация мелкозаливная; 4) геосинклинальная верхнепалеозойская срединнотянь-шаньская морская (горно-прибрежная, аридная) шлировая формация; субформация волноприбойная; 5) геосинклинальная, верхнепалеозойская срединнотянь-шаньская морская мелководная прибрежная (аридная) карбонатная формация (изучалась З. С. Румянцевой).

### **КРАТКАЯ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕСИЛУРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ (ПО ФАЦИАЛЬНЫМ ПОЯСАМ И ЗОНАМ)**

В фациальном анализе изученных нами верхнесилурийских осадочных формаций учитывался комплекс следующих геологических и литологических особенностей: парагенезис различных петрографических типов осадков, морфология, протяженность и мощность слоев, минеральный состав осадков (табл. 10), структурные (крупность, сортировка, окатанность) и текстурные особенности (характер напластования, слоистость и микрослоистость (слойчатость) и фаунистическая характеристика осадков.

На принадлежность формаций к морским фациям указывает отчетливое полосовидное распространение их. Типичным для них является наличие в составе терригенных толщ многочисленных линзовидных прослоев карбонатных пород, содержащих морскую фауну. Комплекс групп (9) органических остатков достаточно разнообразен (Ивановская, 1967).

Наиболее широко распространены в силурийских формациях криноидеи, табуляты, граптолиты; в верхнепалеозойских — фораминиферы. Морской генезис осадков подтверждается также минеральным составом глинистого вещества, состоящего в главной массе, как показало его изучение, из гидрослюд, магнезиальных силикатов и присутствующего в виде незначительной примеси каолинита.

При определении фаций мы опирались на стадийный полидинамический принцип фациального анализа, предложенный и развитый В. И. Поповым (1947, 1963), в основе которого лежит учет ведущего способа движения осадочных потоков.

Важнейшей полидинамической фациальной единицей является динамический фациальный пояс (соответствует фациальной свите). Обособленный динамический фациальный пояс характеризуется одним ведущим процессом движения, способным перемещать осадки от начала пояса до его крайних пределов. Учитывая это, мы в разновозрастных формациях выделили ряд динамических фациальных поясов, соответствующих свитам. В пределах фациальных поясов намечены более мелкие подразделения — зоны, определившие условия образования однородных в литологическом отношении пачек пород, подчеркивающих динамическую обособленность отдельных друг от друга фаций.

**Верхнесилурийская морская шлировая формация** (включающая и карбонатные осадки) образовалась в волноприбойном и подводно-







породах, в том числе и конгломератах, где он образует послойные скопления. Судя по петрографическому и минеральному составу обломков, в том числе и зерен акцессорных минералов, размыву подвергались главным образом метаморфические породы. Так, преобладание в составе обломков кварца и кремнистых пород связано, вероятно, с составом пород питающей провинции (кремнистые породы, кварциты и кварцевые жилы таскаганской и бесапанской свит Ауминза-Бельтауского поднятия). Не исключается также возможность метасоматического замещения других минералов (полевых шпатов) цементирующим кальцитом в период эпигенеза (Копелиович, 1965).

В разрезе верхнесилурийских осадочных формаций характерно присутствие крупнозернистых известняковых гравийных песчаников. Обломки принадлежат известнякам местного происхождения и органическому детриту. Встречаются единичные прослои туфогенных песчаников.

Цемент песчаников в подавляющем большинстве случаев известковый (изредка с примесью доломита и сидерита), почти постоянно присутствуют гидроокислы железа. Слоистость песчаников выражена нечетко.

Наряду с песчаниками широко развиты алевролиты (20% мощности разреза). По составу они преимущественно кварцевые, зерна слабоокатанные. Цемент глинистый, преобразованный в дальнейшем (стадии глубинного синдиогенеза — начального метаморфизма, Абрамович, 1973) в кремнисто-серицитовую массу. Мелкозернистые песчаники и алевролиты с глинистым цементом, учитывая их закономерное соотношение с грубозернистыми осадками, формировавшимися в прибрежной мелководной зоне, по-видимому, возникли в относительно затишных участках мелководного моря, откуда волнами и течениями не выносился тонкодисперсный глинистый материал. Это были, вероятно, впадины и межотмелевые, межкостровные участки морского мелководья. На плоскостях напластования некоторых песчаников и алевролитов наблюдаются знаки ряби волнений (рис. 7 б, в) как пологой, так и крутой с длиной волны от 0,5—1,0 см до 5,0—7,0 см. В подобных мелкозернистых обломочных породах наблюдается разносторонне наклоненная, перекрестная косая тонкая слоистость—слойчатость (рис. 7, а, з), чаще всего относящаяся, по классификации Л. Н. Ботвинкиной (1962), к типу сложно-попеременно направленной перекрестной слоистости (слойчатости).

Общий комплекс наблюдающейся перекрестной мелкой слоистости (слойчатости) и знаков ряби волнений (рис. 7, а, б, в, з) свидетельствует о разнонаправленных движениях воды, т. е. об образовании осадков в прибрежной части моря, в зоне волнений (волноприбойный пояс). На беспокойную гидродинамическую обстановку указывают также следы мелких подводных размывов, фиксирующихся в образцах и шлифах. Они выражены неровными контактными поверхностями глинистых прослоев с песчано-алевролитовыми слоями и вдавливанием песчано-алевролитового материала в пелитовый слой (рис. 8). Следовательно, размыв не был надводным и не достигал нижнего затвердевшего слоя, а проходил под водой, когда тот слой еще был мягким, илистым. Подобные факты И. В. Хворова (1963) объясняет синхронными с осадкообразованием тектоническими движениями. Среди глинистых сланцев интересны округлые окатыши песчаного материала.

Пласты песчаников мощностью в 2—5 м ритмично, или неправильно, чередуются с алевролитами, сланцами и детритусовыми известняками мощностью до 20 м и более (рис. 9, 10).

Прибойнообломочная зона включает в себя также разнообразные грубозернистые породы (около 4%) — полимиктовые конгломераты, известняковые конгломерато-брекчии и галечно-гравийные породы с большим количеством раковинного детрита (осадки береговых валов). Залегание их прерывистое, линзообразное, мощность не превышает 3—6 м (рис. 9, 10). Пестрота состава, небольшая мощность и высокая карбонатность грубых осадков являются характерными признаками шлировых формаций, образующихся в условиях волноприбойного пояса (Попов, 1968; Твенхофел, 1936; Наливкин, 1956).

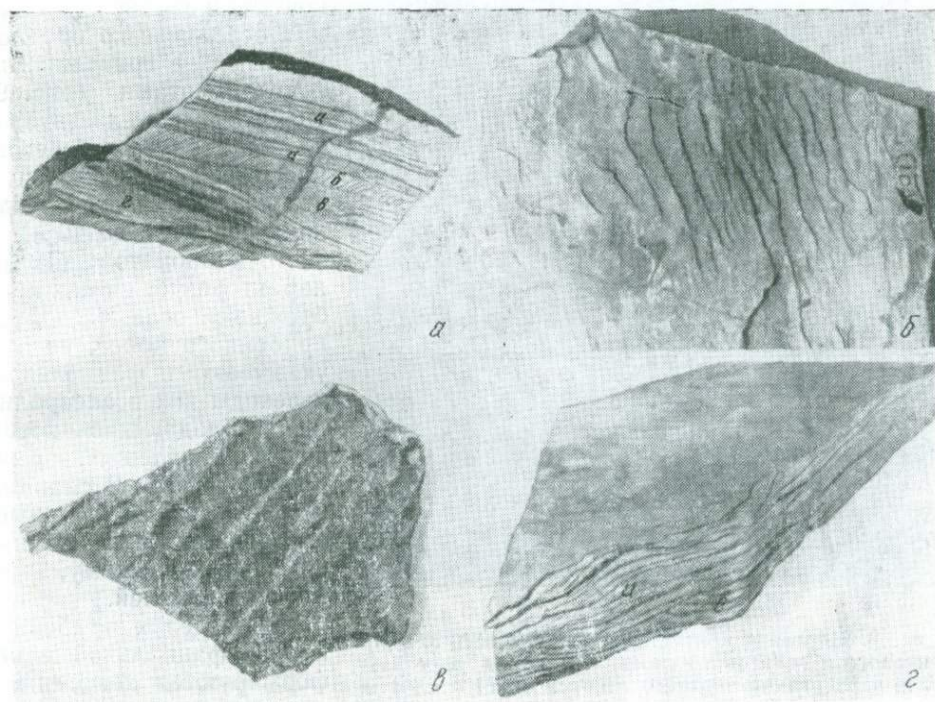


Рис. 7. Алевролит (а) — сложный тип мелкой и очень мелкой смещенной микрослоистости (непараллельно расположенные, слабосрезанные серийные швы и серии). Представлен горизонтально-слоистыми слойками и серий слоиков (а), чередующихся с косослоистыми—диагонально-слоистыми (б), линзовидно-слоистыми (в) и вогнуто-слоистыми мульдообразными (г). Для всего этого комплекса косослоистых серий характерна вогнутость нижних серийных швов (обр. 105); б—алевролит—знаки мелкой несимметричной ряби волнений с длиной волны 0,5—1,0 см (обр. 103); в—песчаник мелкозернистый—знаки мелкой симметричной ряби волнений с длиной волны около 1,0 см (обр. 109); г—алевролит песчаный — сложный тип косои микрослоистости (непараллельно расположенные, слабосрезанные, смещенные серийные швы и серии), представлен волнисто-слоистыми слойками и их сериями (а), с чередующимися косослоистыми мульдообразными (б) (обр. 62).

Появление в толще терригенных пород известняковых обломочных осадков в связи с надводными размывами местных карбонатных пород также согласуется с предположением об образовании их в приливно-отливной зоне, где волны и течения могли оказывать существенное влияние на вышедшие из-под уровня моря литифицированные карбонатные осадки. Сюда следует отнести и линзы песчано-гравийных раковин-

ных детритусовых известняков (фалёны), содержащих терригенную примесь.

Преобладающими осадками прибойноиловой зоны и шпировой формации в целом являются алевропелитовые (20—25%), преобразованные в постседиментационный период в алевритовые глинисто-известково-кремнисто-серицитовые сланцы. Они залегают в виде довольно протяженных пластов мощностью до 5—13 м, часто в виде тонких прослоев, находящихся в грубоэризмичном переслаивании с

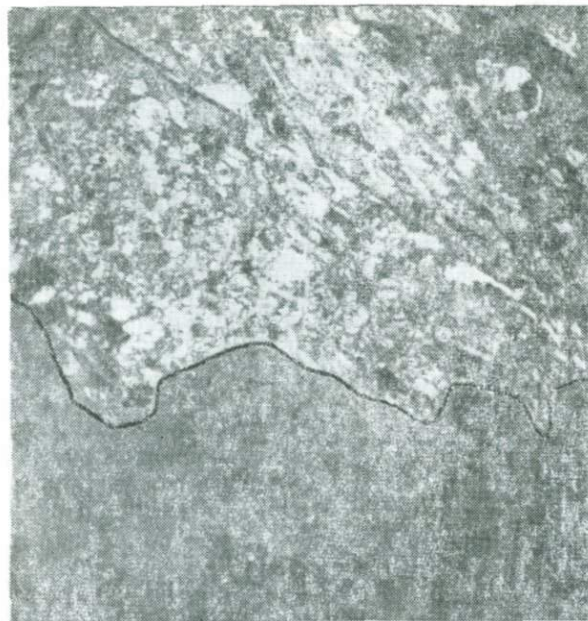


Рис. 8. Неровная контактовая поверхность алевролитового и пелитового слоев, возникшая в результате вдавливания верхнего алевролитового слоя в незатвердевший нижний илстый (след подводного микроразмыва). Шлиф 19, увел. 45, с анализатором.

в последующем неравномерно раскристаллизованными структурами, и смешанные органогенно-хемогенные перекристаллизованные известняки. Они обладают светлой окраской и содержат постоянную примесь терригенного материала. Залегают в виде пластов и линзовидных тел мощностью до 1—2 м, часто по простиранию сменяются песчаниками и гравелитами с карбонатным цементом. Обогащенность известняков терригенной примесью и их слабая доломитность свидетельствуют о близости скальных берегов и опресняющем действии речных вод, поставляющих терригенный материал. Сгустковые и комковатые (псевдооолитовые) структуры известняков также указывают на образование их в прибрежном мелководье.

Прибойнозастойная зона. Алевропелитовые осадки, преобразованные в алевролитово-кремнисто-серицитовые сланцы, темно-серой окраски. Содержат вкрапленность пирита. В парагенезисе с ними формируются темно-серые крипто- и тонкокристаллические известняки с вкрапленностью пирита. В ассоциации с вкрапленным пиритом обнаруживаются кристаллы доломита.

другими осадками. Характерно непосредственное контактирование пелитовых осадков с грубообломочными — гравелитами, конгломератами (рис. 9, 10), что свидетельствует о близости крутых берегов. Присутствие значительной примеси в глинистых осадках алеврита (до 40%) и часто карбонатов (10%) характеризует их как прибрежные осадки волно-прибойного пояса, на это указывают и фациальные переходы их в алевролиты, обладающие косой разнонаправленной микрослоистостью. В сланцах фиксируются крупные, оползневые серии, возникшие, по-видимому, на склонах отмелей.

В пределах прибойноиловой фациальной зоны формируются хемогенные известняки с криптокристаллическими и микрокомковатыми (рис. 11а),

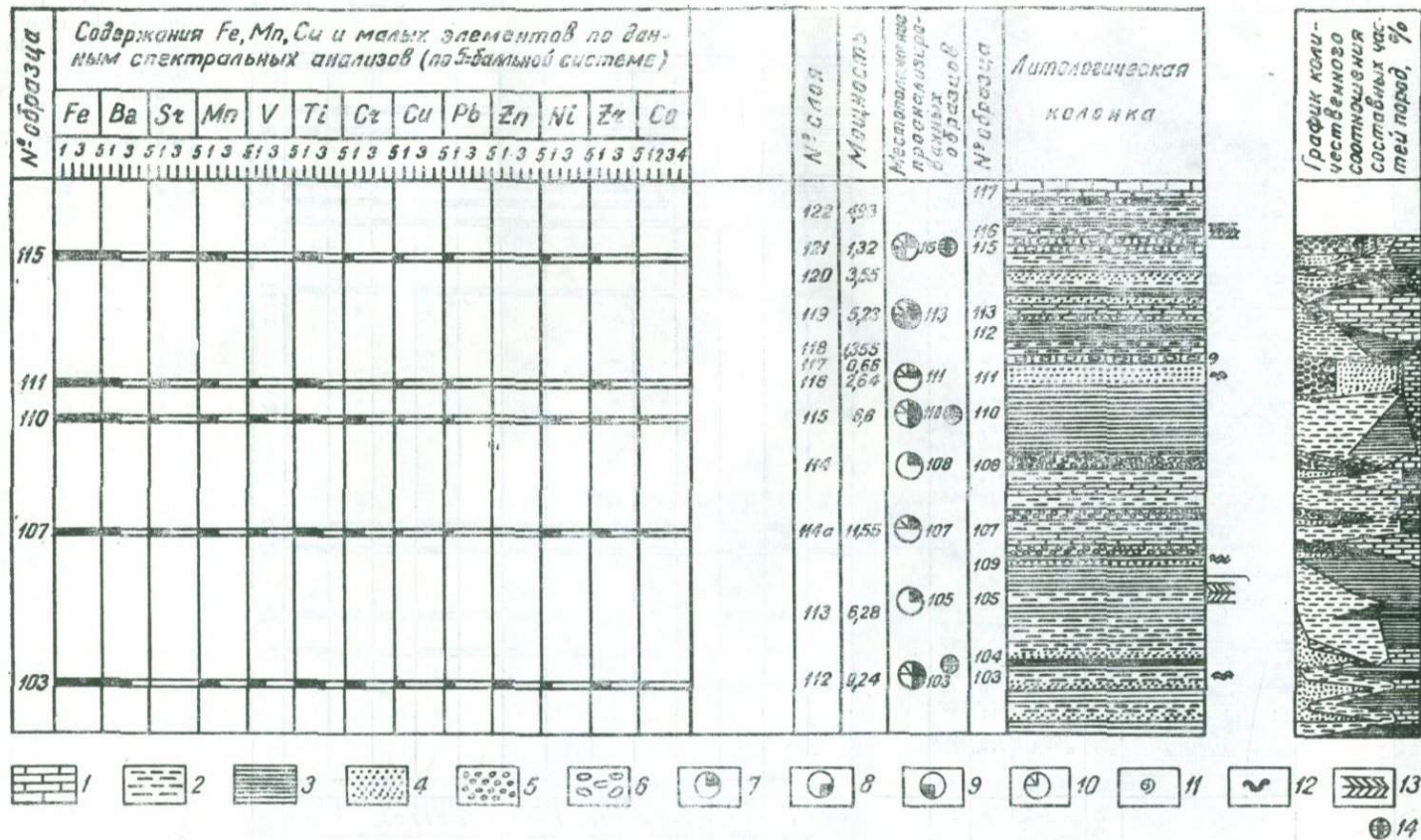


Рис. 9. Фрагмент к схематическому геологическому разрезу верхнесиурийской шлировой формации (осадки волноприбойного фациального пояса).

1—известняки; 2—алевроит, алевролиты; 3—пелит, сланцы; 4—песчаники, песок; 5—гравий, гравелиты; 6—конгломераты; 7—образцы, изученные в шлифах; 8—в иммерсии; 9—образцы, подвергнутые химическому анализу; 10—спектральному; 11—органические остатки; 12—знаки ряби волнений; 13—косая слоистость; 14—образцы, подвергнутые гранулометрическому анализу.

Подводнодельтовый фациальный пояс включает в себя подводно-обломочную и подводноилловую фациальные зоны (табл. 9).

Подводнообломочную зону составляют олигомиктовые мелкозернистые песчаники и алевролиты с незначительной примесью глинистого вещества и карбонатов. Обломки угловатые, сортировка их хорошая, алевролиты находятся в тонком и отчетливом переслаивании с глинистыми сланцами и песчаниками (рис. 12).

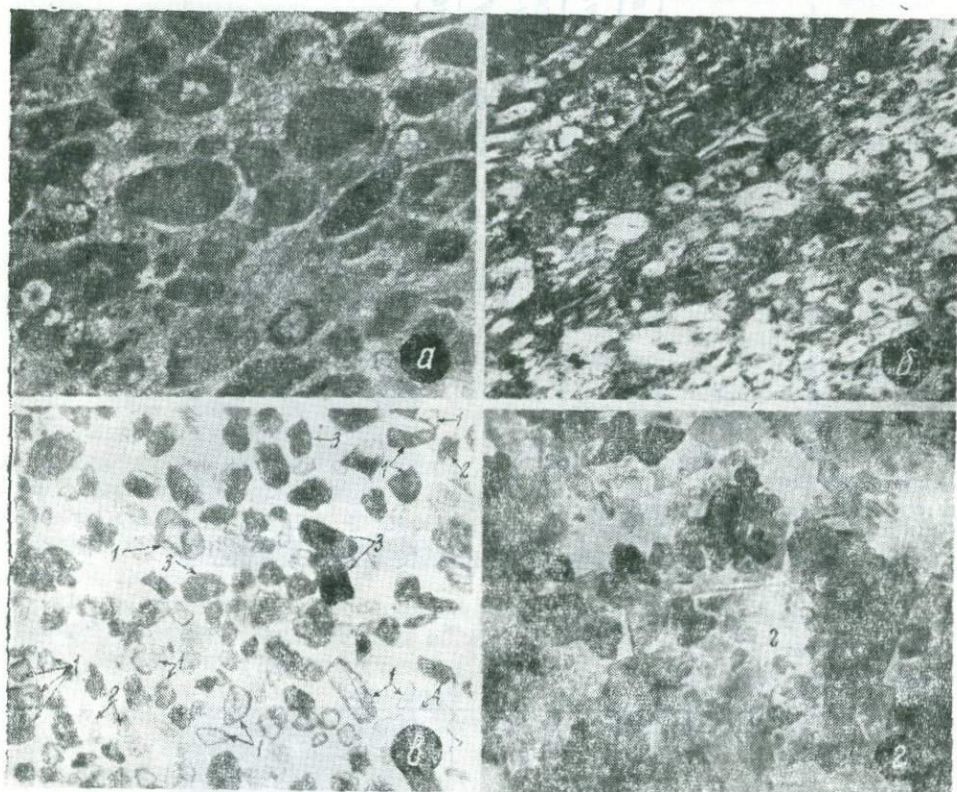


Рис. 11. Известняк микрокомковатый (псевдоолитовый) (а). Сложен комочками криптокристаллического кальцита овальной формы, обладающими четкими ограничениями. Связующим веществом служит тонкозернистый карбонатный агрегат. Внутри комочков наблюдаются кристаллы карбоната, обнаруживающие в скрещенных николях секторизальное погасание. Шлиф 89, увел. 45, с анализатором; б—сланец кремнисто-углеродисто-глинисто-известковистый. В участках с реликтовой углеродисто-глинистой массой видны прозрачные овоидные образования, сложенные микрокристаллическим агрегатом кварца. Округлая внутренняя часть овоидов иногда сложена неправильными углеродисто-глинистыми частицами, замещающимися вторичным кальцитом. Шлиф 53, увел. 45, без анализатора; в—тяжелая фракция верхнесилурийского песчаника; з—гидрослюда с примесью каолинита и палыгорскита (?).

1—циркон; овальные, хорошо окатанные зерна принадлежат окрашенным цирконам; 2—турмалин в призматических кристаллах, заканчивающихся неправильным изломом; 3—рутил в призматических зернах с полукругатыми концами, 4—амфибол в неправильных таблитчатых зернах (обр. 120, увел. 110).

Алевролиты горизонтальнослоистые (слойчатые). Зафиксирована мелковолнистая и однонаправленная косая слойчатость.

Подводноилловая зона содержит глинистые осадки (преобразованные в сланцы), тонкогоризонтально-слойчатые (листоватые), отличающиеся чистотой состава (без обломочной примеси), серого цвета. Они

слагают пачки, состоящие из тонкого (лапшевидного) переслаивания с алевролитовыми и мелкозернистыми песчаниками.

Морская мелководная прибрежная карбонатная слоистая формация (мощностью около 30 м) образовалась в волноприбойном динамическом фациальном поясе, в пределах которого выделены осадки прибойно-обломочной, прибойноилуовой и прибойнозастойной зон.

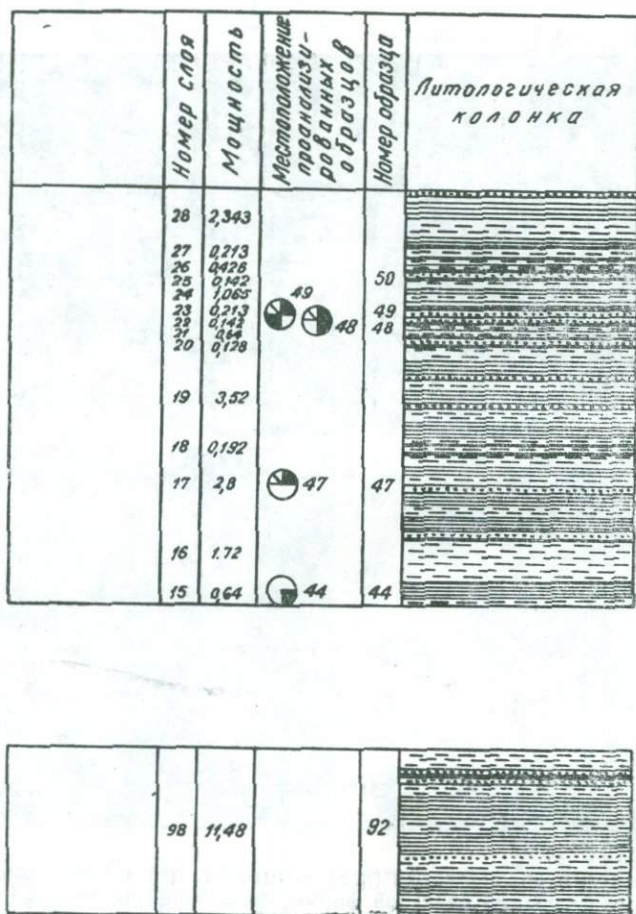


Рис. 12. Фрагмент к схематическому геологическому разрезу верхнесибурийской шлировой формации (осадки подводнодельтового фациального пояса). Усл. обозн. см. на рис. 9.

В составе формации преобладают осадки прибойнообломочной зоны. Они представлены обломочными, хемогенными и органо-детритусовыми и разнозернистыми известняками, содержащими обломки и целые раковины различных органических остатков. Среди них нами обнаружены *Syringolites sp.* (определение А. И. Кима) *Mesofavosites sp.*, и др. (определение П. С. Дзюбо). Известняки серой окраски, характеризуются массивными, реже слоистыми текстурами. В них отмечены стилолитовые швы и присутствует примесь песка и алеврита (до 15%). В незначительном количестве отмечена примесь MgO. На плоскостях напластования, встречающихся среди них прослоев песчаников,

имеются знаки перекрещивающейся ряби волнений. Наблюдаются поверхности подводных размывов. Мощность слоев достигает 8—10 м.

Осадками прибойноиловой зоны являются криптокристаллические, яснослоистые хомогенные известняки. В них содержатся редкие обломки органических остатков. Для них характерна неравномерная перекристаллизация: Среди мелко- и среднезернистых мозаичных агрегатов сохраняются участки с тонкокристаллическим и криптокристаллическим ступковым строением. Они часто оказываются окремненными (сферолиты халцедона и кварц).

К прибойнозастойной зоне относятся пользующиеся подчиненным развитием темно-серые неравномерно перекристаллизованные тонкослоистые известняки. В них под микроскопом в парагенезе с вкрапленным пиритом обнаруживаются рассеянные мелкие ромбоэдрические кристаллы доломита.

В целом в чередовании различных литогенетических типов осадков, слагающих верхнесилурийские формации, нет выдержанной однотипной последовательности, чаще улавливается лишь общая тенденция в последовательности наслоения. Встречаются интервалы, где стратификация полностью нарушается. Особенно в верхнесилурийских формациях она грубая, неравномерная, часты следы подводных и надводных размывов, фиксирующихся появлением полимиктовых и известняковых конгломерато-брекчиевых пород. В общем разрезе верхнесилурийских образований преобладает вид фациальной стратификации (Хворова, 1963), которая проявляется периодической повторяемостью пачек, состоящих из переслаивания глинисто-алевролитовых пород с известняками и грубозернистыми терригенными и карбонатными породами. Этот вид стратификации обусловлен изменяющимся режимом осадконакопления, связанным с перемещением береговой линии.

На основании палеогеографических предпосылок и учета минералого-петрографического состава обломочных пород (в том числе и комплекса аксессуаров) можно считать, что областями питания для верхнесилурийских шлировых формаций служили поднятия Кураминской подзоны (Огнев, 1958) и расположенное к югу от Тамдытау Ауминза-Бельтауское (Пятков, 1967). Последнее, по-видимому, являлось главным поставщиком обломочного материала. Этим объясняется преобладающий состав обломков (кварц), низкая сортировка осадков (многофракционность) и относительно слабая окатанность обломочных зерен. Олигомиктовость песчаников (преобладание кварца в их составе) связано вероятно, с составом пород питающей провинции, среди которых резко преобладают кремнистые образования, кварцевые песчаники и кварцевые альпийские жилы (тасказганская и бесапанская свиты). Частично это может быть связано с перемывом в зоне прибоя и постседиментационным преобразованием осадков (растворением обломков полевых шпатов и др. в период глубинного синдиagenеза). В период формирования прибойноилового обломочного материала резко сократился, по-видимому, главным образом за счет появления отмелей, препятствующих поступлению в область седиментации терригенного материала.

Стадиальным анализом, выполненным на основании наших минералого-петрографических исследований (табл. 10; Абрамович, 1973), установлено, что верхнесилурийские осадочные формации по степени глубинного преобразования отвечают второй глубинно-фациальной зоне (Попов, 1968), показывающей существенные переходы к третьей зоне слабометаморфизованных аргиллитов и глинистых сланцев с

зарождающимся кварцрегенерационным (кварцитовидным) цементом. Здесь обломочный биотит полностью замещается хлоритом и диоктаэдрической слюдой; появляется новообразованный эпидот. В целом, третья глубинно-фациальная зона по характеру метаморфических преобразований может быть сопоставлена с зеленосланцевой мусковит-хлоритовой субфацией регионального метаморфизма (Дж. Тернер, 1957).

В верхнесилурийских формациях железо, марганец, медь и малые элементы (Sr, Ba, Ti, V, Cr, Zr, Pb, Zn, Ni, Co) присутствуют в концентрациях, близких к кларковым. При изучении особенностей распределения этих элементов (Абрамович, 1972) установлено следующее. Железо, марганец и барий присутствуют примерно в равных количествах (несколько выше кларков) во всех петрофациальных типах осадков, что позволяет предположить миграцию этих элементов в разнообразных формах. Так, в песчаниках и алевролитах фиксировалась та часть железа, которая вносилась в морской бассейн в виде коллоидных взвесей их гидроокисей, либо в составе мелкообломочного материала. Повышенные фоновые содержания железа (выше кларков) в известковых осадках свидетельствуют о преобладающей роли ионных растворов. Большинство же малых элементов в наиболее высоких содержаниях (Ti и Zr выше кларков, Cr и V около кларков) присутствует в алевролитах и мелкозернистых песчаниках, сцементированных тонкодисперсным терригенным материалом.

Наибольшее рассеивание из всех микроэлементов обнаруживают цинк и кобальт, однако и они в наибольших количествах устанавливаются в алевролитах с глинистым цементом, подтверждая тем самым, что господствующей формой переноса малых элементов в верхнесилурийское время была механическая взвесь и мелкообломочный материал. Из аксессуарных минералов, в состав которых входят цирконий и титан, мы установили циркон, рутил, анатаз (рис. 11 в). Ванадий и хром присутствуют в виде изоморфной примеси в составе обломков тонкоперетертых темноцветных минералов (биотит, амфибол). В последних, вероятно, содержится какая-то доля титана.

Исключением являлся стронций, который в главной массе мигрировал в ионных растворах и соосаждался с карбонатом кальция.

Таким образом, при изучении особенностей распределения железа, марганца, меди и малых элементов в верхнесилурийских шлировых формациях установлено, что в переносе химических элементов в область аккумуляции осадков верхнего силура преобладали взвеси и мелкообломочный материал, что свидетельствует о недостаточности химического выветривания пород, слагающих питающие провинции. Последнее могло вызваться расчлененностью рельефа водосборной гористой площади и господством в этот период жаркого сухого климата. Таким образом, выявленный переходный между упорядоченным и пестрым (по Н. М. Страхову) тип распределения химических элементов подтверждает правильность отнесения верхнесилурийских терригенно-карбонатных отложений к морской горно-прибрежной шлировой формации. Намечающаяся некоторая согласованность в геохимическом поведении малых элементов (первая группа — железо, марганец, барий, вторая — титан, цирконий, ванадий, хром и третья — медь, цинк, кобальт, Абрамович, 1972) объясняется в значительной мере преимущественным образованием верхнесилурийских осадков в волноприбойном фациальном поясе, обусловившим, в целом, удовлетворительную сортировку осадков, способствующую некоторому однообразию распределения содержащихся в них химических элементов.

Наибольший интерес представляют олигомиктовые песчаники прибойнообломочной фациальной зоны, в которых в заметных количествах обнаруживаются цирконий и титан в виде установленных в них акцессорных минералов—циркона и рутила (рис. 11 в).

#### **КРАТКАЯ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ( $C_2m_1$ ) ШЛИРОВОЙ ФОРМАЦИИ (ПО ФАЦИАЛЬНЫМ ПОЯСАМ И ЗОНАМ)**

Толща терригенных отложений, согласно залегающих на среднекарбонových известняках, слагающих подножие южного склона г. Актау, на основании биостратиграфических исследований выведена З. С. Румянцевой из состава бывшей «кынгырской свиты» в самостоятельную стратиграфическую единицу, названную ею ажриктинской свитой— $C_2m_1^3$ .

В результате детального литолого-фациального изучения в бассейне сая Дженгельды, в соответствии с данными З. С. Румянцевой (1969), мы в составе бывшей «кынгырской свиты» выделили терригенные формации верхнего палеозоя, которые по сравнению с развитыми южнее верхнесилурийскими отложениями отличаются менее сложным строением. Это позволило изученными нами разрез верхнепалеозойских формаций представить в виде единой литограммы (рис. 3).

Граница между верхнепалеозойскими и приведенными с ними впритык (тектонический контакт) верхнесилурийскими отложениями проведена нами по смене полимиктовых рассланцованных песчаников (осадки верхнего палеозоя) олигомиктовыми песчаниками (отнесены нами к верхнему силуру). В отличие от верхнесилурийских олигомиктовых песчаников (граувакко-кварцевых, по Л. В. Рухину), верхнепалеозойские состоят из обломков пород мелкозернистых кварцитов, глинисто-серицитовых сланцев, алевролитов и т. п. В подчиненном количестве среди обломочных зерен этих песчаников присутствует кварц.

В составе выполняющей массы верхнепалеозойских песчаников и алевролитов преобладает глинистое вещество, в значительной мере преобразованное в период глубинного синдиогенеза и метаморфизма в кремнисто-серицитовую массу. Кальцит, в отличие от верхнесилурийских обломочных пород, где он преобладает, в верхнепалеозойских песчаниках и алевролитах присутствует в виде примеси.

Послойным изучением минералого-петрографического, химического, гранулометрического и элементарного состава пород, слагающих толщу верхнего палеозоя, выявлено ее ритмическое строение. Ритмический характер наслоения выражается в закономерном изменении состава пород в процессе развития ритмов. Эти изменения четко фиксируются по графику количественного соотношения составных частей пород с учетом данных химического анализа, отражающего количественное соотношение карбонатной и терригенной частей осадков, а также результатов минерального и гранулометрического изучения (количественное соотношение обломочных фракций различной размерности терригенной части породы). Учтено также изменение малых элементов в осадках (рис. 13). Весь разрез ажриктинской свиты в целом характеризуется регрессивным характером напластования, выражающимся в смене тонкозернистых алевропелитовых осадков, развитых в подошве ритма, более грубыми мелководными образованиями в верхних частях. В изученном Дженгельдинском разрезе терригенных формаций выделяются три более мелких соподчиненных ритма, отвечающие трем различным в литологическом отношении ритмопачкам (рис. 13).

Наиболее полно отложения верхнепалеозойской шлировой формации представлены в верховьях сая Ажрикты (Тамдытау), где находится изученный З. С. Румянцевой стратотип разреза этих отложений. Здесь, в верхних горизонтах ажриктинского разреза, она (Румянцева, 1969) установила стратифицированный горизонт обломков и крупных глыб известняков нижнего карбона. В карбонатном цементе песчаников встречены многочисленные фораминиферы верхнекаменноугольного облика.

Общим для ажриктинской свиты является наличие в основании ее пачки мощностью свыше 30 м темно-серых углеродисто-глинистых сланцев (рис. 13).

На образование толщи в целом в мелководных морских условиях указывают ее согласное залегание на известняках с морской фауной, характерной для мелководных осадков, и литологический состав толщи, включающий разнообразные осадки от тонких алевропелитовых до грубозернистых (песчаники, микстолиты). Последние обладают всеми признаками, характерными для волноприбойного пояса. О мелководности осадков свидетельствует наличие в них водорослей (Румянцева, 1969). Мы в основании ажриктинской свиты в бассейне Дженгельды обнаружили также измененные органические остатки, напоминающие водоросли (рис. 11 б). На мелководность осадков указывает и развитие среди карбонатных пород только известняковых разностей.

Вероятно, отложения нижней части ажриктинской свиты, в составе которой преобладают алевропелитовые осадки (первая и вторая ритмопачки, рис. 13), т. е. осадки морской, холмогорно-прибрежной (переходный ортотектонический режим), темно-пестроцветной (влажно-жаркоклиматический) шлировых формаций образовались главным образом в мелкозаливном динамическом фаціальном поясе (табл. 9).

Осадки верхнепалеозойской горно-прибрежной шлировой формации (третья ритмопачка, рис. 13) являются образованиями волноприбойного пояса. В ее пределах образовалась и верхнепалеозойская морская мелководно-прибрежная (аридная) карбонатная формация, изученная З. С. Румянцевой по саяу Ажрикты.

Мелкозаливный динамический фаціальный пояс включает в себя осадки всех трех зон: 1) мелкозаливной иловой; мелкозаливной застойной и 3) мелкозаливной обломочной (табл. 9).

В мелкозаливной иловой зоне широко развиты неотчетливо горизонтально-слоистые (слойчатые) пелитовые и алевропелитовые осадки, в результате глубинного синдиогенеза и частично начального метаморфизма преобразованные в аргиллиты и известково-глинисто-серцит-кремнисто-углеродистые сланцы с различным количественным соотношением составляющих компонентов.

Преобладание в мелководных толщах пелитовых осадков указывает на формирование их в мелководных широких заливах (Наливкин, 1955; Рухин, 1961). Отсутствие на поверхностях напластования алевритовых осадков каких-либо знаков ряби волнений и течений свидетельствует об образовании их в относительно спокойных гидродинамических условиях. Почти все разности сланцев характеризуются плохой отсортированностью и наличием в глинах заметной примеси алевритовых и песчаных зерен, что является отличительной чертой пелитовых осадков, возникающих в мелководных заливах (с учетом спокойной, гидродинамической обстановки их формирования; Наливкин, 1955; Попов, 1963).

В пользу формирования рассматриваемых пелитовых и алевропелитовых осадков в мелких заливах, а не в условиях подводных дельт, говорит их постоянная высокая карбонатность (известковистость до

40%). Об этом свидетельствует также наличие в толще сланцев мало-мощных прослоев криптокристаллических известняков.

Мелкозаливная застойная зона. Залегающие в основании разреза верхнепалеозойских формаций углеродисто-глинистые сланцы являются, по всей видимости, осадками мелкозаливной застойной зоны. Это темно-серые, почти черные, тонкогоризонтально-слоистые пелитовые и алевропелитовые осадки. Тонкая горизонтальная микро-слоистость (слойчатость), отсутствие на поверхностях наложения каких-либо знаков ряби указывают на образование их в относительно спокойных гидродинамических условиях. В сланцах содержится рассеянное органическое вещество (до 0,7%) и обильная вкрапленность сульфидов железа. Присутствие органического вещества и пирита свидетельствует о существовании восстановительной среды в период формирования осадков. Спектральными анализами в этих сланцах установлено повышенное фоновое содержание (несколько выше кларков) меди, свинца, никеля и в особенности (по сравнению с содержанием этих металлов в сланцах иных типов) цинка и кобальта (сотые доли, Абрамович, 1971).

Осадки мелкозаливной обломочной зоны в разрезе верхнепалеозойской шлировой формации, обнажающейся в бассейне сая Дженгельды, имеют подчиненное развитие. Они широко распространены в верхних горизонтах толщи ажриктинского разреза (Румянцева, 1969). В дженгельдинском разрезе они представлены разнозернистыми рассланцованными микстолитами, либо песчаниками, имеющими глинисто-серицитовый, или чаще смешанный глинисто-серицитово-карбонатный цемент. Песчаники и микстолиты полимиктовые. В отличие от песчаников верхнего силура, в составе обломков преобладают мелкозернистые кварциты, глинисто-серицитовые сланцы, алевролиты. Песчаники плохо сортированы, преобладают разнозернистые разности. Цементом, как правило, служит тонкодисперсный глинисто-известковый материал. Окатанность обломков слабая. Все перечисленные особенности обломочных осадков свидетельствуют об осаждении их вблизи береговой части мелководного залившегося бассейна (мелкозаливной зоны). Воздействию прибоя и переотложению они не подвергались.

Отложения верхней части изученного нами разреза, в котором преобладают мелководные грубозернистые породы (осадки третьей ритмопачки разреза (рис. 13), отнесенные нами к горно-прибрежной шлировой формации (табл. 9), являются образованиями волно-прибойного динамического фациального пояса.

К осадкам этого фациального пояса, по-видимому, относятся также грубозернистые терригенные и обломочные карбонатные породы, слагающие верхнюю часть ажриктинского разреза (Румянцева, 1969).

Исходя из палеогеографических предпосылок и судя по минералогопетрографическому составу обломков осадков, в том числе и аксессуарных минералов, можно считать, что источниками сноса обломочного материала для верхнепалеозойских шлировых формаций являлись как островные поднятия, существовавшие в это время к югу от Тамдытау, так и расположенная к северу площадь Акбайтальской структурно-фациальной подзоны Срединного Тянь-Шаня, бывшей в палеозое областью геосинклинальных поднятий (Огнев, 1958; Пятков и др., 1968).

По степени глубинного преобразования верхнепалеозойские шлировые формации (Абрамович, 1973) мы отнесли в целом ко второй глубинно-фациальной зоне — зоне аргиллитов и крепкосцементированных песчаников, алевролитов, зоне изменения глинистых осадков и глинистой связующей массы обломочных пород, переходящих в хлорит-

кремнисто-серицитовую массу (серицит добавлен нами—Е. А.). Здесь встречаются реликтовый биотит и продукт его изменения—гидробиотит и хлорит. В этих формациях сохраняются такие признаки первой глубинно-фациальной зоны, как реликты неперекристаллизованных карбонатных пород, малоизмененное глинистое вещество и биотит.

В верхнепалеозойских шлировых формациях наибольшие концентрации железа и марганца (превышающие их кларки в десятки раз) отмечены в песчаниках и микстолитах (Абрамович, 1971). В несколько больших количествах, нежели в породах силура, здесь обнаружен барий. Содержание циркония в противоположность верхнесилурийским ниже кларкового. Ванадий и хром в концентрациях выше кларковых устанавливаются в песчаниках.

Наибольший интерес представляют рудные элементы—медь, цинк и кобальт, имеющие повышенное содержание в углеродисто-глинистых сланцах, формировавшихся в мелкозаливной застойной зоне. Накопление рудных элементов в глинистых илах свидетельствует о поступлении их в область седиментации в форме субколлоидных взвесей и ионных растворов. Установленные формы миграции химических элементов и более менее значительное поступление их в область седиментации верхнепалеозойских терригенных осадков указывают на довольно интенсивное химическое выветривание материнских пород водосборной площади, среди которых были и основные изверженные, обеспечивающие заметный вынос Mn, Ti, V и Sr.

Относительная интенсивность химического выветривания объясняется благоприятным сочетанием господствовавшего, по-видимому, в этот период, теплого и относительно влажного климата с холмогорной поверхностью континента. Верхнепалеозойские терригенные формации отнесены нами к горно-прибрежным шлировым, точнее холмогорно-прибрежным, характеризующимся переходным к равнинно-образовательному оротектоническим режимом.

Наиболее перспективными петрофациями на цинк и кобальт являются углеродисто-глинистые сланцы мелкозаливной фациальной зоны, залегающие в основании верхнепалеозойских шлировых формаций.

#### Глава IV

### ДЕВОНСКИЕ КРАСНОЦВЕТНЫЕ ФОРМАЦИИ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИХ ГОР

Девонские красноцветные формации расположены в Чаткальском, Пскемском, Угамском, Сандаляшском, Кураминском, Туркестанском, Алайском, Нуратинском, Гиссарском хребтах и Кызылкумских возвышенностях.

В Южной Фергане (Южный Тянь-Шань, Алай-Кокшаальская структурно-фациальная зона) они относятся к джидалинской свите нижнего девона: бассейны р. Исфайрамская и Джидалесая, Шахимардана и Захтанская (р-н Хайдаркана) и хр. Катранбаши. В междуречье Сох—Исфайрам—Шахимардан они представлены переслаивающимися конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами пестрой окраски, трансгрессивно залегающими на верхнесилурийской песчано-сланцевой толще и несогласно перекрывающиеся карбонатными формациями сандальской свиты (р-н Джидалесая).

В Шахимардане на красноцветах джидалинской свиты залегают вулканогенные образования яшской. Мощность красноцветных и пестроцветных образований джидалинской свиты колеблется здесь от 340 до 690,4 м.

В пределах Срединного Тянь-Шаня красноцветные формации также залегают в основании девон-карбонатовой трансгрессивной серии карбонатных осадков, являясь ее базальными слоями. В соответствии с омоложением в направлении с юга на север вышележащей трансгрессивной карбонатной толщи подстилающие красноцветные формации имеют скользкую верхнюю возрастную границу, изменяющуюся от эйфель—живетского веков среднего девона в Кураминской структурно-формационной подзоне до фран—фаменского верхнего девона в северной части Чаткальской подзоны (междуречье Пскем—Чаткал).

В Кураминских горах (Моголтау) красноцветные формации впервые детально изучены Б. Н. Наследовым и выделены в машрапскую свиту. Они залегают на размытой поверхности силурийских образований. В перекрывающих красноцветных известняках Е. Д. Карповой и Б. Н. Наследовым собрана фауна, позволяющая отнести вмещающие известняки к нижнеживетскому веку. Свита, по данным В. И. Наследова, представлена конгломератами и песчаниками с прослоями алевролитов в нижней части разреза. Верхняя ее часть состоит из песчаников и алевролитов, перемежающихся с карбонатными осадками.

В Кураминских горах красноцветные формации наибольшей мощности (до 350 м) достигают в Калканате, где также залегают в основании трансгрессивной серии карбонатных осадков D<sub>2</sub>—С<sub>1</sub>. Здесь красноцвет-

ные образования, по данным Е. Л. Абрамович (1957, 1968), являются осадками прибрежно-континентального комплекса фаций (образования подгорновоерного и равнинно-долинного динамических фациальных поясов, по классификации В. И. Попова, 1963). В строении красноцветных формаций участвуют терригенные обломочные породы; конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты. Терригенные осадки постепенно, путем переслаивания с мергелями и известняками, сменяются карбонатными формациями живетского возраста. Геологические и литолого-фациальные особенности красноцветных образований Калканаты позволили Е. Л. Абрамович отнести их к молассовой формации, отвечающей ранней стадии развития срединнотянь-шаньского ритмо-комплекса.

В массиве Каратагаты и Каракияся красноцветные формации представлены конгломератами и песчаниками, на которых согласно залегают известковистые песчаники. Мощность красноцветов порядка 120 м.

На правобережье р. Ангрэн по р. Кайнар у одноименного селения красноцветные формации представлены бордово-бурыми конгломератами и песчаниками мощностью 40—50 м, а севернее — в долине р. Беляуты — 100 м. Севернее, в районе сел. Сукок, они становятся более грубообломочными, их мощность 80 м.

В Кассан-Босбутауском регионе выходы красноцветных формаций известны на левобережье р. Чаткал, правобережье р. Терс, в верховьях р. Кассан, а также в Сумсарском и Ортоукайском куполах.

Всюду разрез красноцветных формаций начинается конгломератами, мощность которых в бассейне р. Терс — 40 м, р. Кассан — 70—80 м, а в Сумсарской брахиантиклинали — 150 м. Выше залегают средне- и мелкозернистые песчаники красного цвета.

В южной части Чаткальской подзоны красноцветные отложения приурочены к нерасчлененной живет — франской толще известняков и песчаников (тюлькубашская свита). Красноцветные формации, развитые в северной части Чаткальской подзоны, мы отнесли к фран—фаменскому веку. По данным Н. И. Назаровой (1970), свита датируется живет—фаменским веком.

Красноцветные формации в междуречье Пскем—Чаткал прослеживаются на отдельных разобщенных участках, обнажаясь в размытых ядрах куполовидных поднятий. Наиболее крупные выходы их расположены в Пскемском, Угамском и Сандалашском хребтах по р. Коксу, Теларсаю, Ихначсаю, Бадаксаю, Тундуксаю, Бешторсаю, Каратобесаю, Чукурчаксаю, Кумбельсаю и в долине р. Каракасмак.

В Таласском хребте красноцветные образования обнажаются в виде прерывистой полосы почти широтного простирания от истоков р. Сайрам до истоков рек Майдантал и Ойгаинг.

Мощность красноцветных формаций в этом регионе в разрезах Пскемского хребта колеблется в пределах 200—450 м; Сандалашского 700—800 м; Угамского и Майдантальского 1200—1800 м. Резкое сокращение мощностей в Пскемском хребте обусловлено влиянием глубинного Пскемского разлома.

#### **РИТМОСТРАТИГРАФИЯ, ФАЦИИ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДЕВОНСКИХ КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ**

В основу выделения фаций всеми исследователями, занимавшимися изучением девонских формаций Срединного Тянь-Шаня, взят стадийный динамический принцип фациального анализа В. И. Попова (1957,

1963). На его основании среди красноцветных и пестроцветных формаций девона выделяются образования прибрежно-континентальных фаций, отвечающие подгорноверному и равнинно-долинному динамическим фациальным поясам, и меньше — осадки прибрежно-морских фаций. В данном разделе использованы результаты исследований Е. Л. Абрамович, У. Асаналиева, М. А. Ахмеджанова, С. Исхакова, А. И. Лурье, А. С. Аделунга, З. С. Румянцевой, А. С. Макарова, В. И. Буртман, Г. А. Каледы, С. Е. Колотухиной, Н. И. Назаровой и А. П. Титовой, Д. М. Сургутановой и др.

На территории Южной Ферганы, по данным С. Исхакова, красноцветные формации девона представлены джидалинской свитой, состоящей из двух ритмоподсвит — А и Б. Осадки ритмоподсвиты А (жединский ярус) представлены разногалечными темно-бурыми конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками.

Конгломераты полимиктового состава неизменно располагаются в подошве каждой ритмоподсвиты джидалинской свиты (табл. 11). По мере удаления от области сноса и снизу вверх по разрезу они фациально замещаются грубо- и мелкозернистыми песчаниками.

Песчаники встречаются в обоих ритмоподсвитах. Среди них различаются крупно-, средне- и мелкозернистые. По составу преобладают кварцевые разности. Текстура песчаников параллельнослоистая, сланцеватая. В некоторых прослоях песчаников встречается трудноопределимая фауна.

Алевролиты имеют подчиненное распространение и приурочены к средним частям ритмоподсвит. Преобладают олигомиктовые разности алевролитов, сравнительно выдержанные по простирацию с горизонтальной и пологослоистой текстурой. Изредка они через песчаники фациально переходят в мелкопесчаные гравелиты.

Литолого-фациальные особенности и палеонтологическая характеристика нижнедевонских пестроцветных отложений Южной Ферганы (табл. 11) позволяют считать их осадками прибрежно-континентального и прибрежно-морского фациальных комплексов.

В них установлено свыше 40 минералов, разделенных по генетическому признаку на терригенные и аутигенные. Среди аутигенных выделены минералы, возникшие в стадии седиментогенеза, диагенеза и эпигенеза (табл. 12).

Спектральным и химическим анализами в составе пестроцветных отложений Южной Ферганы в повышенных кларковых содержаниях установлены медь и такие малые элементы, как стронций, титан, барий, хром, ванадий, цирконий, никель и кобальт. Так, содержание меди, бария, бериллия и стронция в осадках Джидалесая колеблется в пределах 0,05—0,1%, скандия 0,01—0,005%.

Машрапская свита в районе Моголтау, по М. А. Ахмеджанову и Р. А. Мусину, в основании представлена «пуддингами» пестрой окраски. Состав их идентичен нижележащим ордовикским породам. Размер обломков 1—30 см. Среди пуддингов встречаются прослои тонкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников. Мощность пуддингов 200 м, по простирацию она сокращается до 10—30 м.

В верхней части свиты развиты разнозернистые песчаники. В составе обломочного материала преобладают угловатые, реже хорошо окатанные зерна кварца. В подчиненных количествах присутствуют обломки сланцев, полевых шпатов, реже отмечаются чешуйки мусковита, биотита и зерна циркона, турмалина и сфена. Спектральным анализом в этих породах в пределах их кларковых значений выявлены: железо, медь, свинец, никель, кобальт, титан, ванадий, хром, цирконий.

Машрапская свита параллелизуется с кугалинской осадочно-вулканогенной толщей, развитой в Сукок-Заркентском районе.

В Кураминском хребте, в горах Калканаты, красноцветные формации выделены Е. Л. Абрамович в первую ритмосвиту средне-верхнедевонской трансгрессивной ритмотолщи. По комплексу признаков: грубозернистости осадков, отсутствию морской фауны и карбонатов в составе цемента терригенных обломочных пород, аэроморфности окраски и др., осадки, слагающие первую ритмосвиту отнесены к комплексу прибрежно-континентальных фаций (подгорновоерный и равнинно-долинный фациальные пояса (Абрамович, 1957, 1960). В ее составе выделены две ритмоподсвиты.

Фациально-петрографическая характеристика ниж

Возраст	Фация	Ритмо-свита	Район исследований	Тип пород	Минералы		
					породообразующие	акцессорные	аутигенные
Железистый (D <sub>1</sub> )	Прибрежноравнинные (морские)	Джидалинская	Междуречье Исфайрам—Сох (Южная Фергана)	Конгломераты	Обломки кремней, песчаников, алевролитов, кварц, полевые шпаты, биотит	Циркон, пирит	Серицит, лимонит, пирит
				Гравелиты	Кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, биотит, мусковит, хлорит	Циркон, пирит	
				Алевролиты	Кварц, полевые шпаты, обломки эффузивов, кремнистые сланцы, кварциты	Циркон, сфен, апатит	Кальцит, доломит, пирит, гидрокислы железа

Первая ритмоподсвита курусайского разреза гор Калканата начинается плохо отсортированными, преимущественно средневалунными конгломератами мощностью 20 м, несогласно залегающими на нижнедевонских вулканогенных породах. Выше следуют грубозернистые песчаники, перемежающиеся с гравелитами. В качестве третьего элемента ритма спорадически встречаются алевролиты. Заканчивается ритмоподсвита мощной пачкой (50 м) доломита, содержащего незначительное количество кальцита и терригенной примеси (в сумме около 16%). Среди минералов тяжелой фракции присутствует мусковит (0,5%). Из устойчивых акцессорных минералов наиболее характерны турмалин (5,1% от веса тяжелой фракции), отмечается гранат. Общая мощность первой ритмоподсвиты 141,5 м. Конгломераты и гравелиты составляют соответственно 14,4—26,56%, песчаники крупно-, средне- и мелкозернистые — 51,3—70,7%, алевролиты — 2,73%, доломиты — 35,34%.

Линзообразная форма залегания доломитовых пород, отсутствие в них органических остатков и приуроченность доломитов к красноцветным прибрежно-континентальным осадкам указывают на образование их хемогенным путем в краевом отстойном бассейне, расположенном в пределах прибрежной континентальной равнины.

Вторая ритмоподсвита курусайского разреза в подошве ритма содержит грубозернистые буровато-красные обломочные породы: круп-

нозернистые песчаники (6 м), гравелиты (2,5 м) и конгломераты (21 м). Резкий фациальный переход от доломитов, заканчивающих предыдущую ритмоподсвиту, к конгломератам, как считает Е. Л. Абрамович, связан с усилившейся в это время эрозивной деятельностью в области сноса. Линзовидное развитие грубообломочных пород связано с возникновением местных, близко расположенных поднятий, у подножия которых формировались конгломераты. Выше конгломератов следует мощная (86—75 м) пачка обломочных пород, представленных преимущественно крупнозернистыми песчаниками, переслаивающимися с гравелитами. В качестве третьего элемента ритма здесь встречаются маломощные (2 м) прослои алевролитов.

Таблица 11

Медведевонских отложений междуречья Исфайрам—Сох

тип	состав	Структура пород	Текстура	Отличительные признаки фации, фауна
Базальный, поровый	Песчано-алевролитовый, карбонатно-глинистый	Псефитовая	Слоистая	Хорошая окатанность гальки. Хорошая отсортированность песчаников и незначительное содержание глинистых частиц
Контактный, поровый	Кремнисто-карбонатный	Псаммитовая	Слоистая	Наличие слоистости, обусловленной перемещением береговых валов. Плохая сортировка глинистого материала
Базальный, контактовый	Карбонатный	Алевроитовая	Косослойчатая, горизонтальная-слоистая	В гравелитах собраны мшанки и брахиоподы

Заканчивается ритм пачкой смешанных обломочно-карбонатных пород микстолитов мощностью 18,6 м, указывающих на опускание области аккумуляции и временное проникновение сюда морского бассейна. Мощность ритмоподсвиты 145,6 м. Конгломераты и гравелиты составляют 14,42—15,28%, песчаники — крупно-, средне- и мелкозернистые — 39,49—11,68—5,15%, алевролиты 1,2% и микстолиты 12,75%. Обе ритмоподсвиты курусайского разреза параллелизуются с первой ритмоподсвитой умбетинского, где также обладают массивным сложением, буровато-красной окраской и отсутствием органических остатков.

Первая ритмоподсвита умбетинского разреза отличается от курусайского отсутствием в основании ритма конгломератов, наличием в составе цемента обломочных пород карбонатов, а венчает первую ритмоподсвиту не мощная пачка доломитов, а пласт микстолитов. В некоторых прослоях наблюдается косая слоистость и характерное для континентальных отложений неравномерно разбросанное, «разбрызганное», распределение крупных обломочных зерен, песчинок и гравия в массе микстолита. Мощность первой ритмоподсвиты — 60,20 м. Гравелиты составляют 11,22%, песчаники крупно-, средне- и мелкозернистые — 53,9—10,72—4,98%, алевролиты 14,95%, микстолиты 4,15%.

Вторая ритмоподсвита лишена карбонатных осадков и представлена переслаиванием крупно- и среднезернистых песчаников. Заканчи-

вается она слоем мелкозернистого известковистого песчаника мощностью 7,2 м. Общая мощность ритмоподбиты 50 м. Крупнозернистые

Таблица 12

**Минеральный состав пестроцветных отложений девона  
Чаткало-Кураминских гор**  
(данные Е. Л. Абрамозич, М. А. Ахмеджанова, Д. М. Сургутановой,  
У. Асаналиева, С. И. Исхакова, Н. И. Назаровой)

Система	Отдел	Ярус	Ритмоподбиты	Минералы красноватых отложений девона		
				терригенные	седиментационные и диагенетические	эпигенетич. и метаморфизованные
Девонская	Верхний D <sub>3</sub>	Франский	Тюлькүбашская (Угамский, Пекемский, Сандаляшский хр.)	Кварц, ортоклаз, плагиоклаз, мусковит, биотит, хлорит, магнетит, гематит, лимонит, турмалин, рутил, сфен, эпидот, апатит, анатаз, гранат, роговая обманка, шпинель, кордиерит, глаукоцит, глаукофан, тремолит, киноварь, золото	Опал, кальцит, лимонит, пирит	Барит, халцедон, кварц, гематит, кальцит, доломит, гипс, ангидрит, сидерит, пирит, марказит, сфен, рутил, турмалин, альбит, киноварь, золото (малахит, азурит) — минералы зоны окисления
	Средний (D <sub>2</sub> <sup>1-2</sup> )	Эйфельский, живетский, Машрапская (Калканата и Моголтау)		Кварц, полевые шпаты (ортоклаз, микроклин, плагиоклаз), биотит, мусковит, магнетит, ильменит, гематит, турмалин, циркон, сфен, рутил, апатит, гранаты, анатаз, брукит, андалузит, топаз, эпидот	Кальцит, доломит, опал, гипс, ангидрит, магнетит, гидроокислы железа	Пирит, халькопирит, сфалерит, блеклая руда, галенит, халцедон, кварц, марказит, микроклин, серицит, гипс, кальцит, доломит, барит, пирит
				Кварц, гематит, магнетит, шпинель, рутил, сагенит, анатаз, ортоклаз, аиортоклаз, альбит, альбит-олигоклаз, авгит, диопсид, роговая обманка, актинолит, глаукофан, гроссуляр, циркон, сфен, дистен, эпидот, клиноцоизит, цоизит, турмалин, ставролит, мусковит, серицит, биотит, пеннин, репидоцит, оттрелит, барит, апатит	Гидрагиллит, псилоделан, гидрогетит, опал, кальцит, гидратированный хлорит, каолинит, гидромусковит	Пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, гидромусковит, каолинит, доломит, барит, кварц, хлорит, халцедон, кальцит
Нижний (D <sub>1</sub> )	Жединский	Жидалинская (Южная Фергана, междур. Исфайрам — Сох)	Кварц, ортоклаз, микроклин, плагиоклаз, мусковит, биотит, магнетит, ильменит, лимонит, гематит, гранат, рутил, турмалин, сфен, эпидот, дистен, пирит, топаз, амфибол, анатаз, мусковит, флюорит, барит	Кальцит, опал	Гипс, каолинит, халцедон, кварц, барит, лимонит, гематит, целестин, турмалин, сидерит, доломит	

песчаники составляют 50,6%, среднезернистые 35% и мелкозернистые 14,4%.

Фашиально-петрографическая характеристика этих пород дана Е. Л. Абрамович (табл. 13). Учитывая главные особенности красноцветных отложений девона Калканаты (табл. 13, 14), Е. Л. Абрамович приходит к выводу о том, что они формировались в условиях прибрежно-континентальной равнины. Источником обломочного материала потоками и частично ветром он сносился на опускающуюся равнину (фашии подгорновоерного пояса, по В. И. Попову), на которую с юга наступало море. Не исключена возможность дальнейшего перемывания осадков реками (фашии равнинно- долинного пояса, по В. И. Попову), в результате чего обломочная фракция их более окатана, чем конусов выноса (нимии горного подножия, по Д. В. Наливкину). Ритмичное строение описываемых континентальных фашии прибрежной равнины вызывается синхронными с осадконакоплением тектоническими движениями.

В составе осадочных пород среднего и верхнего девона Калканаты Е. Л. Абрамович установлено 45 минеральных видов, образовавшихся в процессе седиментации и литификации осадков. Она вслед за Н. М. Страховым подразделила их на терригенные и аутигенные с учетом имеющихся в морском бассейне двух, резко отличных друг от друга, геохимических сред наддонной воды и осадка (см. табл. 12).

В составе красноцветных отложений выявлен ряд химических элементов и установлена четкая приуроченность каждого из них к определенному петрографическому типу пород. Общей закономерностью для всех рассматриваемых элементов (Fe, Mn, Cu, Ba, Sr, Ti, V, Cr, Zr, Pb) является неизменный рост их относительных содержаний по мере перехода от грубозернистых песчаных фашии к тонкозернистым (Абрамович, 1957). Ванадий и хром достигают максимальных значений в породах, наиболее обогащенных тонким терригенным материалом (в алевритах и мергелях), и сходят на нет в доломитах, лишенных терригенной примеси. Железо, марганец и медь неуклонно возрастают от терригенных к карбонатным и достигают максимальных значений в доломитах, почти лишенных терригенной смеси. Причина этой дифференциации элементов объясняется формой их переноса.

Учитывались также палеоклимат и тектонический режим, а также более высокое содержание углекислоты в атмосфере и водах девонских морей, обеспечивающих пониженный окислительно-восстановительный потенциал, допускающий миграцию малых элементов, в том числе и свинца, в ионных растворах. В связи с этим Е. Л. Абрамович главное внимание уделила изучению геохимии осадков морских фашии, в частности геохимических особенностей доломитовых горизонтов франского яруса, обогащенных органическим веществом и содержащих сингенетично-эпигенетичное свинцовое оруденение.

Имеющиеся материалы позволяют заключить, что малые элементы, в том числе и рудные, в базальных слоях, сложенных красноцветами, присутствуют в количествах, близких кларкам.

В Чаткальском хребте (Сумсар-Бозбутауский район) детальные литологические исследования аналогичных отложений проведены У. Асаналиевым. Красноцветные формации он изучал в четиндинском, сумсарском и караункурском разрезах и выделил континентальные осадки прибрежной равнины зоны подножий и мелководные карбонатные осадки волноприбойного фашиального пояса (табл. 14).

Еще А. С. Аделунг (1940) в Сумсарском районе отметил три пестроцветные толщи: 1) песчано-известняковая живетского яруса; 2) пес-

Фациально-петрографическая характеристика пестроцветных отложений Д<sub>2-3</sub> Калканаты (Кураминский хребет)

Возраст	Фашия	Ритмосви-та	Район ис-следования	Тип пород	Минералы			Цемент		Структура пород	Текстура пород	Отличительные признаки фации	
					породообразующие	акцессор-ные	аутигенные	тип	состав				
Живет-Франский	Прибрежной равнины, континентальные	Первая ритмосвита	нижнюю часть живетского яруса, мощность 50—70 м	Моголтау, Калканата (Кураминский хребет)	Конгломераты, 14,25%	Обломки кварцевых порфиров, розовых гранодиорит-порфиров, кварц, полевые шпаты, биотит	Магнетит, гидроокислы железа		Песчаниково-алевролитовый материал, 20%	Псефитовая	Массивная	Аэроморфная окраска Распространение в виде вытянутых полос, фациальная изменчивость Преобладание песчаников (60%) и значительная доля гравелитов и конгломератов (20%) Слабая отсортированность и окатанность пород Почти полное отсутствие тонкозернистых глинистых прослоев Неясно выраженная слоист. в основании толщи	
					Гравелиты, 16,77%	Обломки эффузивных пород, гранодиорит-порфиров, кварц, калиевый полевой шпат, ед. чешуйки биотита	Магнетит, циркон	Соприкосновения и выполнения пор	Серицит и гидроокислы железа	Псефитовая	Массивная неясно слоистая		
					Песчаники, 51,32% крупнозерн., среднезерн., мелкозерн.	Кристаллич. туфы кварцевых порфиров с порфировыми выделениями и осколками кварца и полевых шпатов; обломки кварца, полевых шпатов, плагиоклазов, обломки гранофира, чешуйки биотита, мусковита, хлорита. Обломки слабоокатаны	Циркон, анатаз, рутил, турмалин, гранат	Серицит, кальцит	Контакто-поровый и поровый	Серицит и гидроокислы железа	Псаммитовая	Слоистая, грубо-и среднеслоистая, косослойчатая	Косая слойчатость, характерная для наземных отложений Безизвестков. цемент, песчанник Почти полное отсутствие органич. остатков Отсутствие органич. остатков Доломиты, венчающие разрез, отличаются чистотой и отсутствием следов органич. остатков
					Алевролиты пелитистые, песчанистые, 7,67% Доломиты	Кварц, полевые шпаты, обломки крист. туфов, кварц	Магнетит, циркон, турмалин, апатит	Базальный, поровый и контактовый	Серицит, глинистое вещество	Алевролитовая	Горизонтально-и косослойчатая		

Фациально-петрографический состав кристоцветных отложений живетского яруса Сумсар-Бозбутауского района

Возраст	Фация	Ритмостратиграфия	Район исследований	Тип пород	Минералы			Цемент		Структура пород	Текстура пород	Отличительные признаки фаций и фауна										
					породообразующие	аксессуары	аутигенные	тип	состав													
Живетский	Подгорноверного подса (континентальная)	Четиндинская, сумсарская, караункурская	Сумсар-Бозбутауский район (Чаткальский хребет)	Обломочные породы: Конгломераты 26—27%	Преобладают обломки эффузивных и пирокласт. пород: кварцевые порфиры, туфы	Турмалин, циркон	Барит, хлорит	Поровый	Карбонатный, песчано-карбонатный	Псефитовая	Неясно слоистая, массивная	Распространение в виде узких полос, окаймляющих древние горные сооружения, фациальная изменчивость										
				Гравелиты 48,29%	В основном обломки эффузивных пород								Контактовый, регенерированный	Карбонатный и терригенно-карбонатный	Псаммитовая	Неясно слоистая	Слабая окатанность и сортированность. Неясно выраженная слоистость, характерная для наземных областей					
				Песчаники: а) крупнозернистые;	Обломки эффузивов (60—65%)													Циркон, турмалин, сфен и рудные минералы	Барит, хлорит, серицит	Полное отсутствие глинистого материала		
				б) среднезернистые;	Кварц (20—25%), полевые шпаты (8—10%)																Барит, хлорит, серицит	Преоблад. конгл. Сходство минер. состав с подст. породами
				в) мелкозернистые	Кварц (55—70%), полевые шпаты (15—20%), обломки пород (3—4%)																	
Алевролиты а) крупнозернистые; б) мелкозернистые	Кварц, полевые шпаты, обломки пород	Циркон, турмалин, сфен, апатит, лимонит, гематит	Контактовый, реже базальный	Карбонатный, глинисто-карбонатный	Алевритовая	Косослойчатая, горизонтально-слоистая	Преоблад. в составе обломков пород. Присутствие полевых шпатов. Малое содерж. аутигенных минералов.															

чано-известняковая с фауной франского яруса; 3) известняково-песчаная с фауной фаменского яруса.

У. Асаналиев установил приуроченность красноцветных отложений девона в Сумсар-Бозбутауском районе к отложениям живетского и франского ярусов. В четиндинском разрезе он выделил четыре ритмосвиты с рядом ритмопачек.

Первая ритмопачка первой ритмосвиты начинается плохо отсортированными крупногалечными конгломератами, сменяющимися гравелитами; венчает ритмопачку толща песчаников мощностью 20 м. Общая мощность 200 м. Окраска пород бордово-красная. Вторая ритмопачка — известняки с остатками фауны *Stringocephalus burtini* Дерг., к которым приурочено рассеянное свинцовое оруденение (доходящее до кондиции в разрезах Сумсара, Ахмататы, Четинди и Тукташа). Третья ритмопачка — пестроцветные алевролиты. Общая мощность ритмосвиты — 248 м.

Вторая ритмосвита имеет три ритмопачки: песчаники красновато-бурой окраски (первая—170 м), доломиты (вторая—19 м) и переслаивающиеся доломиты, известняки и песчаники (третья—94 м). На плоскостях напластования песчаников встречаются симметричные знаки ряби. Общая мощность ритмосвиты 263,0 м.

В основании третьей ритмосвиты залегают мелкозернистые, хорошо отсортированные, серые и красновато-серые песчаники. Мощность 164 м. Далее идут смешанные обломочно-карбонатные породы (46 м) и известняки (60 м). Завершают ритмосвиту темно-серые доломиты (82 м). Общая мощность — 353 м.

Начинают четвертую ритмосвиту песчаники красно-бурой окраски мощностью 233 м, сменяющиеся известняками с фауной верхнефранского подъяруса.

В сумсарском разрезе, в отличие от четиндинского, в основании первого элемента ритма первой ритмопачки первой ритмосвиты залегают гравелиты и крупнозернистые песчаники. Для базальных конгломератов характерно присутствие маломощных прослоев доломитов (0,5—1,0 м), а также серых песчаников с медной минерализацией. Вторая ритмопачка — доломиты и пестроокрашенные алевролиты. Общая мощность ритмосвиты 355 м.

Вторая ритмосвита представлена толщей песчаников с редкими прослоями и линзами доломита. Окраска пород буровато-красная. Далее идут доломиты серого цвета с вкрапленностью сингенетического пирита и рассеянным полиметаллическим оруденением. Заканчивается ритмосвита пестроцветными алевролитами, известняками, доломитами и проявляющимися здесь гипсами.

Третья и четвертая ритмосвиты так же начинаются красновато-бурыми песчаниками, вверх по разрезу сменяющимися известняками. Третья ритмосвита заканчивается гипсами мощностью 50 м. Общая мощность ритмосвит 623,5 и 488 м соответственно.

В караункурском разрезе красноцветные отложения приурочены к первой и второй ритмопачкам первой ритмосвиты, а также к первой ритмопачке третьей и четвертой ритмосвит. Сложены они песчаниками и алевролитами с прослоями доломитов.

Во втором элементе ритма третьей ритмосвиты, представленном искристыми, обогащенными органикой доломитами, отмечается расплывчатая вкрапленность галенита, пирита (табл. 15).

Фациальное расчленение отложений D<sub>2+3</sub> в пределах Сумсар-Бозбутауского района У. Асаналиев произвел по схеме Е. Л. Абрамович, составленной для аналогичных отложений девона гор Калканата. По

этой схеме красноцветные формации района выделены в фации подгорноверного (зона подножий, по Д. В. Наливкину) и прибрежно-равнинного пояса.

Отложения живетского яруса представляют собой типичные моласовые образования и несут все присущие им признаки, характерные для красноцветных формаций девона Приташкентского района.

Е. Л. Абрамович отмечает, что основные фациально-петрографические особенности осадков являются характерными признаками отложений, образующихся в условиях сухого и жаркого климата с чередующимися засушливыми и дождливыми периодами.

По данным М. А. Ахмеджанова и Н. Ф. Иконниковой (1960), в этих отложениях на северном склоне Чаткальского хребта и в бассейне р. Сумсар присутствуют растительные остатки. Судя по ним, а также учитывая резкое преобладание кварца над полевыми шпатами, можно считать, что исследуемые фации могут быть параллелизованы с нимией дельты (по Д. В. Наливкину). В этих отложениях У. Асаналиевым обнаружено и изучено 40 минеральных видов (см. табл. 12). Он выделяет терригенные, аутигенные (седиментационные, диагенетические, катагенетические и метаморфические) минералы. Такое разнообразие минералогического состава пород указывает на сложное строение и разнообразный петрографический состав пород питающей провинции.

Среди терригенных минералов отмечается несколько ассоциаций. В грубообломочных породах (конгломераты, гравелиты) наиболее распространены кварц и обломки пород эффузивного происхождения, что свидетельствует о размывании в моменты наибольшего оживления эрозии (поднятия) кислых эффузивных пород (кварцевые порфиры и их туфы).

Отличительным признаком песчаников, алевролитов, слагающих первые элементы верхних трех ритмосвит средне- и верхнедевонских отложений, являются: широкое распространение кварца и полевых шпатов и наличие устойчивых минералов — турмалина, циркона, сфена, рутила, гематита, магнетита, лимонита. Комплекс этих минералов свидетельствует о разрушении в областях питания кислых магматических, а также метаморфических осадочных толщ. Наиболее устойчивые минералы — турмалин, циркон, рутил и гранат частично могли быть перетолжены из более древних осадочных формаций.

К девонским (живетским) карбонатным отложениям Сумсар-Бозбутауского региона приурочены полиметаллические месторождения и рудопроявления, которые, по данным А. М. Лурье и У. Асаналиева, имеют осадочный генезис. В составе живетских отложений установлено два горизонта рудоносных доломитов и известняков. Первый (нижнеживетский) в северо-западной части района сложен доломитовыми известняками, а в центральной и восточной — доломитами. К ним приурочены рудопроявления Ченбулакская, Акмашаты, Ортобеля и группа полиметаллических рудопроявлений Бозбутау. Мощность рудоносных горизонтов 20—25 м.

Ко второму горизонту (верхнеживетский) — доломитам мощностью 25—30 м — приурочены рудопроявления Кугала, Ташлакская, Четындысола. В начале среднедевонского времени, в период, предшествующий отложению рудоносных карбонатных пород, южный склон Чаткальского хребта представлял собой предгорную впадину, в которой интенсивно накапливался красноцветный грубообломочный материал.

Позже, в начале живетского века, с юга и юго-запада наступила кратковременная трансгрессия. К этому времени южный склон Чаткальского хребта представлял собой мелководный бассейн (залив) с разви-

## Фациально-петрографический состав франско-фаменского возраста

Возраст	Фация	Ритмосита	Район исследований	Тип	Минералы		
					породообразующие	акцессорные	аутигенные
Франский	Прибрежно-морская: подводно-дельтовый пояс (застойная зона)	Тюлькыбашская	Хребты: Пскемский, Сандалашский, Угамский	Песчаники (31—34%)	Кварц, полевые шпаты, редко следы	Циркон, турмалин	Серицит, кальцит, доломит, кварц
				Алевриты (17%)	И д е н т и ч н ы		
Франский	Континентальная: косослойные, пролювиальные, русловые, озерные, болотные, конусы выносов	Тюлькыбашская	Хребты: Пскемский, Сандалашский, Угамский	Алевропелиты (5—6%)	Кварц, редко полевые шпаты, биотит, лимонит	Циркон, турмалин, апатит, гранат	Серицит, альбит, кальцит, кварц, доломит
				Аргиллиты (20%)	Кальцит и примесь терригенного материала	Циркон, гематит, магнетит, гранат, эпидот	Кальцит, кварц, альбит, серицит, доломит
Франский	Континентальная: косослойные, пролювиальные, русловые, озерные, болотные, конусы выносов	Тюлькыбашская	Хребты: Пскемский, Сандалашский, Угамский	Известняки: (14—50%) а) песчанистые разности; б) доломитизированные; в) органогенно-детритусовые	Кальцит и примесь терригенного материала	Циркон, гематит, магнетит, гранат, эпидот	Кальцит, кварц, альбит, серицит, доломит
				Конгломераты (25%)	Гальки кварца, яшм, песчаников, алевролитов, сланцев, известняков		Кальцит, кварц, доломит, эпидот, мусковит
Франский	Континентальная: косослойные, пролювиальные, русловые, озерные, болотные, конусы выносов	Тюлькыбашская	Хребты: Пскемский, Сандалашский, Угамский	Песчаники: полимиктовые крупно-, средне- и м/зернистые (50%)	Кварц, полевые шпаты, (ортоклаз, плагиоклаз)	Турмалин, циркон	Кварц, серицит, гематит, кальцит, барит
				Алевролиты (20%)	Кварц, полевые шпаты, хлорит, мусковит, лимонит, магнетит	Сфен, апатит, гранат, эпидот, роговая обманка	Кварц, серицит, барит, альбит
Франский	Континентальная: косослойные, пролювиальные, русловые, озерные, болотные, конусы выносов	Тюлькыбашская	Хребты: Пскемский, Сандалашский, Угамский	Кварциты (5%)	Кварц, обломки кварцитов, роговиков, слюды	Кварц, серицит	

## северной части Чаткальской подзоны (междуречье Пскем—Чаткал)

Цемент		Структура	Текстура	Отличительные признаки фации, фауна
тип	состав			
Базальный, поровый	Карбонатный	Псаммитовая	Средне- и мелко-слоистая	Преобладание гидроморфной окраски
песчаникам			Листовато-слоистая	Линзовидное переслаивание карбонатных и обломочных пород
Соприкосновения, поровый	Карбонатно-серицитовый, кварц-серицитовый	Алевропелитовая		Увеличение карбонатности в обломочных породах и значительная примесь (30%) терригенного материала в карбонатных
Базальный	Карбонатный		Мелко- и среднекристаллическая	
Поровый, базальный	Железисто-кремнистый, Железисто-карбонатный	Псефитовая	Массивная	Преобладание аэроморфной окраски
Порово-песчаный, соприкосновения, регенерационный	Железисто-серицитовый, карбонатно-железистый, карбонатно-железисто-слюдистый	Псаммитовая	Средне-слоистая	Незначительное количество карбонатов в цементе и отсутствие прослоев карбонатных пород
Поровый, соприкосновения	Железисто-серицитовый и карбонатный			Почти полное отсутствие глинистых пород
Соприкосновения и регенерационный				Низкая фациальная изменчивость пород
Гранобластовый	Кварцевый, серицитовый	Массивная, толстослоистая		Преобладание в разрезе обломочных пород
				Незначительное количество аутигенных минералов

тием у берегов прибрежных песчаных фаций, а далее от берега — известняков и доломитов. В прибрежной зоне свинец, цинк и медь присутствуют в кларковых значениях.

В северной части Чаткальской подзоны (междуречье Пскем—Чаткал) литологическими исследованиями были охвачены красноцветные отложения девона франского яруса (Сургутанова, 1965; Назарова, 1970).

Красноцветные формации здесь представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, кварцитами и кварцитовидными песчаниками, а также переслаиванием карбонатных и карбонатно-песчаных пород с прослоями песчаников и алевролитов. Залегают они на различных горизонтах кембро-ордовикской толщи с угловым и азимутальным несогласием.

В разрезах Пскемского и Сандалашского хребтов, в отличие от Угамского и Майдантальского, в основании красноцветных отложений девона залегают конгломераты от мелкогалечных до валунных, мощность которых варьирует от 12 до 40 м. Залегают они с размывом на авторской и сандалашской кембро-ордовикских свитах.

По литологическому составу, минералого-геохимическим и фациально-палеогеографическим показателям в составе исследуемых отложений отчетливо выделяются четыре свиты (ритмопачки, по Н. И. Назаровой): 1) конгломерато-песчаниковая; 2) алевролитопесчаниковая, 3) кварцитов и кварцитовидных песчаников и 4) известняково-песчаниковая. Все эти ритмопачки отчетливо прослеживаются по всему району с взаимными фациальными переходами.

Конгломерато-песчаниковая ритмопачка (свита) сложена темно-красными и зеленоватыми массивными породами либо совершенно лишенными слоистости, либо груболинзовидно-слоистыми с быстро выклинивающимися прослоями и линзами гравелитов и крупнозернистых песчаников. В свите отчетливо наблюдаются три элемента ритма: конгломераты, гравелиты и песчаники. Из них конгломераты составляют 40,5—60% (среднее значение), гравелиты—8—16%, песчаники 31—44% (табл. 15).

В основании каждого ритма залегают конгломераты и среднезернистые песчаники (первый элемент ритма). Заканчивается ритм мелкозернистыми песчаниками. Конгломераты массивные и толсто-слоистые. Обломки плохой и средней окатанности.

Песчаники розовато-красные, массивные, реже крупно- и средне-слоистые. Обломочная фракция плохой и средней окатанности и сортировки. Среднезернистые песчаники составляют 83—95%, а мелкозернистые — 4,51—10,76%.

В алевролитопесчаниковой ритмопачке (свите) ритмичное строение отложений наблюдается наиболее отчетливо. Здесь выделяются три элемента ритма: песчаники, мелкозернистые алевролиты и алевропелиты. Венчают разрез свиты в районе Тепара доломиты мощностью 1—2 м, прослеживающиеся по простиранию на 200 м. Обломочные породы пестрой окраски, средней и линзовидной слоистости, полимиктового состава, по простиранию не выдержаны. Песчаники часто фациально замещаются алевролитами. В результате местных перемылов русловыми потоками часть алевролитовых прослоев оказывается размывтой, а остатки их сохраняются в песчаниках в виде окатышей. Песчаники составляют 43,6—73,6%; алевролиты 43—26; алевропелиты 5—12, доломиты песчаниковые 0,09%.

В ритмопачке (свите) кварцитов и кварцитовидных песчаников наблюдаются розоватые, серые и розовато-красные разно-

сти. В основании каждого ритма залегают среднеслоистые кварцевые и кварцитовидные песчаники. Характерны среднезернистые разности, которые выше сменяются мелкозернистыми. В качестве третьего элемента ритма присутствуют маломощные прослои алевролитов. Кварцевые песчаники составляют 62—73,9%; алевролиты — 5—11,3%.

Фациальные признаки (табл. 15) изученных красноцветных отложений позволяют считать, что выделенные первая, вторая и третья ритмопачки свиты сформировались в континентальных условиях в обстановке преимущественно окислительной среды в зоне аридного климата в пределах аллювиально-дельтовой равнины и включают в себя осадки фаций речных, дельтовых и кратковременно пересыхающих озер. Образование их происходило после каледонского орогенеза на прилегающих к каледонидам участках.

Ассоциации минералов в этих фациях крайне обеднены. Во всех свитах из аксессуаров развиты только циркон, рутил, турмалин и слюды. Такие минералы, как гранат, сфен, рутил, анатаз, эпидот и роговая обманка встречаются значительно реже, в единичных зернах. Из аутигенных минералов в нижних терригенных свитах наиболее широко распространены кальцит, барит, реже доломит и метаморфические минералы — серицит, кварц, хлорит; киноварь и россыпное золото обнаружены Н. И. Назаровой (1971).

По поводу возраста рассматриваемых терригенных ритмопачек (свит) до сих пор нет единого мнения. Н. П. Васильковский считал, что низы красноцветной толщи могут быть отнесены к живецкому ярусу, так как в предживецкий век началась трансгрессия, охватившая территорию современных Пскемского и Угамского хребтов. По мнению А. С. Аделунга и А. С. Макарова, в районе современного Пскемского хребта существовали интрагеоантиклинальные поднятия, которые погрузились под уровень моря лишь во франском веке, поэтому вся красноцветная толща северной части Чаткальской подзоны относится к франскому ярусу. Н. И. Назарова считает ее верхнеживец — фаменской. Мы датировем ее фран—фаменской и мотивируем это следующими соображениями: проведенные нами исследования по типизации разрезов красноцветной толщи девона (Д. М. Сургутанова, Н. И. Назарова) подтвердили выводы Д. В. Наливкина (1927) и В. И. Попова (1937) о существовании возрастного скольжения фаций во времени и пространстве.

При сопоставлении разрезов девона северной части Чаткальской подзоны с южной и частично Кураминской подзоной (рис. 14) выяснилось, что полные разрезы девона, широко развитые в восточной части Чаткальского хребта, постепенно сменяются сингенетично сокращенными на левобережье р. Чаткал, а на правобережье отмечаются только сингенетично-эпигенетично сокращенные разрезы, которые параллелизуются с франскими песчаниками, развитыми на правобережье р. Терс.

Красноцветная толща девона в исследуемом районе, подстилая карбонатную формацию, датированную фаменским ярусом, является базальной, а образование базальных толщ происходит очень быстро в рамках яруса или даже части яруса.

М. П. Гарныш в 1935 г. в средней части разреза красноцветной толщи по Захтансаю обнаружил спинной хребет панцирной рыбы из рода *Bothriolepis sp.*, которая по заключению Д. В. Обручева характерна для отложений франского яруса. Все это позволило нам условно считать терригенные отложения (первая—третья ритмопачки) красноцветной толщи девона, развитые на правобережье р. Чаткал, франскими.



Известняково-песчаниковая (четвертая) ритмопачка существенно отличается от подстилающих ее первой, второй и третьей составом и разнообразием слагающих ее осадков. В строении четвертой ритмопачки участвуют аргиллиты, карбонатные породы (известняки) и смешанные карбонатно-терригенные породы (микстолиты). В прослоях известняков встречаются органические остатки, на плоскостях напластования наблюдаются знаки ряби волнений, фиксируется косая слоистость (микрослойчатость). Все эти признаки характеризуют осадки, слагающие четвертую ритмопачку, как образования волноприбойного фациального пояса.

Песчаники этой свиты шоколадного и коричневого цвета, мелкозернистые и тонкозернистые. Они составляют первый элемент ритма. Далее следуют тонкослоистые алевролиты серого, желтого и красного цвета (второй элемент ритма), листовато-слоистые аргиллиты серого и зеленовато-серого цвета (третий элемент ритма), маломощные с занозистым изломом. Завершается ритм микстолитами и известняками. В отличие от известняков фаменского века, они содержат до 30% терригенной примеси. Песчаники составляют 34—86%, алевролиты 5—6 и известняки 14—32%.

По поводу возраста этой свиты также имеются противоречивые мнения. А. С. Аделунг, А. С. Макаров, Л. И. Турбин и др. относят ее к франскому ярусу; Н. И. Ишназаров — к фаменскому; А. П. Титова и Н. И. Назарова считают, что переходная свита в разных участках датируется в рамках фран—фаменского веков. Последнее подтверждается нашими находками микрофауны (определения Н. М. Михно). В известняках Тепара собраны *Umbella sp.* плохой сохранности. Род *Umbella sp.* встречается в отложениях среднего — верхнего девона Русской платформы, Западного Приуралья и Средней Азии.

В Каратобе нами собраны *Umbella sp.*, *Parathuramina devonica* Vis; *Paratikhinella* (?), *Petchorina sp.*, встречающиеся в отложениях франского яруса верхнего девона Русской платформы.

В 1952 г. в районе Чаваты З. С. Румянцевой обнаружены в верхних слоях этой свиты *Umbella bella masc.*, характерные для верхов франского яруса Русской платформы. Южнее, в ур. Орта-Тукай, и севернее, в районе перевала Майдантал, также обнаружены прослои известняков с фауной франского яруса. И только в районе Каракасмака Д. М. Сургутановой собраны *Archaeosphaera sp.*; *Umbella aff. ollaria* E. Вук ова; *Umbella sp.*; *Umbella ollaria* E. Вук ова, характерные в Волго-Уральской области для отложений фаменского яруса.

Для континентальных отложений (базальные слои франского яруса — первая, вторая и третья ритмопачки) характерны следующие минеральные ассоциации. В конгломерато-песчаниковой ритмопачке ведущими являются мусковит, хлорит, магнетит турмалин, циркон и рутил. Алевролитопесчаниковую, а также ритмопачку кварцитов и кварцитовидных песчаников характеризуют рутил-роговообманково-турмалинсфен-цирконовая и хлорит-рутил-турмалин-цирконовая ассоциации минералов. Отличительной чертой пород, слагающих четвертую ритмопачку, является почти полное отсутствие слюд.

В конгломератах и алевролитах континентальных фаций постоянно

Рис. 14. Подразделение разрезов терригенной толщи девона на генетические типы и их сопоставление. Составила Д. М. Сургутанова с использованием материалов Н. В. Иванова, Л. И. Турбина, В. Буртман, А. С. Аделунга.

1—известняки; 2—аргиллиты; 3—алевролиты; 4—песчаники; 5—кварцитовидные песчаники; 6—кварциты; 7—конгломераты и гравелиты; 8—порфиросульфидная толща D<sub>1</sub>—D<sub>2</sub>; 9—сланцы кембро-ордовикской толщи нижнего палеозоя; 10—трансгрессивное несогласие.

преобладает  $\text{SiO}_2$  (от 54 до 96,2%);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  колеблется в пределах 0,32—16,1%;  $\text{CaO}$ —1,7—10,64%;  $\text{MgO}$ —0,6—3,6%; окисное железо — 0,350—1,300%. В континентальных фациях красные осадки преобладают над серыми. Они отличаются повышенным содержанием окисного железа — до 2% и сниженным закисного — до 0,3%; сульфидной серы 0,29—0,56%, сульфатной — 0,064—0,027%.

В осадках прибрежно-морского комплекса фаций  $\text{SiO}_2$  значительно меньше — от 5,6—56,7%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —2,4—12,8%;  $\text{CaO}$ —7,84—28%. Как правило, содержание закисного железа при наличии окисного достигает 0,465—0,926%, сульфидная сера составляет 0,033—0,08%, сульфатная — 0,009—0,012%.

Для изученных континентальных фаций характерен пестрый (в понимании Н. М. Страхова, 1960) тип распределения химических элементов. Среди обнаруженных (спектральным анализом) элементов только стронций, барий, титан, цирконий, хром, цинк и изредка медь устанавливаются в количествах, немногим выше их кларков. В их распределении не улавливается какой-либо определенной закономерности, так как в максимальных содержаниях они встречаются как в грубообломочных (конгломераты, гравелиты, песчаники), так и в алевролитах и алевропелитах. Выявленный нами пестрый тип распределения химических элементов подтверждает континентальный генезис красноцветных формаций.

Для осадков прибрежно-морских фаций характерна тенденция возрастания содержаний малых элементов от грубообломочных к тонкообломочным с максимальными значениями бария, стронция, марганца, свинца и цинка в количествах, превышающих их кларк на один порядок цифр в прослоях известняков и микстолитов. Повышенное содержание меди отмечено в зеленовато-серых прослоях алевролитов и аргиллитов. Так, третий элемент ритма алевролитов-конгломератовой ритмоподсветы содержит медь в количестве 0,01—0,05%.

М. Д. Трояновым во франкских отложениях Пскемского хребта специальными исследованиями выявлена четкая приуроченность повышенных содержаний меди к определенным породам в стратиграфическом разрезе. Так, в разрезе Тепарского купола медь в количестве 0,15% приурочена к «черным сланцам» (аргиллиты, по Д. М. Сургутановой), а в Аксарсайском куполе — к темным доломитам (0,04%). Нашими исследованиями уточнена приуроченность повышенных содержаний меди к завершающим элементам ритма — алевропелитам конгломератовой ритмопачки (Бадаксай); темно-серым рассланцованным доломитам песчаниковой ритмопачки (Тепарский купол; 0,04%) и к доломитизированным известнякам четвертой известняково-песчаниковой ритмопачки (Каратобе, Тепар, Майдантал; 0,01—0,02%).

В алевролитово-песчаниковой ритмопачке завершающим элементом ритма являются «черные сланцы», залегающие в виде маломощных (0,2—0,3 м) линз (Аксарсай), и темно-серые песчаниковые доломиты мощностью 1—2 м (Тепар), содержащие медь в количестве 0,01—0,1%.

Осадочное происхождение медистых рудопроявлений подтверждается многими исследованиями (М. А. Ахмеджанов, М. Д. Троянов, А. П. Титова, Н. И. Назарова, Д. М. Сургутанова). Не исключена возможность обнаружения здесь обогащенных участков меди за счет последующего эпигенетического перераспределения ее в зонах дробления вмещающих формаций. Обогащение рудными компонентами возможно также в результате инъекции интрузивных тел в участки осадочных толщ, содержащих сингенетичную медную минерализацию (М. А. Ахмеджанов, Д. М. Сургутанова).

В песчаниках второй песчаниковой пачки Майдантала Д. М. Сургутановой зафиксировано пластовое гематитовое рудопоявление, представленное вкрапленниками крупных чешуек железной слюдки. Мощность оруденелых песчаников колеблется в пределах 0,5—0,8 м, простираение до 10—12 м.

Н. И. Назарова в пестроцветных формациях Тюлькубашской свиты установила проявление ртути и золота. Киноварь обнаружена в породах четвертой ритмопачки. Некоторая обогащенность ртутью (до 1%) отмечена также в тяжелой фракции пород первой ритмопачки. В парагенезисе с киноварью устанавливаются золото и повышенные содержания эпигенетического анатаза. Н. И. Назарова выявила и описала три генетических типа золотой минерализации (1970):

1. Аллотигенный или россыпной — характерен для первой и второй ритмопачек; связан с косослойчатыми потоковыми песчаниками и цементирующим составом конгломератов.

2. Аутигенный (или хемогенный) характерен для аргиллитов и алевролитов алевролитопесчаниковой ритмопачки, формирующихся в восстановительной среде в озерных условиях.

3. Эпигенетический приурочен к зонам разломов и связан с легкопроницаемыми породами, перекрытыми малопроницаемыми.

Содержание золота в породах тюлькубашской свиты варьирует в пределах 0,01—0,03 г/т. В зонах разломов его количество увеличивается до 1,5—2 г/т. Д. М. Сургутанова совместно с Э. А. Дунин-Барковской провели исследования на висмут. Результаты показали, что переходная вторая ритмопачка является перспективной на висмут.

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Осадконакопление в девоне на территории Узбекистана определялось характером тектонического развития в этот период главнейших структурно-тектонических единиц Тянь-Шаня.

Северный Тянь-Шань (Киргизский хребет и др.) в девонский период имел геоантиклинальный режим развития и испытывал энергичную денудацию.

Срединный Тянь-Шань с раннего палеозоя развивался дифференцированно, вследствие чего в его пределах наметился ряд структурно-фациальных зон, отличающихся специфическими чертами тектонического развития (характерно постепенное опускание территории с юга на север).

Южный Тянь-Шань (Алай-Кокшаальская структурно-фациальная зона, хребты: Кокшаальский, Алайский, Туркестанский, Нуратау, Кызылкумские возвышенности и Султануиздаг) с додевонского времени являлся геосинклиналью, связанной с Уральским геосинклинальным морским бассейном.

Район междуречья Исфайрам—Сох (Туркестано-Алайская подзона) в нижнем девоне опускается и заполняется терригенными осадками. Вещественный состав этих пород, степень окатанности обломков, направление галек в конгломератах, ориентировка косой слоистости позволяют считать, что основной привнос материала в бассейн седиментации осуществлялся с севера. Источником питания являлись силурийские метаморфические и осадочные образования, широко распространенные на северном склоне Алайского хребта. Таким образом, в жединское время на этой территории существовал мелкозаливный морской режим. К юго-западу от Алай-Кокшаальской зоны располагается Гиссарская структурно-фациальная подзона, юго-западная часть которой

в девоне была сушей. Западный участок центральной части в нижнем девоне был погружен под уровень моря.

Колебательные движения, охватившие Кураминскую подзону в живетский век, обусловили ее прогибание и наступление на нее моря со стороны бассейна Туркестано-Алайской структурно-фациальной подзоны, имевшей связь с Западно-Европейским геосинклинальным бассейном, что устанавливается по общности фауны.

В Кураминской подзоне в основании трансгрессивной толщи, сложенной карбонатными осадками  $D_2-C_1$ , залегают базальные слои, представленные красноцветной молассовой формацией, накопление которой происходило в эйфель—живетское время в условиях прогибающейся прибрежной равнины (Абрамович, 1957).

В начале живетского века южная часть Чаткальской подзоны испытывает погружение. Волна нисходящих движений захватывает и северную ее часть. Море, располагавшееся в южной части подзоны, продвигается к северу. На протяжении значительной части живетского века в южной части Чаткальской подзоны существовал мелководный морской режим. В результате дифференцированных колебательных движений в период оживления восходящих движений участками происходило обмеление и широкий разнос грубообломочного материала. В периоды затишья типичные морские условия продвигаются к северу. В конце живетского времени опускается южная часть Чаткальской подзоны и морской бассейн продвигается вплотную к северным частям. В это время на территории северной части Чаткальской подзоны существует субаквальная дельтовая равнина, куда с севера существовавшей в то время суши (Киргизский и Таласский хребты) сносился красноцветный терригенный материал. Он выносился временными (конусы выноса), а затем разносился мощными русловыми потоками. В конце франского века особенно обостряется борьба восходящих и нисходящих движений, выражающаяся в частой смене терригенных и карбонатных пород отлагающихся в условиях прибрежно-морского режима, участками приобретающего вид обособленных лагун. Эта борьба в скором времени сменяется опусканием всей области и накоплением мощной толщи известняков фаменского века.

## Глава V

### СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОГО КАРАМАЗАРА И ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА И ИХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ РУДОНОСНОСТЬ

Среднепалеозойские карбонатные формации широко распространены на территории Узбекистана, Казахстана, Киргизии и являются одним из главных месторождений рудных богатств, в частности полиметаллических руд.

Значительная часть свинцово-цинковых месторождений, размещающихся в указанных формациях, как показывают комплексные литолого-фациальные исследования и минералого-геохимическое изучение заключенных в них руд, оказываются образованиями сингенетично-эпигенетичными. Так, к свинцово-цинковым месторождениям Средней Азии и Казахстана, осадочный генезис которых достаточно обоснован (Юшко, 1969; Колпаков, 1952; Колотухина, 1956; Шилов 1969; Зорин, 1970; Потапочкин, 1970 и др.), относятся в различной степени метаморфизованные месторождения хр. Каратау (Южный Казахстан), размещающиеся в карбонатных формациях верхнего девона — нижнего карбона.

Осадочный генезис свинцово-цинкового оруденения Сумсар-Бозбутауского региона (Киргизия), приуроченного к доломитам живета, отстаивается А. М. Лурье (1960) и У. Асаналиевым (1962, 1970).

Комплексными геолого-минералогическими и литолого-фациальными исследованиями стратифицированных свинцовых руд в доломитах франа гор Калканата (Узбекистан, Срединный Тянь-Шань) установлен их сингенетично-эпигенетичный генезис (Абрамович, 1957—1968). К выводу об осадочном генезисе этих руд пришли Н. Н. Низаметдинходжаев (1957) и М. А. Ахмеджанов (1960).

Полученные И. В. Плещенко и другими исследователями результаты литолого-фациального и палеогеографического изучения среднепалеозойских рудоносных карбонатных формаций Учкулачского полиметаллического месторождения подтверждают высказанные ранее другими исследователями (Хамрабаев, 1958; Абрамович и Троянов, 1964; Троянов, 1968, 1970) представления о его сингенетично-эпигенетичном генезисе.

В 1961—1965 гг. Е. Л. Абрамович выполнено литолого-фациальное и геохимическое изучение среднепалеозойских карбонатных формаций гор Актау и горной гряды Мурунтау (Центральные Кызылкумы) в возрастных границах от верхнего силура до среднего карбона.

Результаты выполненных нами детальных литологических исследований среднепалеозойских карбонатных формаций различных регионов Узбекистана позволили сопоставить и дать обоснованную оценку их перспектив в отношении осадочного рудогенеза.

В данном кратком очерке приводится сжатая литолого-фациальная характеристика и оценка перспектив полиметаллической рудоносности среднепалеозойских карбонатных формаций трех районов: Северного Карамазара (Калканатинская и Алмалыкская рудные площади), хребтов Писталитау и Ханбанды (Учкулачское рудное поле) и Центральных Кызылжумов (Тамдытау—Актау, Мурунтау). Даются некоторые теоретические выводы о закономерностях локализации и размещения стратифицированного оруденения в карбонатных формациях.

Изученные карбонатные формации, кроме верхнесилурийских гор Тамды, принадлежат к единой девон—карбоневой трансгрессивной серии осадков со скользящей нижней возрастной границей, знаменующей начало развития срединотянь-шаньского ритмокомплекса ( $D_1^2 - C_2^2$ ). Эти формации занимают различную геотектоническую позицию и отвечают разным стадиям развития земной коры регионов, имеют неодинаковые литолого-фациальные характеристики и различные перспективы в отношении первичноосадочного полиметаллического оруденения.

### **ГЛАВНЕЙШИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ФАЦИАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ ДЕВОНА — НИЖНЕГО КАРБОНА СЕВЕРНОГО КАРАМАЗАРА И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДОЛОМИТАХ КАЛКАНАТЫ**

#### **Геотектоническая позиция Северного Карамазара**

Северный Карамазар (Калканатинская и Алмалыкская рудные площади) расположен на северных склонах юго-западной оконечности Кураминского хребта. По В. А. Николаеву (1930), Н. М. Синицину (1957) и Е. Д. Карповой и др., он располагается в пределах геоантиклинальной Кураминской зоны.

Мы приняли схему геологического районирования Средней Азии по В. И. Попову (1938, 1964), в соответствии с которой Северный Карамазар расположен в Приташкентской сердцевине Кураминской структурно-формационной подзоны. В прежних наших работах (А. В. Пуркин, Е. Л. Абрамович), посвященных выявлению закономерностей размещения и перспектив полиметаллической рудоносности Чирчик-Ангренского региона, интенсивно дислоцированные ордовик-силурийские осадочные и нижнедевонские вулканогенные формации с прорывающими их внутриэйфельскими гранитоидами, в отличие от вышележащих структурно-формационных этажей, мы называли доживетским складчатым основанием. Залегающая на нем трансгрессивная серия карбонатных формаций  $D_2 - C_1$  (с базальными слоями в основании), как показало последующее литолого-фациальное изучение этих формаций в горах Калканата (Абрамович, 1957а), имеет следующие отличительные черты. Мощности сравнительно небольшие (не более 1300 м), характеризуются расслоенностью, мелководностью фаций (в разрезе девона резко преобладают доломитовые субформации).

В строении разрезов принимают участие терригенные и смешанные обломочно-карбонатные осадки, подчеркивающие ритмическое строение их. Карбонатные отложения дислоцированы сравнительно невысоко и незначительно изменены процессами глубинного синдиогенеза (отсутствие дегидратированных минералов, широкое развитие карбонатных пород с криптокристаллическими структурами и отсутствие мраморизованных разностей среди них).

Все это подтверждает представление В. И. Попова о закрытии здесь внутри эйфельского века геосинклинали, когда закончилось обра-

зование складчатого фундамента, соответствующее здесь завершению развития южнотянь-шаньского ритмокомплекса ( $O_3^a-D_2^1$ ), включая и гранитный слой.

Таким образом, морские карбонатные формации Северного Кармазара являются образованиями постумной (постгеосинклинальной) стадии развития земной коры региона, а формации девона — нижнего карбона принадлежат к среднераннему и среднепозднему этапам среднотянь-шаньского ритмокомплекса ( $D_2^1-C_2^2$ ).

Регион включает две рудные площади — Алмалыкскую и Калканатинскую, в строении которых участвуют карбонатные формации девонского возраста, являющиеся и рудовмещающими.

Наиболее полно карбонатные формации развиты в горах Калканата, которые располагаются на западном крыле Кармазарского антиклинория. Эти формации сложены прибрежно-морскими, мелководными, перемежающимися, полифациальными, ритмически построенными карбонатными толщами с прослоями смешанных терригенно-карбонатных осадков, подчеркивающих ритмическое строение формаций. К пласту черных доломитов, являющихся последним элементом ритма четвертой ритмоподсветы второй ритмосвиты (по Абрамович, 1960) приурочено полиметаллическое оруденение.

Геологическое своеобразие Калканатинского участка, помимо приуроченности свинцовой минерализации к стратифицированному горизонту доломитов франского яруса, проявляется также в глубокой его эродированности, обусловившей вскрытие каледонского фундамента.

Алмалыкская рудная площадь, в отличие от Калканатинского участка, характеризуется широким проявлением варисского магматизма и гидротермального метаморфизма. Здесь в связи с многократно проявившимся вулканизмом среднепалеозойские карбонатные формации сохранились в виде обособленных блоков — ксенолитов, выступающих среди прорывающих их интрузий и верхнепалеозойских осадочно-вулканогенных формаций.

### **Ритмо- и литостратиграфическое расчленение осадочных формаций среднего и верхнего девона Северного Кармазара**

В разрезе средневерхнедевонской ритмотолщи мы выделили две ритмосвиты. В состав первой входят красноцветные прибрежно-континентальные отложения, представленные конгломератами, гравелитами, песчаниками, стратиграфически выше постепенно сменяющимися прибрежно-морскими мелководными карбонатными формациями, составляющими вторую ритмосвиту.

Среди терригенных отложений (первая ритмосвита) ритмичность выявляется по изменению механического состава — смене крупнообломочных пород (в начале ритма) на мелкозернистые и тонкозернистые (в конце ритма). В морских карбонатных отложениях (вторая ритмосвита) ритмичность проявляется в колебании терригенной примеси (тах в начале ритма и  $mp$  в конце) и изменении карбонатности и доломитости (тах в конце ритма). По этому принципу в составе первой ритмосвиты выделяются две ритмоподсветы, во второй — шесть.

Выполненное нами ритмостратиграфическое расчленение отложений рудоносного девона хорошо сопоставляется с биостратиграфическим расчленением формаций Кармазара (О. И. Сергунькова, табл. 16).

К последнему элементу ритма (доломитовым петрофациям) четвертой ритмоподсветы второй ритмосвиты (соответствует калькаратусовой

Сопоставление ритмостратиграфического расчленения (по Е. Л. Абрамович) с биостратиграфическим расчленением (по О. И. Сергуньковой) средне- и верхнедевонских отложений Калканаты (1956 г.)

Биостратиграфическое расчленение (по О. И. Сергуньковой)			Ритмостратиграфическое расчленение (по Е. Л. Абрамович)						
ярус	свита	мощность, м	ритмосвита	ритмоподсвита	мощность, м		краткая литологическая характеристика		
					ритмосвита	ритмоподсвита			
Франский	Такелинская (известково-мергелистая)	114,0	Вторая (морские отложения)	Фации открытого морского мелководья	535,95	67,6	Ожелезненные доломиты с прослоями известняков и мергелепаттумов		
	Умбетинская (продуктусовая)	98,0				Пятая	100,5— —108,1	Доломиты серые тонкокристаллические с прослоями известняков и мергелепаттумов	
	Джарбулакская (калькаратовая)	112,2				Четвертая	72,45— —97,85	Темно-серые «искристые» доломиты, обогащенные органикой и содержащие сингенетичные свинцовые руды. Известняки доломитовые со <i>Spirifer</i> ( <i>Cyrtospirifer</i> ) <i>calcaratus</i> Sow.	
Живетский	Песчано-мергелистая (сопоставлялась со «стригноцефаловой» свитой барактынтауского разреза)	233,6		Прибрежно-морские фации		Третья	404,10	23,95— —150,20	Преобладают доломиты с прослоями смешанных карбонатных пород. Встречается фауна, представленная <i>Thamnora aff. cervicornis</i> Blainv
						Вторая		42,45— —112,50	Доломиты, обогащенные терригенной примесью, с прослоями смешанных карбонатных пород, песчаников и алевролитов
	Первая	74,9— —89,5				Обломочные породы, переслаивающиеся со смешанными карбонатными (микстолитами, мергелепаттумами) и карбонатными породами			
	Конгломератовая (сопоставлялась с «атриповой» свитой барактынтауского разреза)	146,1	Первая (отложения прибрежной равнины)		59,3—287,1	Вторая		50,0— —145,6	Преобладают грубозернистые слабоотсортированные обломочные породы. Встречаются пачки и прослой карбонатных пород
Первая	60,2— —141,5								

свите  $D_3^1$  cal, по О. Н. Сергуньковой, ныне джарбулакская свита, табл. 16) приурочено свинцовое оруденение.

Джарбулакская свита (с рудоносными доломитами) в разрезах других массивов карбонатных формаций  $D_2-C_1$  Северного Кармазара не устанавливается. Тем не менее по литологическим признакам с рудоносными доломитами Калканаты в пределах Северного Кармазара (Алмалыкская рудная площадь) условно могут быть сопоставлены на рудных участках Накпай, горизонт «Б» (метаморфизованные доломитовые известняки), и Балыкты, горизонт «II».

По-видимому, прав С. Т. Бадалов (1970), усматривающий в сингенетичной вкрапленности сульфидов свинца и цинка в карбонатных формациях Кармазара источник для последующего (верхнепалеозойского) формирования крупных полиметаллических месторождений Алмалыкской рудной площади (в развитии идей, высказанных ранее А. Н. Тугариновым, 1957).

### **Фациально-формационная характеристика девонских осадочных отложений Северного Кармазара**

Отложения первой ритмосвиты — конгломераты, гравелиты песчаники и алевролиты по ряду характерных признаков (Абрамович, 1957а, 1968) могут быть отнесены к молассовым формациям раннего этапа постумной стадии развития земной коры.

Палеогеография времени образования молассы следующая. Моласса формировалась в условиях прибрежной равнины. Главным источником сноса служили расположенные к северо-востоку и востоку каледониды, сложенные метаморфическими толщами ордовика—верхнего силура, кислыми вулканогенными формациями нижнего девона и доживетскими гранитоидами. Снос обломочного материала в область аккумуляции осуществлялся главным образом, временными потоками и частично ветром (осадки подгорноверного и равнинно-долинного динамических фациальных поясов, Попов, 1963).

Выявленные Н. И. Назаровой (1971) в молассах Кураминского хребта повышенные кларковые содержания золота обязывают геологов более детально изучать эти отложения в пределах рассматриваемого региона.

Основной палеогеографической особенностью терригенных формаций Северного Кармазара является постепенный переход их в стратиграфически вышележащие морские карбонатные формации (вторая ритмосвита, по Е. Л. Абрамович, 1968). Смена фаций в разрезе обусловлена геотектоническим фактором, вызвавшим изменение палеогеографии района. В этой переходной физико-географической обстановке возникает терригенно-карбонатная формация типа параллических псевдофлишOIDных формаций (в понимании В. И. Попова), состоящая из перемежающихся прибрежно-континентальных и прибрежно-морских осадков (перемежаемость равнинно-долинных и подводнодельтовых фациальных поясов).

Стратиграфически вышележащие морские осадки  $D_2-C_1$  являются образованиями подводноравнинного фациального комплекса. Они представлены мелководными, прибрежными карбонатными формациями, в составе которых наиболее развита мелководная прибрежная карбонатная слоистая формация, обладающая сложным многочленным субформационным строением. Различаются субформации: мелкозаливная тонкослоистая известняковая субформация; волноприбойная органогенно-детритусовая известняковая (в границах четвертой ритмопод-

свиты второй ритмосвиты, рис. 15); доннотеченевая, массивнослоистая доломитовая (Курусай, Каратагата и Каракия— $D_3^1$ ); мелкозаливная застойная рудоносная доломитовая ( $D_3^{1-1}$ ) и др.

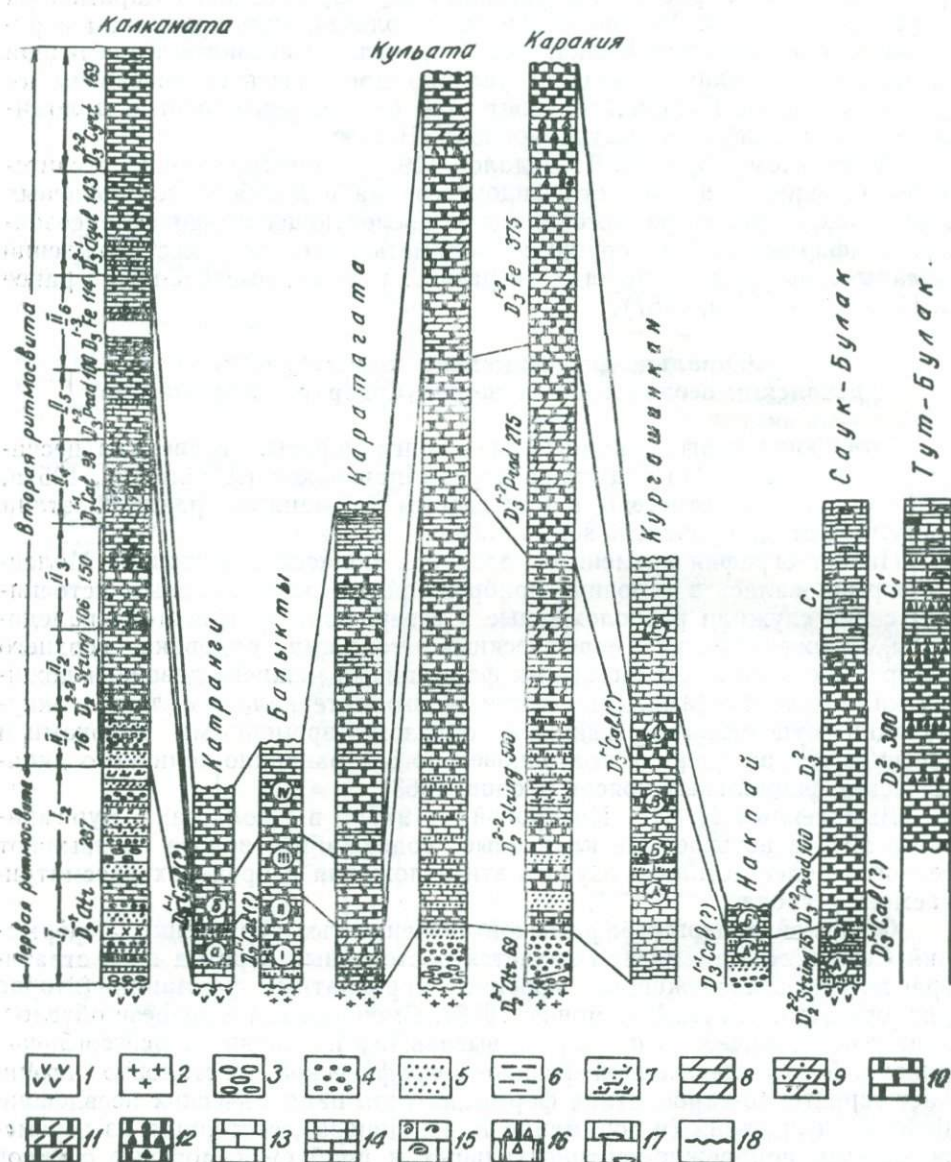


Рис. 15. Литолого-стратиграфическое сопоставление разрезов карбонатных формаций ( $D_2$ — $C_1$ ) Северного Каразарсара (по данным Е. Л. Абрамович, Ф. Ф. Викторова, И. Н. Кузнецова и др., В. Б. Тохсырова и др., И. Б. Федоровой).

1—вулканогенная порода; 2—гранодиорит-порфир; 3—конгломерат; 4—гравелит; 5—алевролит; 6—микстолит; 7—мергель; 8—мергель; 9—мергелепаттум; 10—доломит; 11—доломит мергелистый; 12—доломит рудоносный; 13—известняк; 14—известняк тонкослонный; 15—известняк органогенно-детритусовый; 16—брекчии; 17—кремниевые желваки; 18—поверхность несогласия.

Рудоносная доломитовая субформация (мелкозаливный факультальный пояс) обладает всеми признаками осадков, образовавшихся в

застойных бассейнах с сероводородным заражением в илах. Эти доломиты характеризуются минимальным содержанием терригенной примеси, повышенным содержанием органического вещества, имеющего, по данным И. Н. Семашевой, сапропелевую природу. В них присутствует рассеянная вкрапленность пирита, с которой ассоциируют выделения сульфидов свинца и цинка и сопровождающие их нерудные минералы (кварц, барит, перекристаллизованный белый доломит).

Учет фациальной характеристики рудоносных доломитов и структурно-текстурных особенностей рудных выделений и другие признаки позволили нам рассматривать полиметаллическое оруденение в доломитах Калканаты как сингенетично-эпигенетичное.

Мы параллелизовали рудоносные фации с серией «иловая впадина», по Д. В. Наливкину (Абрамович, 1957а, 1959г). Впоследствии для рудоносных доломитов других участков Срединного Тянь-Шаня параллелизация была повторена В. М. Поповым (1964, 1968), У. Асаналиевым (1962, 1963, 1969), А. М. Лурье (1960, 1968).

Приуроченность полиметаллического оруденения к стратифицированному горизонту доломитов, обладающих минералого-геохимической характеристикой, отличной от других доломитовых пород разреза  $D_{2+3}$  Калканаты, помогла нам выдвинуть идею о ведущей роли рудогенерирующих фаций в локализации сульфидного оруденения в перемежающихся полифациальных разрезах карбонатных формаций (Абрамович, 1963б). Впоследствии рудогенерирующие фации с аналогичной минералого-геохимической характеристикой В. М. Попов назвал рудообразующими (1970).

#### **ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ( $D_{2+3}$ ) СЕВЕРНОГО КАРАМАЗАРА**

Основными петрографическими типами пород, слагающих опорные разрезы  $D_{2+3}$  Северного Кармазара, являются доломиты (48%), гравелиты и песчаники (28%), смешанные обломочно-карбонатные породы (13%), известняки (5,5%), конгломераты (3%) и алевриты (2%).

Детальное минералого-петрографическое описание названных пород и условия образования отражены в работах Е. Л. Абрамович (1957, 1958, 1964б, 1968).

В изученных отложениях, помимо главных породообразующих минералов (доломит, кальцит, кварц, полевые шпаты, мусковит, биотит, хлориты, серицит) и второстепенных (гидромусковит, гидратированный хлорит, каолинит, Абрамович, 1959б, 1959в), присутствуют многочисленные акцессорные минералы, большая часть которых установлена в составе нерастворимого остатка карбонатных пород (Абрамович, 1959д).

В пачке (пластах) черных доломитов на протяжении 10—12 км в ассоциации с рассеянной сингенетичной вкрапленностью пирита наблюдается вкрапленность галенита (с включениями сфалерита), участками достигающая кондиционных содержаний. Эти минералы, учитывая структурно-текстурные особенности руд и рудных выделений (Абрамович, 1963а) и фациальную характеристику доломитового горизонта (застойная фация), мы отнесли к метаморфизованным аутигенно-диагенетическим минералам.

Наиболее распространенные акцессории — циркон, рутил, турмалин. Состав терригенных минералов свидетельствует о том, что источниками сноса являлись как изверженные породы (калиевые поле-





вые шпаты—ортоклаз, анортоклаз, плагиоклазы, альбит, олигоклаз, а также биотит, мусковит, сфен), так и метаморфические сланцы (турмалин, гранат, рутил, дистен и др.).

### СИНГЕНЕТИЧНО-ЭПИГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ДОЛОМИТАХ ФРАНСКОГО ЯРУСА КАЛКАНАТЫ

Металлогеническая специфика Калканатинской рудной площади заключается в приуроченности полиметаллической минерализации к стратифицированному горизонту доломитов франа, принадлежащих к фациям застойных бассейнов с сероводородным заражением в илах. Указанная минерализация является сингенетично-эпигенетичной. Наши представления об осадочном генезисе стратифицированных рудопроявлений Калканаты, помимо учета геотектонической позиции рудоносных карбонатных формаций и результатов литолого-фациального анализа их основывались на результатах следующего комплекса исследований: а) детального изучения минералого-парагенных ассоциаций сульфидной минерализации и структурно-текстурных особенностей минеральных агрегатов и индивидуумов (Абрамович, 1963а); б) сравнительного минералого-парагенного и геохимического анализа полиметаллической минерализации в доломитах с другими (гидротермальными) полиметаллическими рудопроявлениями Калканаты и Алмалыка, размещающимися в различных структурно-формационных этажах региона (от силура до позднего девона). Эти исследования подтвердили минералого-геохимическую обособленность полиметаллических руд в доломитах (Абрамович, 1959г, 1968).

Мы предприняли попытку выяснить генетические связи свинца с рудоносными доломитами (уточнение источников сноса, форм миграций и способов осаждения металлов в доломитовых илах) путем изучения геохимического поведения свинца в тесной увязке с выявлением геохимической истории железа, марганца, меди, бария, стронция, ванадия, титана, циркония, хрома (Абрамович, 1957б, в). Нам удалось выявить двойственное поведение свинца: один свинец носит черты явно кластофильного элемента (по Н. М. Страхову), появляясь с прочими малыми элементами — барием, титаном, цирконом, хромом, ванадием в тонкозернистых смешанных терригенно-карбонатных осадках (мергелях). Другой, показывающий максимум концентрации рассеянного свинца в доломитовом горизонте застойных фаций, образует местами рудные накопления, встречаясь в виде галенита в парагенезисе с кварцем, доломитом, баритом, пиритом и сфалеритом.

Учитывая фациальные особенности доломитов и геолого-минералогическую характеристику полиметаллической минерализации, мы убедились в том, что свинец в доломитах связан с седиментогенезом.

Рис. 16. Сокращенная литограмма девонских отложений хр. Ханбандытау. (Составил И. В. Плещенко, 1970).

1—известняк; 2—известняк доломитовый; 3—известняк глинистый; 4—известняк с обломками; 5—пелит; 6—алевролит; 7—песчаник; 8—гравелит; 9—конгломерат; 10—кварцевый порфир и туфы.

#### Фации

Мелкозаливный фациальный пояс: 11—обломочная зона; 12—иловая зона.

Волюприбый фациальный пояс: 13—обломочная зона; 14—иловая зона.

15—косая слоистость; 16—косая перекрестная слоистость; 17—знаки течений; 18—следы оползаний;

19—направление сноса по косой; 20—брахиоподы; 21—мшанки; 22—амфиоры; 23—криноиды; 24—кораллы.

Галенит: 25—пылеватый; 26—вкрапленный; 27—прожилковый.

Сфалерит: 28—пылеватый; 29—вкрапленный; 30—прожилковый.

Пирит—марказит: 31—пылеватый; 32—вкрапленный; 33—прожилковый; 34—битумы.

Доннотеченный фациальный пояс: 35—обломочная зона; 36—иловая зона.

Поставщиком свинца, как было доказано нашим минералого-геохимическим изучением (Абрамович, 1959а, д), и в дальнейшем подтверждено палеогеографическими исследованиями А. П. Титовой (1971), явились кислые вулканогенные формации нижнего девона (Камчикское поднятие). Поскольку рудоносные доломиты образовались в межотмелевых впадинах в условиях затишья и изоляции от привноса терригенного материала (Абрамович, 1957а), допускалась возможность осаждения свинца из разбавленных растворов (Абрамович, 1957в). Это положение нашло признание у Н. М. Страхова (1960), а впоследствии отражено У. Асаналиевым (1962, 1963, 1966а, 1969) и В. М. Поповым (1964, 1968).

Рассеянное органическое вещество, имеющее сопропелевую природу, в разрезе карбонатных формаций Калканаты повсеместно присутствует в количестве от 0,01 до 0,15%. Под микроскопом обнаруживается по различной степени замутненности карбонатных минералов. И. М. Семашева высказывает предположение, что оно сорбировано на дефектах кристаллической решетки карбонатов. Учитывая региональность распространения пигментированных органикой карбонатных пород  $D_3-C_1$ , можно полагать, вслед за Страховым (1955), что источником его послужили планктонные микроводоросли. Наблюдаемое органическое вещество в карбонатных формациях является реликтовым, так как часть его была отжата в период катагенеза и вынесена за пределы формации, часть израсходована на восстановление металлов в осадке.

Повышенное содержание органического углерода приурочено к рудоносным доломитам, отличающимся минимальным содержанием терригенной примеси (застойные рудогенерирующие фации). Физико-химический смысл этого заключается в следующем. Органическое вещество, являясь хорошим сорбентом, способствовало осаждению растворенных металлов. В иле органическое вещество обеспечивало микробиологический процесс сульфатредукции с образованием сульфидов металлов — свинца, цинка, меди.

Характерной чертой полифациальных разрезов Калканаты является частое чередование образований контрастных фаций. Рудогенерирующими среди них являются застойные фации, занимающие в разрезе сравнительно небольшой объем (Абрамович, 1963б), для которого воды всего морского мелководья служили источником металлов (табл. 17).

Разрез по Каракиясаю (рис. 15) представляет собой монотонную толщу доломитов, равномерно пигментированных органическим веществом по всему разрезу.

По соотношению  $S_{орг}$  и нерастворимого остатка можно считать, что вся эта толща образовалась в физико-химических условиях, близких к образованию рудоносных доломитов Калканаты. Однако подобные условия существовали на большой территории в течение длительного времени, благодаря чему тяжелые металлы рассеивались в однородной толще осадков. Условия для их преимущественной концентрации в каком-либо участке отсутствовали.

Таким образом, органическое вещество, будучи хорошим адсорбентом тяжелых металлов и способствуя процессу сульфатредукции и сероводородному заражению в илах, обеспечивает появление в осадке сульфидов тяжелых металлов. Однако накопление сульфидных руд в локальных относительно маломощных горизонтах зависит от конкретной геотектонической обстановки осадконакопления, определяющей строение разрезов карбонатных формаций.

Одной из отличительных особенностей постдиагенетических изменений пород и руд, согласно К. М. Страхову (1962), является вытеснение

микробиологических процессов чисто химическими. Поэтому результаты этих преобразований можно оценивать с точки зрения физической химии.

Для диагенетических сульфидов, возникающих при участии микробиологических процессов (Бутузова, 1970), характерны колломорфные и органогенные структуры. Сульфидные образования Калканаты в основной массе являются кристаллическими агрегатами, свидетельствующими о переотложении их химическим путем. Нерудные минералы, сопутствующие оруденению, представлены перекристаллизованными доломитом, баритом и кварцем. Сферолитовые (гелевые) структуры единичны.

Об участии в переотложении минеральных веществ растворов, циркулирующих в уже сформировавшихся породах, свидетельствуют прожилковые и брекчиевидные текстурные типы руд.

Таблица 17

Содержания  $S_{орг}$ , нерастворимого остатка и фоновых концентраций рудных элементов по 10-балльной шкале в разрезах карбонатных формаций Северного Кармазара

кол-во проб	Разрез Калканаты						Разрез Каракияся						
	$S_{орг}$ (н. о.), %	нераств. остат., %	Cu	Pb	Ni	Au, $\frac{\mu}{m}$	свита	кол-во проб	$S_{орг}$ (н. о.), %	нераств. остат., %	Ni	Cu	Pb
			балл								балл		
4	0,49	6,21	2	0,5	—	—	Моголтауская ( $D_2$ ), 1+2+3 ритмоподсвиты	18	1,13	6,72	0,2	2	1,2
4	0,22	14,61	2,3	1	0,5	—	Умбетинская ( $D_3^{1-2}$ ),						
10	0,73	13,51	2,1	2,2	0,6	0,001	5 ритмоподсвита	15	2,25	2,68	—	2,0	1,8
16	1,09	8,10*	2,3	2,3	1,3	0,008	Такелинская ( $D_3^{1-3}$ )	52	2,86	2,45	—	1,7	0,2
12	0,42	12,00	2,0	1,9	0,3	0,002							

Примечание: н. о. — нерастворимый остаток.

Следует, конечно, иметь в виду, что наличие в рудах скелетных кристаллов роста доломитов с зонами, выполненными галенитом, пойкилитовые включения галенита в идиоморфных кристаллах доломита и другие структуры могут говорить о частичной перекристаллизации руд в твердом состоянии (близоодновременное образование рудных и сопровождающих нерудных минералов).

Химическое осаждение сульфидов из растворов должно происходить в порядке увеличения их произведений растворимости (ПР). В первую очередь должен выпасть сульфид свинца ( $ПР=1,10^{-24}$ ), затем цинка ( $ПР=4,10^{-24}$ ) и последним — железа ( $ПР=4,10^{-19}$ ). В пласте рудоносных доломитов в минеральных ассоциациях наблюдается обратная последовательность. Наиболее ранний — пирит, затем сфалерит, а самый поздний — галенит.

Поскольку в рудоносном горизонте отсутствуют явные признаки привноса вещества гидротермальными или иными растворами, то при рассмотрении процессов катагенеза мы исходили из вещественного состава и свойств самих пород. По В. Н. Холодову (1970), это процессы автогенетические, по В. И. Попову (1966), — глубинного синдиagenеза.

Поэтому реально наблюдаемую возрастную последовательность образования минералов и связь рудных выделений с перекристаллизованным доломитом и гребенчатым кварцем правильно ставить во взаимосвязь с меняющимися параметрами рН поровых растворов, циркулирующих в доломитах.

Как показывает физико-химическое рассмотрение процессов сульфидообразования (Семашева, Абрамович, 1972), оно само вызывает значительные колебания рН растворов. Поэтому при массовом отложении сульфидов наиболее легко растворимые из них начнут растворяться (образующийся раствор с повышенным рН будет для них агрессивным). В соответствии с величинами растворимости в первую очередь должен раствориться пирит, затем сфалерит и позже всех галенит. Видимо, в шлифах мы и наблюдаем результат подобных процессов. Во всех парагенетических ассоциациях ранними оказываются более растворимые сульфиды — пирит и сфалерит, которые всегда несут на себе явные следы растворения. Галенит, сопровождаемый другими сульфидами, часто выполняет жеолоподобные полости. Это объясняется тем, что он может растворяться и транспортироваться только очень кислыми растворами, агрессивными для всех остальных сульфидов и, особенно, карбонатов. Такие кислые растворы могли перемещаться в доломитах только благодаря наличию кремнекислоты, которая, коагулируя в этой среде, изолирует карбонатную породу от агрессивного раствора. Часто наблюдаемые в доломитах трещинки и полости, выполненные призматическим кварцем, представляют собой, по-видимому, следы движения таких растворов.

Таким образом, кислые растворы приводят к растворению и перекристаллизации доломита и способствуют коагуляции находящейся в поровом растворе кремнекислоты. Поэтому наличие перекристаллизованных участков доломита вокруг выделений сульфидов и ассоциации последних с аутигенным кремнеземом может служить доказательством переработки доломитовой породы кислыми водами. Отсутствие явных признаков гидротермальной переработки пород позволяет считать наблюдающиеся изменения в доломитах следствием процессов сульфидообразования. Как только рудоносные доломиты оказались в силу специфической фациальной обстановки осадконакопления обогащенными рудными металлами и органическим веществом, то, естественно, что и процессы сульфатредукции с образованием сульфидных минералов протекали в них интенсивнее, чем в безрудных. Это в свою очередь предопределило и более интенсивные катагенетические преобразования рудоносных доломитов.

Несомненно, что перенос и переотложение минеральных веществ, особенно интенсивно протекавших в период диагенеза и катагенеза, продолжались и в дальнейшем в стадии регионального метаморфизма. Об этом свидетельствуют структурные особенности внутреннего строения кристаллических зерен сульфидов, а именно — зернистые структуры сфалерита. Наложение последних на монокристаллы сфалерита с полисинтетической структурой (выявляется в парах царской водки) и следы в минеральных агрегатах пластических деформаций (изогнутые и тонкие полисинтетические двойники халькопиритов) указывают на формирование калканатинских полиметаллических руд одновременно с вмещающими породами (Абрамович, 1959г), до проявления более поздних тектонических напряжений, вызывавших их смятие и метаморфизм заключенных в них руд.

**ГЛАВНЕЙШИЕ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ  
ДЕВОНСКИХ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ ПИСТАЛИТАУ  
И ГОР ХАНБАНДЫ  
(УЧКУЛАЧСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ)**

Эти формации расположены в пределах Ферганской переходной структурно-формационной зоны (Попов, 1964), в которой намечен ряд подзон. Накопление карбонатных формаций происходило в пределах Ош—Писталитауской кордильерной и Ханбандытауской субкордильерной подзон Ферганской переходной зоны в неспокойной тектонической обстановке, результатом чего в разрезах явились многочисленные перерывы в осадконакоплении и наличие обломочно-карбонатных осадков, подчеркивающих ритмическое строение разрезов, сложенных в целом прибрежно-мелководными, полифаціальными карбонатными толщами.

Мощность их большая — 2000—2500 м, дислоцированность интенсивная. Степень глубинного синдиогенетического изменения слабая и средняя. Интрузивные породы распространены незначительно и представлены штоком габбро в восточном окончании Писталитау и единичными дайками основного и щелочного состава.

Карбонатные формации входят в состав срединотянь-шаньского ритмокомплекса с нижней границей — верхний эйфель и соответствуют геосинклинальной стадии развития земной коры региона.

Девонские формации Ханбандытау и Писталитау расчленены И. В. Плещенко на эйфель-живетскую ритмолщущу с учкулачской (верхний эйфель — нижний живет) и ханбандытауской (верхний живет) ритмосвитами и на франскую ритмолщущу с ментской (нижний фран) и устькурусайской (верхний фран) ритмосвитами (рис. 16).

Свинцово-цинковая минерализация отмечена в обломочно-карбонатных осадках эйфельского яруса (нижнеучкулачская ритмоподсвита). Полиметаллическое оруденение, представляющее собой практический интерес (70% разведанных запасов свинца), размещается в карбонатных формациях нижнеживетского яруса (верхнеучкулачская ритмоподсвита). В основании ритмоподсвиты залегает пачка обломочных пород, являющихся образованиями подводного продолжения селевого конуса выноса, несенного с суши, расположенной к северу от Ханбанды. Выше залегает пачка серых доломитистых и доломитовых известняков, являющихся осадками преимущественно мелкозаливноиловой фаціальной подзоны с прослоями мелкозаливнообломочной и реже мелкозаливнозастойной фаціальных подзон с линзами сточнотечениевых тонкослоистых известняков. Свинцово-цинковое оруденение связано с доломитовыми и доломитистыми известняками этой пачки. Мощность рудоносной пачки достигает 236 м.

Характерной особенностью рудных тел являются их постепенные переходы во вмещающие породы, содержащие рассеянную минерализацию. Рудные тела не выходят за пределы рудоносных слоев. На всех участках рудного поля их минеральный состав прост и одинаков, отличается количественным соотношением слагающих минералов. Главными являются: галенит, сфалерит, пирит, марказит; второстепенными — халькопирит, борнит, таннантит. Сопровождающие нерудные минералы в порядке убывающих количеств — барит, доломит, кальцит. Значительно реже встречаются флюорит и кварц. Г. М. Чеботарев, отстаивающий гидротермальный генезис Учкулачского месторождения, выделил текстуры, образовавшиеся в процессе метасоматоза и заполнения пустот. В. М. Панин и З. М. Корнева изучили впоследствии ритмично полосчатые, органогенные и оолитовые текстуры полиметаллических

руд, свидетельствующих о сингенетично-эпигенетичном генезисе месторождения. Среди текстур они указывают колломорфные, обломочные, метаколлоидные и др., возникшие в процессе диагенеза и последующего метаморфизма осадков.

За осадочный генезис Учкулачского полиметаллического месторождения высказывались И. Х. Хамрабаев (1958), К. А. Набиев и др. Первое обоснование первично осадочной природы рудного вещества нашло отражение в опубликованных работах Е. Л. Абрамович и М. Д. Троянова (1964, 1965, 1970). Эти исследователи отнесли Учкулачское месторождение к группе осадочно-метаморфизованных.

Результаты детальных минерало-литологических исследований рудоносных карбонатных формаций гор Ханбанды, Пистали и их фациально-палеогеографического картирования, выполненных в 1969—1972 гг. И. В. Плещенко и В. М. Паниным, подтвердили сингенетично-эпигенетичный генезис полиметаллической минерализации Учкулачского рудного поля.

Признаками, подтверждающими этот вывод, помимо стратификации, ясного литолого-фациального и палеогеографического контроля, являются: а) возрастное несоответствие между свинцом (девон) и проявлением магматической деятельности (карбон); б) наличие кислых эффузивов, которые могли явиться источниками металлов; в) такие структурные особенности индивидуумов, как выделение сульфидов по зонам роста кристаллов доломита; г) наличие обломков нижележащих пород с сингенетичной минерализацией в основании ритмосвит и ритмоподсвит, залегающих выше оруденелых пластов карбонатных отложений по разрезу.

#### **ГЛАВНЕЙШИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ФАЦИАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ ВЕРХНЕГО СИЛУРА И ДЕВОН-КАРБОНА ТАМДЫТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ)**

В Тамдытау мы изучали верхнесилурийскую карбонатную формацию и карбонатные отложения, входящие в состав верхнесилурийской шлировой формации. Они размещаются в пределах собственно Южно-Тянь-Шаньской междуядерной зоны и соответствуют геосинклинальной стадии развития земной коры региона.

Верхнесилурийская карбонатная формация, сопровождающая шлировую, отличается небольшой мощностью (около 30 м) и относительно невысокой степенью метаморфизации. Здесь изобилуют морские органические остатки — табуляты, граптолиты, криноидеи. Нами в известняках собраны *Siringolites* sp. ( $S_1W_2-S_2ld$  — определение А. И. Кима), *Mesofavosites* sp. ( $S_1W_2-S_2ld$  — определение П. С. Дзюбо).

Верхнесилурийская морская мелководная прибрежная карбонатная слоистая формация так же, как и парагенная ей верхнесилурийская шлировая, включающая карбонатные осадки, накапливалась в межкордильерной подзоне Южно-Тянь-Шаньской междуядерной зоны, характеризующейся некомпенсированным характером осадконакопления (небольшие мощности осадочных формаций). Карбонатная формация принадлежит к среднепозднему этапу южнотянь-шаньского ритмокомплекса ( $O_3^a-D_1^2$ ). Изученные осадки являются образованиями главным образом волноприбойного динамического фациального пояса. О мелководном прибрежно-морском генезисе свидетельствует широкое развитие в составе формации карбонатно-обломочных пород, а также минеральный состав глинистого вещества, представленного гидрослюдами и каолинитом.

Выделяются три группы литогенетических типов карбонатных пород: 1) обломочные карбонатные породы с примесью органического детрита (конгломераты, гравелиты, песчаники); 2) органично-обломочные (органично-полидетритусовые известняки) и органические (?) комковатые известняки; 3) хомогенные известняки с органическим детритом и известняки криптокристаллические и перекристаллизованные (Абрамович, Махмутов, 1965).

Среди аутигенных минералов в составе карбонатных пород изучены кальцит, доломит, опал, гидроокислы железа, гидрослюда, полигорскит (?). Сульфиды свинца и цинка в этих формациях не установлены.

Терригенные минералы представлены кварцем и кальцитом. Среди акцессориев наиболее часто встречаются циркон, турмалин, эпидот, амфибол. В единичных образцах установлены рутил, гранат бесцветный, гранат бурый, ставролит, клиноцоизит, баркевикит, мусковит. В составе нерастворимого остатка карбонатных пород не встречены анатаз, биотит, сидерофиллит, плагиоклаз, а также апатит, установленные в терригенных породах, слагающих верхнесилурийскую шлировую формацию (Абрамович, 1972).

Терригенный материал верхнесилурийских формаций поставлялся поднятиями Кураминской подзоны Срединного Тянь-Шаня и местным Ауминза-Бельтауским поднятием.

В период образования карбонатных осадков привнос терригенного материала резко сокращался, вероятно, не столько за счет нивелировки и опускания континента, сколько из-за появления отмелей, препятствующих поступлению в область седиментации карбонатов разбавляющего их терригенного материала.

Среди новообразованных в стадии глубинного синдиагенеза — метаморфизма минералов установлены кальцит, халцедон, кварц, серицит, эпидот, серпентин, актинолит (?). Первичный криптокристаллический карбонатный агрегат приобретает granoобластовое строение. Перекристаллизация сопровождается метасоматозом, который приводит к появлению регенерационных структур.

Минеральные и структурные изменения известняков в соответствии с глубинной диагенетической зональностью позволяют отнести эти формации ко второй глубинно-фациальной зоне, показывающей существенные переходы к третьей (Попов, 1966).

Девонские и каменноугольные карбонатные формации гор Актау и Мурунтау характеризуются большими мощностями — свыше 2000 м (Абрамович, 1972б) и значительной степенью глубинного синдиагенетического и метафорфического изменения, проявляющегося в горах Актау превращением известняков и доломитов в мраморизованные разности.

Эти формации образовались в кордильерных подзонах Южно-Тянь-Шаньской междуядерной зоны, заложенных еще в девонское время, в среднеранний — среднепоздний этапы ритмического формационного ряда срединнотянь-шаньского ритмокомплекса с нижней возрастной границей — нижний девон. Отметим наиболее важные черты их строения.

Разрезы этих формаций в горах Актау и Мурунтау сложены мощными (более 2000 м) монотонными толщами известняков и доломитов (рис. 17). Среди среднедевонских известняковых толщ Мурунтау установлены мощные пачки (тентакулитовые известняки эйфеля и тонкослоистые живета), принадлежащие к относительно глубоководным фациям — течениевому и центральноотстойному динамическим фациальным поясам (рис. 17). Генетический интерес представляют

доломитовые субформации нижнего девона, в строении которых значительное участие принимают первичные седиментационные доломиты

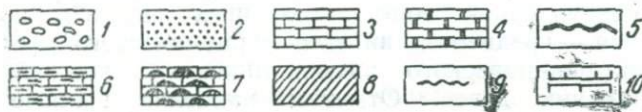
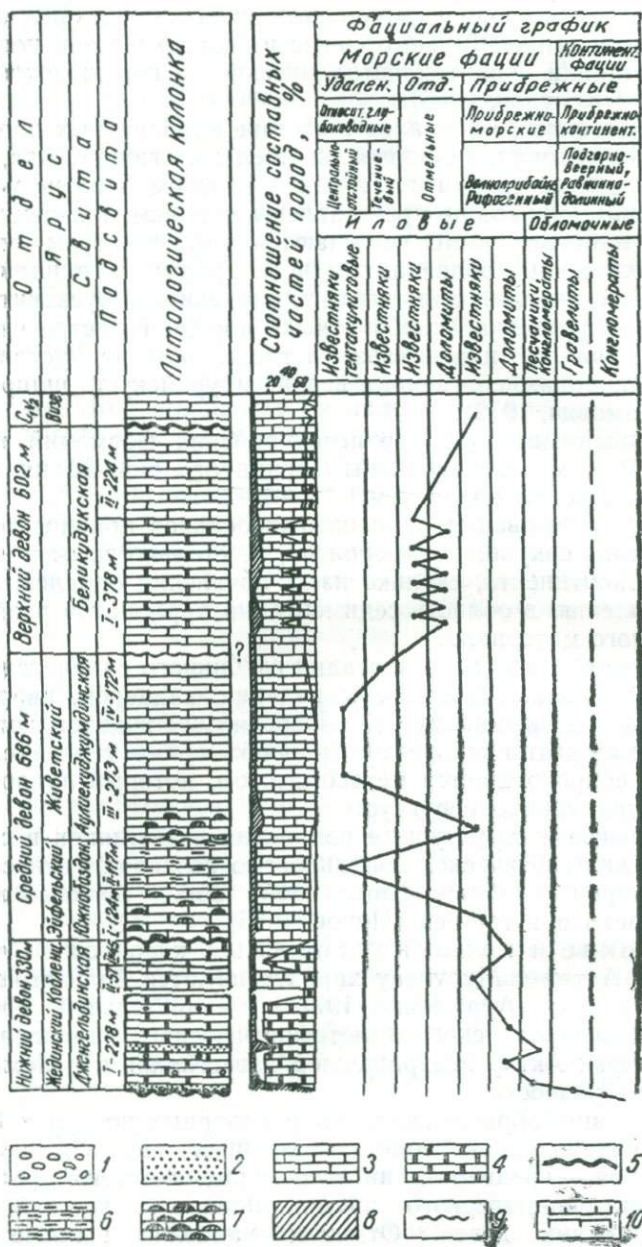


Рис. 17. Литограмма карбонатных формаций девона гор Мурунтау. (Составила Е. Л. Абрамович).

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — кальцит и известняки; 4 — доломит и доломитовые породы; 5 — трансгрессивное налегание; 6 — известняки с кристаллистыми стяжениями; 7 — известняки пятнистые; 8 — нерастворимый остаток; 9 — размыв без видимого несогласия; 10 — тектонический контакт.

биогенного происхождения (Абрамович, 19686), являющиеся осадками рифогенного и волноприбойного динамических фациальных поясов.

В этих формациях полиметаллическое оруденение не установлено. Но они оказываются перспективными на бокситы, которые были обнаружены в горах Актау Ю. Ф. Финкельштейном и А. И. Мансуровым и др. (Набиев и др., 1965, 1971).

## ВЫВОДЫ

1. Большое значение в отношении возможностей рудоносности морских среднепалеозойских карбонатных формаций имеет их геотектоническая позиция.

Наиболее перспективными на полиметаллические руды оказываются карбонатные формации, расположенные в краевых частях междуядерных зон (переходные зоны), отвечающих геосинклинальной стадии развития регионов. К таким переходным зонам приурочено Учкулачское месторождение (Ферганская переходная зона) и, по-видимому, группа полиметаллических месторождений Каратау и Сумсарского рудного поля (Срединный Тянь-Шань). Приуроченность полиметаллических месторождений мира предположительно осадочного генезиса к краевым частям геосинклинальных зон была подмечена ранее М. М. Константиновым (1963).

2. Перспективными на полиметаллы являются карбонатные формации, отличающиеся сложным ритмичным строением разрезов с наличием в их составе резко отличных от других осадков в фациальном отношении рудогенерирующих фаций. Так, рудоносными оказываются карбонатные формации гор Ханбанды (Учкулач) и Северного Карамзара (Калканата).

Эти формации сближает сложное строение их разрезов, которые состоят из перемежающихся прибрежных, мелководных карбонатных осадков, принадлежащих к различным динамическим фациальным поясам и зонам. В строении этих разрезов заметную роль играют обломочные и смешанные терригенно-карбонатные осадки, подчеркивающие цикличное накопление карбонатных формаций. Подмеченная связь полиметаллического оруденения с ритмичностью осадконакопления карбонатных формаций Калканаты получила подтверждение при анализе строения разрезов других рудоносных карбонатных формаций Срединного Тянь-Шаня (Асаналиев, 1962, 1968) и отражена В. М. Поповым (1960, 1964, 1968).

Собственно рудоносными петрофациями, названными нами (1963) рудогенерирующими, в разрезах этих формаций являются относительно маломощные и протяженные стратифицированные доломитовые субформации (Калканата), либо имеющие подчиненное развитие в разрезах карбонатных (преимущественно известняковых) толщ доломитистые известняки и известковые доломиты (Учкулач).

В фациальном отношении рудогенерирующие осадки являются образованиями мелкозаливного фациального пояса с благоприятным рельефом дна морского бассейна (оруденение Калканаты и основная часть промышленных полиметаллических руд Учкулача) и меньше—волноприбойного фациального пояса (Учкулач—полиметаллическая минерализация в карбонатных осадках ментской свиты).

Безрудными (в отношении полиметаллов) оказываются мощные монотонные среднепалеозойские ( $D_1^2 - C_2^2$ ) карбонатные толщи Центральных Кызылкумов (горы Актау, Мурунтау), в которых отсутствуют резко отличные по свей литолого-фациальной характеристике относительно маломощные рудогенерирующие петрофации (Абрамович, 1963б). Свинец и цинк в них рассеиваются. Однако эти карбонатные

формации, накопление которых протекало с длительным перерывом внутри нижнего—среднего карбона, перспективны на бокситовые руды.

3. Для рудоносных карбонатных формаций Южного Тянь-Шаня подтверждается высказанное нами ранее для Срединного Тянь-Шаня положение о том, что поставщиком свинца и цинка являлись кислые вулканогенные формации нижнего девона.

Выполненные М. А. Ахмеджановым (1969) и О. М. Борисовым (1969) региональные исследования по изученным районам совпадают с нашими более ранними выводами (Абрамович, 1959а, г, 1964а) о том, что главным источником сноса свинца и цинка, накопленных в виде сульфидов в девонских карбонатных формациях Западного Узбекистана и Приташкентского района, являлись нижнедевонские вулканогенные формации кислого состава.

4. Еще отчетливей связь рудоносных карбонатных формаций с вулканогенными формациями кислого состава силур—девонского возраста проявляется в пределах Южного Тянь-Шаня. Это влияние петрографо-геохимического состава размывающегося континента четко выявляется во взаимосвязи с учетом выдвинутого нами ранее (1959а, 1959 г) положения о скольжении рудоносных карбонатных фаций во времени для Срединного Тянь-Шаня от эйфель-живета (Учкулач, Сумсар), франа (Калканата) до верхнего девона—нижнего карбона (Каратау), связанных с распространением в этом направлении посленижедевонской трансгрессии морского бассейна.

Вследствие это положение о связи осадочных свинцово-цинковых месторождений с морской трансгрессией было принято в тех же границах для Срединного Тянь-Шаня У. Асаналиевым (1962, 1966б, 1969) и приобрело значение одного из ведущих теоретических положений в работах В. М. Попова (1964, 1967, 1970), посвященных образованию полиметаллической минерализации в морских осадочных формациях мира.

Возвращаясь к рассмотрению среднепалеозойских карбонатных формаций Южного Тянь-Шаня (Нуратинский хребет, Центральные Кызылкумы), мы убеждаемся в том, что рудоносные карбонатные формации девона появляются с хребта Ханбанды и развиваются далее в северо-восточном направлении — Калканата — Сумсар (Срединный Тянь-Шань) в соответствии с распространением морской трансгрессии. При этом мы указывали, что в упомянутых регионах — Учкулач, Калканата и Сумсар (Абрамович, 1959г, 1964а, 1968) размывающимся континентом являлись кислые вулканогенные формации. К западу и северо-западу от гор Ханбанды морские среднепалеозойские карбонатные формации не несут полиметаллической минерализации, а силур-девонские вулканогенные и вулканогенно-плутонические формации, развитые на этой территории, представлены продуктами главным образом базальтоидной магмы, характеризующимися низкими кларковыми содержаниями свинца и цинка (по И. Х. Хамрабаеву и др.).

5. Наибольший практический интерес в среднепалеозойских карбонатных формациях представляет сингенетично-эпигенетическая минерализация, формирование которой протекало в несколько этапов преобразования (в том числе и в период эпигенеза) первично-накопившихся сульфидных руд. Это положение, как нам представляется, правомерно для руд Учкулачского рудного поля и Сумсарского месторождения.

6. Таким образом, перспективными на полиметаллы в пределах Западного Узбекистана, согласно нашим исследованиям, можно считать карбонатные формации, характеризующиеся следующей совокупностью признаков: а) расположением карбонатных формаций в краевых частях

Южно-Тянь-Шаньской междуядерной зоны; б) сложным отчетливо ритмическим строением разрезов; в) наличием в разрезах карбонатных осадков мелкозаливного пояса, обнаруживающих повышенное содержание органического углерода и несущих сингенетичную рассеянную вкрапленность сульфида железа, свидетельствующих об имевшем место в период их диагенетического существования сероводородном заражении в илах (рудогенерирующие фации); г) повышенным кларковым содержанием свинца в разрезах карбонатных формаций; д) наличием среди источников питания вулканогенных формаций кислого состава, в которых фоновые содержания свинца и цинка оказываются выше кларков в десятки раз.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович Е. Л. Фациальная характеристика средне- и верхнедевонских отложений Приташкентского р-на на участке гор Калканата и возможность сингенетичного накопления свинца в доломитах. «Изв. АН УзССР», сер. геол., 1957а, № 3.
- Абрамович Е. Л. Особенности распределения железа, марганца, меди и малых элементов в осадочных породах  $D_{2+3}$ . Приташкентского района. ДАН СССР, т. 116, 1957б, № 3.
- Абрамович Е. Л. К вопросу о накоплении свинца в отложениях  $D_{2+3}$ . Приташкентского района. ДАН СССР, т. 116, 1957в, № 5.
- Абрамович Е. Л. О диагенетических и метаморфических преобразованиях отложений  $D_{2+3}$  гор Калканата «Узб. геол. ж.», 1958, № 6.
- Абрамович Е. Л. К методике изучения генезиса сульфидных руд в осадочных толщах Приташкентского района. Ученые записки САИГИМС, вып. 1, Ташкент, 1959а.
- Абрамович Е. Л. Глинистые минералы в карбонатных отложениях  $D_{2+3}$  Приташкентского региона. «Узб. геол. ж.», 1959б, № 4.
- Абрамович Е. Л. Аутигенный магнезиальный гидрохлорит в карбонатных породах Калканаты. ДАН УзССР, 1959в, № 3.
- Абрамович Е. Л. О генезисе полиметаллического оруденения пластового типа в доломитах Калканаты (Приташкентский район). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1959 г., № 11.
- Абрамович Е. Л. Некоторые результаты минералого-петрографических исследований карбонатных отложений  $D_{2+3}$  Приташкентского района. ДАН УзССР, 1959д, № 10.
- Абрамович Е. Л. Опыт ритмостратиграфического расчленения средне- и верхнедевонских отложений Приташкентского района. «Узб. геол. ж.», 1960, № 6.
- Абрамович Е. Л. К классификации осадочных многосоставных пород средне- и верхнедевонских отложений Приташкентского района. Ученые записки САИГИМС, вып. 5, Ташкент, 1961.
- Абрамович Е. Л. К вопросу о генезисе и закономерностях размещения полиметаллического оруденения в карбонатной толще девона гор Калканата. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5, Изд-во «Наука» УзССР, 1962.
- Абрамович Е. Л. Структурно-текстурные особенности сульфидных руд сингенетично-эпигенетического генезиса на примере Калканаты. «Узб. геол. ж.», 1963а, № 5.
- Абрамович Е. Л. Еще раз о генезисе рудоносных доломитов Калканаты. «Узб. геол. ж.», 1963б, № 5.
- Абрамович Е. Л., Троянов М. Д. Главнейшие генетические особенности сингенетично-эпигенетичных полиметаллических месторождений Узбекистана. В кн. «Рудоносные осадочные формации и рудная зональность артезианских нефтегазоносных бассейнов Средней Азии», Л., Изд-во «Недра», 1964а.
- Абрамович Е. Л. Петрографическая характеристика обломочных пород средне- и верхнедевонского возраста Северного Карамазара. «Узб. геол. ж.», 1964б, № 5.
- Абрамович Е. Л., Махмудов А. Литогенетические типы карбонатных пород кыргызской свиты гор Тамды и их петрографическая характеристика. «Узб. геол. ж.», 1965, № 5.
- Абрамович Е. Л. О генетических типах доломитовых пород Актау (Тамдытау, Центральные Кызылкумы). «Узб. геол. ж.», 1967, № 6.
- Абрамович Е. Л. Особенности распределения некоторых элементов в карбонатных отложениях гор Актау (Центральные Кызылкумы). ДАН УзССР, 1968а, № 9.

- Абрамович Е. Л. О генезисе доломитовых пород нижнего девона горной гряды Мурунтау. «Литоология и полезные ископаемые», 1963б. № 6.
- Абрамович Е. Л. Стратифицированные свинцовые месторождения Калканаты и методики их изучения. Изд-во «Фан» УзССР, 1968в.
- Абрамович Е. Л. Литостратиграфическое расчленение карбонатных отложений гор Актау (Тамдытау, Центральные Кызылкумы). «Узб. геол. ж.», 1969а, № 2.
- Абрамович Е. Л. Особенности распределения Fe, Mn, Si и малых элементов в карбонатных отложениях девона Мурунтау (Центральные Кызылкумы). ДАН СССР, т. 186, 1969б, № 4.
- Абрамович Е. Л. Акцессорные минералы карбонатных пород девона Мурунтау. Записки Узб. отд. ВМО, вып. 21, 1970а.
- Абрамович Е. Л. Минеральный состав и генезис кремниевых стяжений в карбонатных породах девона Мурунтау (Центральные Кызылкумы). Записки Узб. отд. ВМО, вып. 22, 1970.
- Абрамович Е. Л. К геохимической характеристике верхнепалеозойской ( $C_2m_1$ ) шлировой формации Тамдытау. ДАН УзССР, 1971, № 5.
- Абрамович Е. Л., Плещенко И. В. Генезис стратифицированных полиметаллических месторождений в карбонатных формациях на примере среднепалеозойских отложений Западного Узбекистана. Тезисы докладов Всесоюзной межвузовской конференции «Современное состояние учения о м-ниях полезных ископаемых», Ташкент, 1971.
- Абрамович Е. Л. К геохимической характеристике верхнесилурийских терригенно-карбонатных формаций Тамдытау (Центральные Кызылкумы), ДАН СССР, т. 202, 1972, № 6.
- Абрамович Е. Л. К фашиально-формационной характеристике осадочных отложений верхнего силура и верхнего палеозоя ( $C_2m_1$ ) Тамдытау (Центральные Кызылкумы). «Узб. геол. ж.», 1972, № 2.
- Абрамович Е. Л. Генезис карбонатных (доломитовых) формаций среднего палеозоя Центральных Кызылкумов. Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
- Аделунг А. С., Кушнаръ С. А., Чихачев П. К. Юго-Западные Кызылкумы. В кн. «Геология Узб. СССР», т. 2, Изд-во горно-топливной и геолого-развед. л-ры», М.—Л., 1937.
- Аделунг А. С. Краткая характеристика геологического развития Чаткало-Кураминских гор. В кн. «Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор», Изд-во АН УзССР, 1958.
- Анкинович Е. А., Анкинович С. Г. Вещественный состав ванадиеносного горизонта в Каратау. Труды Казахского горнометаллургического ин-та, вып. 18, 1959.
- Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Изд-во АН КазССР, 1961.
- Архангельский А. Д., Рожкова Е. В. Об условиях накопления меди в осадочных породах «Бюлл. Моск. об-ва исп. природы», отд. геол., т. 10, 1932, № 2.
- Асаналиев У. Литоология и некоторые вопросы рудоносности средне- и верхнедевонских отложений Сумсар-Бозбутооского района (южного склона Чаткальского хребта). Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1962.
- Асаналиев У. Литоология рудоносных горизонтов среднего и верхнего девона Сумсар-Бозбутооского района (Чаткальский хребет). В сб. «Материалы по литологии, геохимии и оруденению осадочных толщ Тянь-Шаня», Изд-во АН КиргССР, 1963.
- Асаналиев У. Фашии средне- и верхнедевонских отложений Чаткальского хребта и связанные с ними полезные ископаемые. В сб. «Геохимия и оруденение осадочных толщ Тянь-Шаня». Фрунзе, «Илим», 1966б.
- Асаналиев У. Возрастное скопление сульфидообразующих фашии в Чаткало-Нарынской структурно-фашиальной зоне. Фрунзе, Изд-во «Илим», 1966в.
- Асаналиев У. Литологические особенности формирования и размещения стратифицированного свинцово-цинкового оруденения среднего палеозоя Срединного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1969.
- Асаналиев У. Типы концентраций свинца и цинка в осадочных формациях. В сб. «Стратиформные месторождения цветных металлов». Изд. Забайкальского филиала географ. общества СССР, Чита, 1971.
- Ахмеджанов М. А. Карбонатные отложения девона и карбона Чаткало-Кураминских гор и их роль в рудообразовании. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1960.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Геологическое строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана, т. 1, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
- Ахмеджанов М. А., Базарбаев Э. Р. Новые данные о возрасте кокпатасской свиты Букантау (Центральные Кызылкумы), «Узб. геол. ж.», 1967, № 5.
- Ахмеджанов М. А. [и др.]. Об ордовикских отложениях Узбекистана и прилегающих территорий, «Узб. геол. ж.», 1969, № 4.

- Ахмеджанов М. А. Геологическое строение фундамента западной оконечности Тянь-Шаня (Западный Узбекистан). Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1969.
- Ахмеджанов М. А. [и др.]. Основные черты строения и развития Южного и Среднего Тянь-Шаня. В кн. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Ахинбаев Ш. Т., Лощинин В. П. К литостратиграфии нижнепалеозойских отложений Тамдынских гор. В кн. «Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Бадалов С. Т. О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота в эндогенных кварцево-золоторудных месторождениях. В кн. «Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Бадалов С. Т. К методике геохимических исследований месторождений. «Узб. геол. ж.», 1969, № 6.
- Бадалов С. Т. К вопросу о генезисе эндогенного оруденения Карамазара. В сб. «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии рудных районов Узбекистана», вып. 22, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
- Баскаков М. П. Фосфоритоносные фации в палеозое Кызылкумов. ДАН СССР, т. 124, 1959, № 3.
- Бендик А. Т., Зарембо Ю. Г., Касавченко Г. В. Особенности локализации и распределение золотого оруденения, морфологические типы рудных тел Мурнтау. В кн. «Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане», Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Богданов А. А. Несогласия, их типы и значения их изучения, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1949, № 2.
- Борисов О. М. Курамино-Ферганский срединный массив и его положение среди герцинид Западного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1969.
- Ботвинкина Л. В. О трансгрессивных и регрессивных рядах фаций угленосных толщ. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 2.
- Ботвинкина Л. Н. [и др.]. Атлас литологических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Ботвинкина Л. Н. Слсность осадочных пород. Труды Геологического института АН СССР, вып. 59, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Бутузова Г. Ю. К минералогии и геохимии сульфидов железа в осадках Черного моря. «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 4.
- Бухарин А. К., Пяновская И. А., Пятков К. К. Положение Кызылкумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня и Урала. Изд. ТашПИ, вып. 4, 1964.
- Быковский Ю. К. Силурийские отложения Западного Узбекистана. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1969.
- Васильковский Н. П. О девонских интрузиях бассейна р. Ангрэн. Труды ИГ АН УзССР, вып. 4, Ташкент, 1949.
- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Изд-во АН УзССР, 1952.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.
- Вольфсон Ф. И., Некрасов Е. М. Свинец и цинк. В кн. «Металлы в осадочных толщах». М., Изд-во «Наука», 1965.
- Воронич Т. М. [и др.]. Основные черты магматизма и рудоносности Чаткальских гор. Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
- Гамалеев И. Е., Хамрабаев И. Х. Ванадий и молибден в силурийских отложениях гор Мальгузар, Нуратау и Тамды. «Узб. геол. ж.», 1958, № 2.
- Герасимов И. П., Чихачев П. К. Геологический очерк Кызылкумов. Изд. Главгеолразв. управления, вып. 82, 1931.
- Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических поисков методов руд цветных и редких металлов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Данчев В. И., Лурье А. М. О характеристике карбонатных отложений Кураминской ползоны и их роли в рудопроявлении. «Узб. геол. ж.», 1960, № 2.
- Данчев В. И., Шиловский П. П. Ванадий. В кн. «Метилы в осадочных толщах». М., Изд-во «Наука», 1965.
- Домарев В. С. Отличительные черты гидротермальных и метаморфических месторождений (регионально-метаморфогенной группы). ДАН СССР, 98, 1954, № 3.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., Изд-во «Недра», 1963.
- Жемчужников Ю. А. Периодичность осадконакопления и понятия ритмичности и цикличности. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1955, № 3.
- Залманзон Э. С. О сравнимости данных химического и спектрального анализов при литологических исследованиях. ДАН СССР, 1952, т. 86, № 6.
- Звягинцев О. Е. Геохимия золота. Изд-во АН СССР, 1941.
- Зорин Е. С. Геолого-геохимические особенности и генезис месторождения Миргалмская. Автореф. канд. дисс., Алма-Ата, 1970.

- Зубцов Е. И. Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы. Инф. сборн. ВСЕГЕИ, 1956, № 4.
- Исхаков С. А. О терригенных минералах нерастворимого остатка карбонатных пород  $D_{2-3}$  междуречья Исфайрам—Сох, ДАН УзССР, 1965, № 8.
- Исхаков С. А. Петрографо-минералогическая характеристика джидалинской свиты междуречья Исфайрам—Сох. В сб. «Геология, стратиграфия, сейсмология Узбекистана». Ташкент, Изд-во «Наука», 1966.
- Исхаков С. А. Петрографические типы карбонатных пород девона и карбона бассейна р. Исфайрам. В сб. «Геология, стратиграфия и сейсмология Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Наука», 1966.
- Казачков А. В. Фосфоритовые фации. Труды НИИ по удобрениям и инсектофунгицидам, вып. № 145, 1939.
- Каледа Г. А. Девонские отложения Южной Ферганы. В кн. «Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня», т. 2, Изд. Львовского ГУ, 1960.
- Каледа Г. А., Калистова Е. Л. Перекристаллизация карбонатных пород палеозоя Русской платформы. «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 6.
- Калинко М. Г. Песчаные породы. В кн. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород». т. II, Л., Гостехиздат, 1958.
- Карпова Е. Д. Новые данные по геологии Карамазара и Моголтау. В кн. «Советская геология», т. 34, М., Изд-во «Наука», 1959.
- Кнауф В. И. К тектонике северо-западного горного обрамления Ферганы. В сб. «Материалы по палеогеографии и тектонике Тянь-Шаня». Фрунзе, Изд-во «Илим», 1966.
- Колотухина С. Е. Литология и фации карбонатной толщи верхнего девона и нижнего карбона хр. Каратау (Южный Казахстан). Труды Геологического института АН СССР, вып. 4, 1956.
- Колпаков Н. М. Генезис полиметаллических месторождений Миргалисайской группы и методика их разведки, «Разведка недр», 1952, № 3.
- Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1958, № 11.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., Изд-во «Наука», 1965.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Опыт стадийного анализа терригенных пород геосинклинальной области (на примере мезозойских и палеозойских отложений Западного Верхоянья). В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. I, М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Кочетков О. С., Павлов Л. П. Титан и ниобий в сланцах Тимана, «Советская геология», 1967, № 7.
- Листова Л. П. Экспериментальные исследования в области некоторых цветных металлов в условиях гипергенеза. В сб. «Физические и химические процессы и фации». М., Изд-во «Наука», 1968.
- Листова Л. П., Бондаренко Г. Н. Растворение сульфидов свинца, цинка и меди в окислительных условиях. М., Изд-во «Наука», 1969.
- Лихачев Ю. А. [и др.]. Основные черты стратиграфии палеозоя Центральных Кызылкумов. Труды ВСЕГЕИ, вып. 2, нов. сер., т. 46, Л., Гостоптехиздат.
- Лихачев Ю. А., Владимирский В. С. Особенности развития складчатой структуры в палеозойском фундаменте Кызылкумов. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 2, т. 46, Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Лихачев Ю. А. [и др.]. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 105, вып. 15, Л., 1963.
- Логвиненко Н. В. О некоторых особенностях литогенеза терригенных пород геосинклиналей. «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 3.
- Лощинин В. П., Халецкая О. Н. Ритмостратиграфия тасказганской свиты в урочище Тасказган (Центральные Кызылкумы). «Узб. геол. ж.», 1969, № 3.
- Лощинин В. П. Распределение золота в докембрийских отложениях тасказганской ритмосвиты в урочище Тасказган (Тамдытау), «Узб. геол. ж.», 1971, № 4.
- Лукашев К. И. Очерки по геохимии гипергенеза. Минск, Изд-во АН БССР, 1963.
- Лурье А. М. Особенности геологического строения и закономерности распределения свинцово-цинкового оруденения Сумсарского месторождения. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1960.
- Лурье А. М. Закономерности распределения свинцово-цинковой минерализации в междуречье Гала-Кассан (Киргизия). М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Львов К. А. Протерозой и нижний палеозой Урала. «Бюлл. ВСЕГЕИ», Л.—М., 1958, № 1.

- Макаров А. С. К истории геологического развития северо-восточной части Чаткальского хребта в среднем палеозое. Труды Узб. геол. упр., вып. 1, М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Макарычев Г. И. Докембрийские и каледонские гранитоиды Срединного Тянь-Шаня и их положение в структуре. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1964, № 6.
- Маслов В. П. Геолого-литологический очерк среднего кембрия Приангарья (Восточная Сибирь). Труды ИГН АН СССР, вып. 15, сер. геол., № 5, 1970.
- Маслов В. П. Карбонатные проблематики округлой формы (оолиты и онколиты, сгустки и т. п. микрообразования). Труды ИГН АН СССР, вып. 15, серия геол. № 66, 1955.
- Меннер В. В. К вопросу о номенклатуре верхней группы докембрия. Доклады советских геологов на XXI сессии МГК, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Миллер С. Д. Методика и результаты металлометрических работ в Казахстане. Труды Всесоюзного совещания по геохимическим методам поисков рудных месторождений, М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Набиев К. А. [и др.]. О находке бокситовых пород в горах Актау (Центральные Кызылкумы), «Узб. геол. ж.», 1965, № 3.
- Набиев К. А. Карбонатные формации девона и карбона Западного Узбекистана. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1971.
- Назарова Н. И. Литология Тюлькубашской свиты Чаткальского района и палеогеографические предпосылки формирования некоторых полезных ископаемых. Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1971.
- Назарова Н. И. О золотоносности тюлькубашской свиты правобережья Чагкала. Труды САИГИМС, 1970.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии в палеозое. Труды III Всесоюзного съезда геологов, Ташкент, 1930.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях (географические условия образования осадков). т. I, II, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Наследов Б. Н. Кармазар, Труды ТПЭ, вып. 19, 1935.
- Низаметдинходжаев Н. Н. Об осадочном генезисе свинцового оруденения в известняках гор Калканата. «Изв. АН УзССР», сер. геол., 1957, № 3.
- Нифонтов Р. В. К вопросу о хемогенной золотоносности некоторых осадочных пород и ее значении для образования россыпных месторождений. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», М., Госгортехиздат, 1960.
- Нифонтов Р. В. О хемогенной золотоносности осадочных пород и ее значении для образования россыпных месторождений. Тезисы докладов научной сессии по изучению закономерностей размещения россыпей, М., 1959.
- Петров Н. П. Возможность нахождения золота в Кызылкумах, «Известия УзФАН СССР», 1940, № 9.
- Петров Н. П. Возможность нахождения фосфоритов в Узбекской ССР, СОНАТ, 1938, № 9, 10.
- Плещенко И. В. [и др.]. Фациально-литологические условия формирования одного из полиметаллических месторождений Юго-Западного Узбекистана, «Записки Забайкальского филиала Географического общества СССР», вып. 53, 1971.
- Половинкина Ю. И. Структуры и тектуры изверженных и метаморфических горных пород, т. II, М., Изд-во «Недра», 1966.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд-во Комитета наук УзССР, Ташкент, 1938.
- Попов В. И. Генезис и методика исследований кайнозойских моласс Ферганы. Труды I Среднеазиатской нефтяной конференции (1941 г.). Изд-во ФАН УзССР, 1945.
- Попов В. И. Некоторые основные определения и положения учения о формациях. «Изв. АН УзССР», 1957, № 2.
- Попов В. И. Фациально-петрографические принципы выделения и классификации осадочных формаций. «Бюлл. МОИП», отд. геол., т. 33/1, 1959.
- Попов В. И. [и др.]. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Труды проблемной лаборатории осадочных формаций и осадочных руд. ТашГУ, вып. 2, Л., Гостоптехиздат, 1963.
- Попов В. И. Ядра и межъядерные зоны Средней Азии. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., Изд-во «Наука», 1964.
- Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций (классификация формаций), ч. 1, Л., Изд-во «Недра», 1966, 1968.
- Попов В. И. Динамический принцип фациального и палеогеографического анализа осадочных формаций, М.—Л., 1969.
- Попов В. М. Пластовые месторождения цветных металлов и вопросы их генезиса. В сб. «Проблемы генезиса руд», М., Изд-во «Недра», 1964.
- Попов В. М. Медь. В кн. «Металлы в осадочных толщах». М., Изд-во «Наука», 1965.

- Попов В. М. Проблема осадочного рудообразования на примере пластовых месторождений меди, свинца, цинка и других элементов в осадочных формациях. В сб. «Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана». М., Изд-во «Наука», 1967.
- Попов В. М. Стратифицированные свинцово-цинковые месторождения Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. В сб. «Геохимия осадочных пород и руд». М., Изд-во «Наука», 1968а.
- Попов В. М. Рудообразующие геохимические фации и связанные с ними концентрации в карбонатных осадках свинца, барита и флюорита. В сб. «Физические и химические процессы и фации», М., Изд-во «Наука», 1968б.
- Попов В. М. Проблемы генезиса стратифицированных месторождений цветных металлов. В сб. «Состояние и задачи советской литологии», т. II, М., Изд-во «Наука», 1970.
- Потапочкин В. М. Вещественный состав и условия формирования фаменских карбонатных пород Северо-Западного Каратау. Автореф. канд. дисс., Алма-Ата, 1970.
- Преображенский И. А., Саркисян С. Г. Минералы осадочных пород, М., Гостехиздат, 1954.
- Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. «Проблемы советской геологии», 1933, № 1.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, т. II, III, Л.—М., Госгеолтехиздат, 1940.
- Пустовалов Л. В. Некоторые новые данные о месторождениях полезных ископаемых осадочного и осадочно-метаморфического происхождения. В кн. «Очерки по металлогении осадочных пород», М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Пустовалов Л. В., Лурье А. М. Главнейшие типы осадочных месторождений меди и свинца в пестроцветных формациях. В сб. «Геохимия осадочных пород и руд». М., Изд-во «Наука», 1968.
- Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К. Геологическое строение палеозойского фундамента Центральных Кызылкумов. Труды Главного управления геологии и охраны недр при Совете Министров УзССР, вып. I, М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Пятков К. К. [и др.]. Геологическое строение Центральных Кызылкумов, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
- Пяновская И. А. История геологического развития Центральных Кызылкумов. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1966.
- Рахимова Н. С. О фосфоритносных фациях в отложениях верхнего силура Центральных и Юго-Западных Кызылкумов, ДАН УзССР, 1958, № 11.
- Рахимова Н. С. К фосфоритносности палеозойских пород Центральных и Юго-Западных Кызылкумов. В сб. «Полезные ископаемые Узбекистана и вопросы их генезиса», Ташкент, Изд-во «Наука», 1964.
- Рехарский В. И. Особенности распределения молибдена, урана, меди и других элементов в породах на примере юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 1.
- Романова Г. Ю. Опыт литолого-стратиграфического сопоставления рифейских отложений Урала, Енисейского края и Малого Хингана. Международный конгресс по седиментологии. Доклады советских геологов. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Румянцева З. С. Новые данные о фузулинидях среднего карбона Центральных Кызылкумов. В кн. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана в сопредельных районах», 1962.
- Рухин Л. Р. Основы литологии. М., Гостехиздат, 1961.
- Рухин Л. В. Основы литологии. Л., Гостехиздат, 1969.
- Сабдюшев Ш. Ш. [и др.]. Новые данные о докембрии и кембрии Тамдытау. Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Сауков А. А. Несколько замечаний о гидротермальных растворах и гидротермальных месторождениях. В сб. «Вопросы геохимии». Труды Ин-та геол. руд. месторожд. петрогр. минер. и геохим. АН СССР, вып. 46, 1960.
- Сауков А. А. Геохимия. Л., Госгеолтехиздат, 1952.
- Семашева И. Н., Абрамович Е. Л. Катагенетические преобразования в доломитах Калканаты и их роль в формировании стратифицированных сульфидных руд. «Литология и полезные ископаемые», 1972, № 4.
- Сборник статей под редакцией Л. Б. Ронова. Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963.
- Сидоренко А. В., Лунев О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Синицын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня. «Вестник Ленинградского университета», 1957, № 12.
- Соседко А. Ф. Геология и полезные ископаемые Кызылкумов. Каракалпакия. Труды I конференции по изучен. производ. сил Каракалпакской АССР, т. I, Изд-во АН СССР, 1934.

- Соседко А. Ф. Основные результаты Кызылкумской экспедиции АН СССР, В сб. «Кызылкумы», т. I, Труды СОПСа АН СССР, 1937.
- Страхов Н. М. Образование осадков в современных водоемах, М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М., Родионова К. Ф. К геохимии и литологии палеозойских осадочных пород. Труды Геологического института АН СССР, вып. 155, 1955.
- Страхов Н. М., Родионова К. Ф., Залманзон Э. С. К геохимии и литологии палеозойских осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород. Труды Геологического ин-та АН СССР, вып. 4, 1956.
- Страхов Н. М. Факты и гипотезы в вопросе об образовании доломитовых пород. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1958, № 6.
- Страхов Н. М., Родионова К. Ф., Залманзон Э. Р. К геохимии нефтеносных отложений, Труды ИГН АН СССР, 1955.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. т. I, III, Изд-во АН СССР, 1960, 1962.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюции в истории Земли. М., Госоптехиздат, 1963.
- Страхов Н. М. Бурение на дне океанов и его значение для познания послерифейского литогенеза. «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 5.
- Стратиграфическая классификация и терминология. Национальный комитет геологов СССР и Межведомственный стратиграфический комитет СССР, М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Судовиков Н. Г. Условия эндогенного рудообразования в докембрии. В сборнике докладов II Всесоюзной объединенной сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам, Изд-во АН УССР, 1960.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии, Изд-во ЛГУ, 1964.
- Суздальский А. Л., Ким О. И. Мурунтау. В кн. «Стратиграфия Узбекской ССР», т. I, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
- Сургутанова Д. М. Генетические типы пород франского яруса северной части Чаткальской подзоны и их петрографическая характеристика, «Узб. геол. ж.», 1964, № 5.
- Сургутанова Д. М. Типы разрезов девонской красноцветной толщи Чаткальской подвижной зоны и закономерности их размещения. «Узб. геол. ж.», 1965а, № 4.
- Сургутанова Д. М. Распределение малых элементов в девонской красноцветной толще северной части Чаткальской подзоны. «Узб. геол. ж.», 1965б, № 5.
- Сургутанова Д. М. Ассоциация минералов в девонских красноцветных отложениях северной части Чаткальской подзоны. ДАН УзССР, 1968, № 6.
- Сургутанова Д. М. О распределении реакционно-способных форм железа и серы в девонских красноцветных отложениях северной части Чаткальской подзоны. «Узб. геол. ж.», 1969, № 1.
- Сургутанова Д. М., Назарова Н. И. К палеогеографии красноцветных отложений северной части Чаткальской подзоны. ДАН УзССР, 1972, № 9.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков, ОНТИ, 1931.
- Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. М., ИЛ, 1951.
- Титова А. П., Назарова Н. И. Стратиграфия и палеогеография красноцветных отложений девона Чаткало-Кураминского района. Ташкент, Изд-во «Наука», 1965.
- Титова А. П. История развития Чаткало-Кураминского района в средне-позднедевонское время. Автореф. канд. дисс., Свердловск, 1971.
- Троянов М. Д. Особенности некоторых карбонатных отложений с сингенетичной свинцово-цинковой минерализацией в одном из районов Западного Узбекистана. «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 3.
- Троянов М. Д. Геологические особенности условий локализации свинцово-цинкового оруденения в Западном Узбекистане (на примере Учкулачского месторождения). В сб. «Состояние и задачи советской литологии», т. II, М., Изд-во «Наука», 1970.
- Тугаринов А. И. Изотопный состав свинца как один из возможных геохимических поисково-оценочных признаков. В кн. «Геохимические поиски рудных месторождений», М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Тугаринов А. И., Зыков С. И. Об изотопном составе свинца рудных месторождений Кавказа и Средней Азии. Бюлл. Комитета по определению абсолютного возраста геологических формаций, вып. 4, 1961.
- Тюрин Б. А. Каратауское месторождение ванадиевых руд. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1944, № 2.
- Филиппов А. А. [и др.]. О фациальном расчленении палеозойских формаций Кызылкумов, Труды ТашГУ, вып. 180, 1960.
- Фосс Г. В. Золото. В кн. «Металлы в осадочных толщах», М., Изд-во «Наука», 1966.

- Халецкая О. Н. Силурийские отложения. В кн. «Стратиграфия Узбекской ССР», т. 1. палеозой. Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Изд-во АН УзССР, 1958.
- Хамрабаев И. Х., Кустарникова А. А., Мусаев А. М. Тамдынские горы. В кн. «Петрография Узбекистана», т. 1, Изд-во «Наука» УзССР, 1964.
- Хамрабаев И. Х. Кызылкумский регион (общие сведения). В кн. «Петрография Узбекистана», т. 1, Изд-во «Наука» УзССР, 1964.
- Хамрабаев И. Х. Почва основных и ультраосновных пород в Узбекистане. В кн. «Проблемы геологии и полезных ископаемых Узбекистана». Изд-во «Наука», УзССР, 1964.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. К золотоносности южной части гор Тамдытау, «Узб. геол. ж.», 1965, № 1.
- Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. В кн. «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации», вып. 81, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Холодов В. И. О терминах, применяемых при изучении вторичных изменений осадочных пород. «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 6.
- Хорева Б. Я., Искандерова А. Д., Чухонин А. П. О возрасте древних карбонатных пород Алтая и Центральных Кызылкумов по данным свинцово-изохронного метода. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1971, № 11.
- Хусайнов У. Литология среднепалеозойских отложений района Молдотого (Срединный Тянь-Шань). Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1970.
- Чайковский В. К. Золото в осадочно-метаморфических породах и проблемы его изучения. В кн. «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований», М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Чеботарев Г. М. Минералогия и некоторые вопросы генезиса полиметаллических месторождений Учкулачского рудного поля. Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1965.
- Чистяков П. А., Лошинин В. П., Глейзер Л. М. Некоторые геохимические особенности докембрийских и нижнепалеозойских толщ отдельных районов западной части Срединного и Южного Тянь-Шаня (Центральные Кызылкумы и Чаткальские горы). В кн. «Глубинное строение земной коры Узбекистана». Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Чистяков П. А. Классификация обломочно-карбонатных и карбонатных пород. Записки Узб. отд. ВМО, вып. 9, 1956.
- Шабалин В. В., Сагындыков К. О. О ванадиеносных углисто-кремнистых отложениях хребтов Джетым-Тоо и Кок-Ийрым-Тоо (Тянь-Шань). «Изв. АН КиргССР», сер. естеств.-техн. н., 1960, № 2.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М.—Л., Госгеолиздат, 1948.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госнаучтехиздат, 1958.
- Шилов Л. И. Применение изотопного анализа свинца для решения генетических и поисково-оценочных проблем в свинцово-цинковом рудном районе хр. Каратау, Автореф. канд. дисс. М., 1969.
- Щербakov Д. И. О металлогении Средней Азии в свете новых теоретических воззрений. В сб. «Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана». М., Изд-во «Наука», 1967.
- Юшко С. А. Минералогия свинцово-цинковых стратифицированных месторождений Южного Казахстана. М., Изд-во «Недра», 1969.
- Яскович Б. В. О тектоническом режиме Тянь-Шаня в раннем палеозое. Сб. научн. тр. ТашПИ, вып. 3, Ташкент, 1964.
- Яскович Б. В. Палеогеография раннего палеозоя Южного Тянь-Шаня. Сб. научн. трудов, вып. 4, Ташкент, 1964.
- Карбонатные породы. (Генезис, распространение), под редакцией Дж. Чилингера, Г. Биссела и Р. Фейрбриджа. т. I—II. М., Изд-во «Мир», 1970.
- Moshe Braun and Gerald M. Friedman. Carbonate Lithofacies and environments of the Tribes Hill Formation (Lower Ordovician of the Mohawk Valley, New York. Journ. of Sedimentary Petrology, vol. 39, no. 1, 1969.
- Ranckata K., Sahama Th. Geochemistry. The University of Chicago Press, 1950.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. Geol. Soc. America Bull., 72, 1961.
- William Neal. Carbonate facies and Paleogeography of the Blackjack Creek Formation. Journ. of Sedimentary Petrology, vol. 39, no 1, 1969.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Глава I. Литология докембрийских золотоносных песчано-сланцевых отложений юга Тамдытау (Центральные Кызылкумы). В. П. Лощинин, П. А. Чистяков. . . . .	5
Глава II. Нижнепалеозойские отложения Чаткало-Кураминских гор (Кураминская подзона). Л. М. Глейзер . . . . .	50
Глава III. Верхнесилурийские и верхнепалеозойские шлировые формации Тамдытау (Центральные Кызылкумы). Е. Л. Абрамович. . . . .	67
Глава IV. Девонские красноцветные формации Чаткало-Кураминских гор. Д. М. Сургутанова. . . . .	89
Глава V. Среднепалеозойские карбонатные формации Северного Карамазара и Западного Узбекистана и их полиметаллическая рудоносность. Е. Л. Абрамович, И. В. Плещенко. . . . .	109
Литература . . . . .	127

ДОПАЛЕОЗОЙСКИЕ И ПАЛЕОЗОЙСКИЕ  
ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ УЗБЕКИСТАНА

*Утверждено к печати Ученым советом Института геологии и геофизики  
им. Х. М. Абдуллаева, Отделением „Науки о Земле“ АН УзССР*

Редактор *Л. Ежова*  
Технический редактор *В. Тарахович*  
Корректор *Г. А. Кулманова*

Р05290. Сдано в набор 19/II-1973 г. Подписано к печати 26/III-1973 г. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Бум. тип. № 1. Бум. л. 5,25. Печ. л. 14,7. Уч.-изд. л. 10,6. (2 вкл.) Изд. № 352.  
Тираж 650. Цена 1 р. 19 к. Заказ 51.

Типография изд-ва „Фан“ УзССР, Ташкент, ул. Черданцева, 21.  
Адрес изд-ва: г. Ташкент, ул. Гоголя, 70.

Цена 1 р. 19 к.

879