

НОВЫЕ ДАННЫЕ
ПО СТРАТИГРАФИИ
ТЯНЬ-ШАНЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО "ИЛИМ"

1965

АКАДЕМИЯ НАУК КИРГИЗСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

НОВЫЕ ДАННЫЕ
ПО СТРАТИГРАФИИ
ТЯНЬ-ШАНЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ИЛИМ»
Фрунзе 1965

В сборнике приводятся новые данные по стратиграфии различных толщ Тянь-Шаня, начиная от рифея до антропогена. Рассматриваются вопросы стратиграфического расчленения рифея верховьев р. Малый Нарын и хр. Таласский Ала-Тоо, стратиграфия и формации нижнего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны, новые находки граптолитов в Присонкулье в толщах, ранее относившихся к нижнему карбону.

Ряд статей посвящен биостратиграфии силура, девона и нижнего карбона горного обрамления Ферганы и хр. Молдо-Тоо, а также мезокайнозой Иссык-Кульской, Кочкорской и Ала-Буга-Нарынской впадин и Кураминского хребта.

Статьи, входящие в сборник, затрагивают актуальные вопросы стратиграфии Тянь-Шаня. В них освещены новые представления о геологии этого региона.

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Киргизской ССР*

Ответственный редактор *В. Г. Королёв*

В. В. Киселев, В. Г. Королев, К. Нурманбетов

К СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ В ВЕРХОВЬЯХ РЕКИ МАЛЫЙ НАРЫН (ТЕРСКОЙ АЛА-ТОО)

В стратиграфии докембрийских толщ Тянь-Шаня до настоящего времени сохраняет свое значение идея В. А. Николаева [15], который делил их на два резко различных по степени метаморфизма комплекса. Эта идея нашла свое отражение и в наиболее крупных обобщениях по геологии докембрия, принадлежащих А. В. Пейве [16].

В. А. Николаев полагал, что оба комплекса имеют протерозойский возраст. А. В. Пейве метатолщи нижнего комплекса считал архейскими, а верхний разделял на две крупные подгруппы, отвечающие вместе протерозою. Во всех последующих работах принимается близкое деление докембрия Тянь-Шаня—В. Г. Королев [8, 10, 11], Ю. В. Жуков и В. И. Кнауф [3], В. Я. Медведев и И. К. Королюк [13], В. Я. Медведев [12], Л. Н. Белькова и В. Н. Огнев [2], А. Бакиров и др. [1], В. В. Киселев и В. Г. Королев [6, 7]. Большую роль в стратиграфии докембрийских образований сыграло установление стратиграфического значения строматолитов. Выявление трех строматолитовых комплексов в рифее дало возможность коррелировать верхнедокембрийские образования Китая, Сибирской и Русской платформ с типовым разрезом Южного Урала—Б. М. Келлер [4], Б. М. Келлер, Г. А. Казаков, И. Н. Крылов, С. В. Нужнов, М. А. Семихатов [5]. Сборы В. Г. Королева и В. В. Киселева средне- и верхнерифейских строматолитов в Тянь-Шане, определенные И. Н. Крыловым, позволили в общих чертах скоррелировать наиболее изученные разрезы западной части Киргизского и Таласского хребтов с рифеем Урала и, по существу, доказали досреднерифейский возраст нижнего метаморфического комплекса [9]. Однако проблема нижней границы рифея остается актуальной. К ее разрешению ведет несколько путей. В западной части Киргизского хребта И. Е. Медведева [14] добилась положительных результатов, изучая метаморфизм нижнего метаморфического комплекса. В этом же

250 0 250 500 750 м

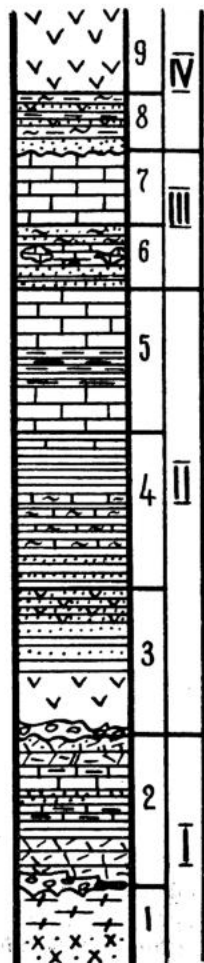


Рис. 1. Сводная стратиграфическая колонка докембрийских отложений верховьев р. Малый Нарын.

I. Метаморфические толщи дорифейского фундамента:

1 — сарыторская свита; 2 — экургенкольская свита.

II. Сары-булакская серия: 3 — бельчийская свита; 4 — тарагайская свита; 5 — суекская свита.

III. Улахольская серия: 6 — джилуусуйская свита; 7 — учемчекская свита.

IV. Терсейская серия: 8 — толща полимиктовых песчаников; 9 — толща метапорфиров и туфов.

районе В. В. Киселев и В. Г. Королев [6, 7] подошли к разрешению задачи структурно-геологическим методом в комплексе с формационным. Наличие в разрезе докембрия западной части Киргизского хребта лишь верхов нижнего рифея оставило некоторые сомнения относительно дорифейского возраста нижнего метаморфического комплекса. Работами в верховьях р. Малый Нарын нами установлен наиболее полный (рис. 1) из известных сейчас разрезов позднего докембрия Тянь-Шаня, имеющий почву и, таким образом, подтверждающий высказанную ранее [6, 7] мысль о дорифейском возрасте нижнего метаморфического комплекса.

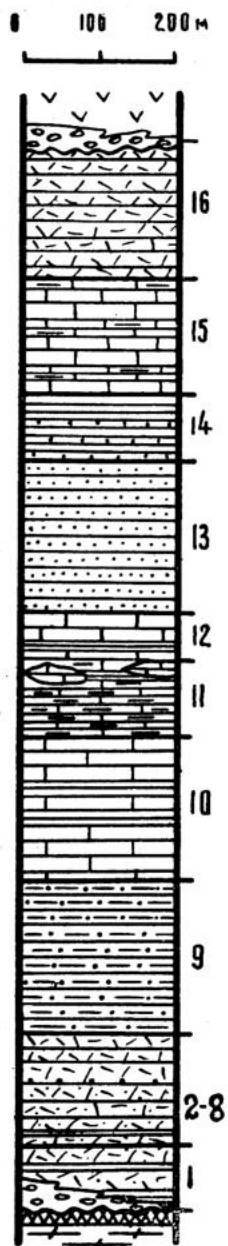
Ранний докембрий (дорифей)

В качестве раннего докембрия выделяются метаморфические толщи, именуемые в работах Ю. В. Жукова, В. И. Кнауфа, В. М. Рожанец [3] сарыторской свитой.

Но в верховьях р. Бурхан в составе раннего докембрия хорошо обособливаются не одна, а две свиты, разделенные поверхностью размыва и крупного несогласия. Нижняя — сарыторская свита — представлена слюдяными кварцитами, гнейсами и кристаллическими сланцами с полностью преобразованными первичными структурами и текстурами.

По степени метаморфической переработки свита может параллелизоваться с гнейсами Кочкорки и нижними свитами киргизской серии Макбала. Основание свиты не вскрывается. Видимая мощность ее не менее 500 м. Сарыторская свита с размывом и базальными конгломератами перекрывается экургенкольской свитой (рис. 2). Название дано по оз. Экургенколь, в районе которого развита описываемая толща.

Конгломераты основания отдельных участков имеют мощность от 2 до 100 м, но выдержанный состав и сходный облик. Они являются развальцованными, достаточно сильно метаморфизованными грубообломочными породами, цементом в которых служат хлоритовые, иногда слюдяные алевритистые сланцы, а обломочный материал представлен различными кристаллическими сланцами, слюдяными кварцитами, кислыми лейкократовыми гранитоидами. Обломки хорошо окатаны, но, как правило, развальцованы. Галька в конгломератах распределена неравномерно, обычно отдельными струями, ее размерность меняется от нескольких сантиметров до первых десятков сантиметров в поперечнике. Конгломераты по резкому контакту перекрываются массивными светлыми порфиридами. Мощность толщ последних резко изменчива, что связано с глубоким размывом её кровли. Наиболее полный разрез рас-



смагриваемых отложений наблюдается в долине р. Кызыл-Бель (приток р. Бурхан). Нижняя часть его хорошо вскрывается на правом берегу этой реки (см. рис. 2). Здесь наблюдается такая последовательность слоев:

1. Массивные биотитовые кристаллические сланцы сарыторской свиты с видимым согласием резко перекрываются 2—3-метровым горизонтом зеленых хлоритовых конгломерато-сланцев, содержащих хорошо окатанную гальку кварца и розовых гранитоидов. Выше лежат светло-розовые массивные порфириды с прекрасно выраженной флюидалностью, содержащие подчиненные горизонты зеленых хлоритовых сланцев — 75 м.
2. Ритмичное чередование светлых полосчатых порфиридов с темными разностями — 3 м.
3. Переслаивание светлых рассланцованных порфиридов с зелеными глинисто-алевритистыми сланцами — 10 м.
4. Зеленовато-серые массивные полосчатые порфириды — 45 м.
5. Светлые сланцеватые слабополосчатые порфириды — 25 м.
6. Светлые, интенсивно рассланцованные гравелиты — 1 м.
7. Зеленовато-серые полосчатые массивные порфириды — 25 м.
8. Светло-серые сланцеватые порфириды — 30 м.
9. Зеленовато-черные ороговикованные сланцы — 200 м.
10. Светло-серые тонкополосчатые мраморизованные известняки. Внутри пачки мраморов, достигающей 200 м мощности, имеются горизонты темных филлитизированных сланцев, тонко переслаивающихся с известняками.
11. Ярко-зеленые известковистые сланцы, содержащие в верхних частях разреза линзовидные прослои известняков — 70—100 м.
12. Серые слоистые известняки с прослоями сланцев в основании пачки — 60 м.
13. Выше, с тектоническим осложнением, разрез надстраивается толщей массивных или плитчатых полосчатых слюдястых кварцитов — 200 м.
14. Тонкое переслаивание черных хлоритосерицит-кварцевых сланцев с черными тонкоплитчатыми кварцитами — 80 м. Кверху кварци-

Рис. 2. Стратиграфическая колонка экургенкольской свиты.

товые слои исчезают, уступая место черным слюдяным сланцам.

15. Светло-серые серицитовые известковистые сланцы, тонко переслаивающиеся с мусковитизированными мраморизованными известняками — 150 м.

16. Выше лежат сланцеватые порфириды (мощность не менее 180 м), перекрывающиеся конгломератами основания бельчийской свиты, принадлежащей к верхнему комплексу.

Таким образом, мощность толщи порфиридов в районе р. Кызыл-Бель составляет 1440 м.

Восточнее, в бассейне р. Сарытор, мощность толщи порядка 500 м, из которых около 100 м приходится на конгломераты базальной пачки. Толща здесь однородна по составу и сложена массивными ороговикованными кварцевыми порфирами. Сверху порфириды ограничиваются трансгрессивно налегающими конгломератами основания бельчийской свиты. Можно предполагать, что этот разрез неполный, верхняя часть свиты размыва в предрифейское время.

Поздний докембрий (рифей)

Верхний комплекс докембрийских отложений верховьев Малого Нарына отчетливо подразделяется на три крупные серии: сары-булакскую, улахольскую и терсейскую, выделенные ранее [6] в других районах Терсейской Ала-Тоо. Здесь они находятся в едином непрерывном разрезе.

Сары-булакская серия. В основании рифейского комплекса осадков, резко отличающегося по степени метаморфизма от подстилающих метаморфических образований и отграничивающегося от них поверхностью размыва и углового несогласия, лежит вулканогенная толща основного состава, названная бельчийской свитой. Граница раздела выражена исключительно четко и принималась ранее Ю. В. Жуковым и В. И. Кнауфом [3] за основание синийского комплекса. В. Г. Королев [8] полагал, что она отделяет ранний докембрий (докембрий V) от позднего. Эта свита была впервые выделена в 1948 г. В. Г. Королевым и М. А. Строниним в долине р. Кара-Куджур, близ устья ее правого притока р. Бельче, по названию которой и наименована свита.

Бельчийская свита ложится на разные горизонты экургенкольской свиты, а в районе урочища Ай-Коль, по-видимому, прямо на кристаллические сланцы сарыторской свиты. В основании свиты всюду выделяется пачка крупногалечных конгломератов, достигающая мощности 100 м. Обломочный материал конгломератов представлен кварцитами, разнообразными порфиридами и порфирами, мраморами, кристаллическими сланцами, гранитоидами. Сортировка по размерности различ-

ная, так же, как и окатанность обломков. Цемент первично базального типа, сланцевый или песчаный карбонатный. В конгломератовой пачке имеются чисто сланцевые горизонты, содержащие линзовидные струи своеобразных аркозовых песчаников и конгломератов, внешне напоминающих катаклазированные гранитоиды.

Вышележащая часть свиты сложена миндалекаменными диабазами, эпидозитами, мандельштейнами, субвулканическими пластовыми телами габброидов. Толща неоднородна по строению. Средняя ее часть сложена темно-серыми массивными полимиктовыми песчаниками с подчиненными горизонтами и пачками темных хлорито-серицито-кварцевых сланцев. Верхняя часть свиты существенно туфовая. Туфы интенсивно рассланцованы, сплоены, превращены в зеленые сланцы.

Суммарная мощность свиты не менее 900 м.

Тарагайская свита состоит из трех подсвит. Ранее она именовалась сары-булакской [6], но так как это название применяется для целой серии отложений, мы принимаем название, предложенное В. М. Рожанцом (по названию урочища Тарагай, где эта свита хорошо развита).

Нижняя подсвита по резкому контакту, но без следов размыва и несогласия, ложится на эффузивы бельчийской свиты. В основании выделяются черные блестящие графитистые филлиты, кверху уступающие место зеленым и зеленовато-серым хлорито-серицитовым и хлорито-кремнистым сланцам, переслаивающимся с алевролитами и тонкозернистыми полимиктовыми песчаниками. Мощность нижней подсвиты порядка 400 м.

Средняя подсвита отличается от нижней известковистым составом. Она сложена белесыми зелеными известковистыми филлитами, которые находятся в тонком переслаивании (по 0,1—1 см) с зеленоватыми глинистыми известняками, порой замещающимися по простиранию грубоплитчатыми разностями. Мощность подсвиты около 300 м.

Верхняя подсвита резко отличается от нижележащих. Она образована черными, зачастую графитистыми, филлитовидными сланцами. В нижней части подсвиты сложена черными листоватыми серицитизированными сланцами, кверху они постепенно переходят в плитчатые, а в кровле подсвиты представляют тончайшее переслаивание графитистых сланцев с черными известняками и алевролитами. Сланцы верхней подсвиты согласно с постепенным переходом перекрываются известняками суекской свиты. Мощность верхней подсвиты 350—400 м.

Общая мощность тарагайской свиты 1000—1100 м.

Суекская свита, в нашем понимании, охватывает часть известняково-песчанико-сланцевой толщи, картировавшейся геологами-съемщиками в качестве ашуайрыкской свиты [3]. Но ее соответствие ашуайрыкской свите не доказано. Поэтому мы предлагаем выделить описываемую ниже толщу как суекскую свиту по названию пер. Суек, где она довольно полно развита. Суекская свита подразделяется на три подсвиты: нижнюю среднюю и верхнюю.

Нижняя подсвита представляет собой чередование серых, темно-серых, светлых полосчатых средне- и толстоплитчатых мелко- и среднезернистых доломитизированных и мраморизованных известняков, в нижней части содержащих горизонты белых сахаровидных и темно-серых «вонючих» разностей, обычно с включениями фиолетового флюорита. В основании подсвиты всюду прослеживается переходная пачка (60—100 м), представляющая собой тонкое переслаивание филлитизированных сланцев и тонкоплитчатых слоистых мраморизованных известняков. Постепенно вверх по разрезу она сменяется известняками. Мощность нижней подсвиты 300 м.

Средняя подсвита с постепенным переходом перекрывает нижнюю, отличаясь черной окраской. Непосредственный переход от нижней известняковой толщи представлен зеленовато-серыми известково-глинистыми сланцами, мощностью до 6 м, с редкими вкраплениями пирита. Подсвита сложена в основном черными графитистыми пиритизированными сланцами с подчиненными горизонтами и прослоями черных, тоже графитистых известняков. Среди сланцевых пачек присутствуют в виде маломощных линз светлые жилковатые известняки.

В верхней части подсвиты появляются прослои массивных пиритизированных алевролитов. Пиритизация характерна для всех разновидностей пород подсвиты. При этом пирит присутствует как в виде хорошо выраженных кристаллов, так и в виде тонкодисперсной примеси. Бурые тона и обожренность обнажений вызваны разрушением сульфидов железа. Мощность 250 м.

Верхняя подсвита известняковая. Она совершенно согласно налегает на вышеописанную. В составе присутствуют в основном серые грубослоистые плитчатые тонко- и мелкозернистые доломитистые известняки с подчиненными горизонтами белых сахаровидных кристаллических мраморизованных известняков. В верхней части подсвиты имеются подчиненные горизонты черных известковистых сланцев. Мощность 400 м.

Суммарная мощность суекской свиты не менее 900 м.

Улахольская серия имеет отчетливо двучленное строение. Нижняя часть ее выделяется под названием джы-

луусуйской свиты (по имени ур. Джылуу-Су). Нормальные взаимоотношения этой свиты с подстилающими известняками суекской свиты наблюдались в верховьях р. Бурхан, выше впадения р. Калча. Контакт согласный. Непосредственно на контакте видно тонкое ритмичное переслаивание зеленовато-серых тонкоплитчатых кварцитовидных песчаников с зеленоватыми известковистыми, зачастую черными графитистыми сланцами. В нижних горизонтах нередки тонкие прослои глинистых плитчатых известняков. Мощность пачки порядка 50 м.

Вверх по разрезу песчаники начинают преобладать над сланцами, становятся массивными. Среди них особенно характерны светлые, розовые разности. Песчаники существенно кварцевые, часто с хорошо заметной тонкой косою слоистостью. Обломочный материал хорошо окатан и отсортирован по размерности.

Наиболее полный и характерный разрез джылуусуйской свиты на левобережье р. Учмечек имеет следующее строение (рис. 3):

1. Темно-зеленые плитчатые известковистые песчаники, тонко переслаивающиеся с зеленовато-серыми и черными листоватыми глинистыми сланцами и алевролитами — 200 м.

2. Розоватые и зеленовато-серые кварцитовидные песчаники, часто с отчетливыми признаками косою слоистости — 50 м.

3. Ярко-зеленые и малиновые глинистые сланцы — 30 м.

4. Светлые тонкослоистые массивные кварцитовидные песчаники — 100—150 м.

5. Пестрые ярко-малиновые глинистые сланцы с тоненькими прослойками ярко-зеленых разностей. Переход от кварцитовидных песчаников к сланцам постепенный, через 0,5-метровый горизонт тонкого переслаивания малиновых сланцев с серыми и зеленовато-серыми плитчатыми кварцитовидными песчаниками — 5 м.

6. Малиновые сланцы, переслаивающиеся с известняковыми брекчиями, в которых присутствуют обломки кварцитов — 2 м.

7. Темно-серые тонкослоистые грубоплитчатые известняки, иногда в них появляются обломочные разности — сингенетичные брекчии — 3 м.

8. Сложно построенная пачка обломочных пород. Обычно в ее основании лежат известняковые конгломераты. Цементом служит известняково-сланцевый материал. В обломках — хорошо окатанная галька и валуны известняков. Насыщенность обломочным материалом меняется по простирацию. В участках слабого насыщения обломками нижние слои представлены переслаиванием тонкоплитчатых рыжих известняков со светлыми глинисто-карбонатными сланцами, включающими линзы мелкообломочных, рыжих на выветрелых поверхностях, белых на свежих сколах, доломитов. Среди этих линз встречены водорослевые разности. Строматолитовые образования байкалоидного типа очень сходны с водорослевыми биогермами в известняках обломочной свиты среднего рифея Киргизского хребта. Мощность пачки 35—50 м.

9. Бурые конгломераты, гравелиты и песчаники с резко меняющейся мощностью по простирацию — 1—2—30 м.

10. Ритмичное чередование светло-серых кварцитовидных песчаников с полуметровыми пластами малиновых песчаников и сланцев — 60 м.

11. Светло-серые, зеленые и желтоватые кремни. В нижней части пачки прослеживается горизонт, переполненный строматолитообразными образованиями. Мощность пачки 100 м. Общая мощность джылуусуйской свиты около 680 м.

Верхняя часть серии выделяется под названием *учемчекской свиты*. Она сложена преимущественно известняками.

В низах свиты выделяется пачка черных плитчатых тонкослоистых известняков, согласно перекрывающих джылуусуйские кремни.

Выше идут темно-серые массивные известняки, переслаивающиеся со светлыми зернистыми разностями, с ясно выраженной тонкой полосчатостью. Светлые разности известняков образуют небольшие по мощности (5—10 м) пачки среди темно-серых. Макроскопически они очень сходны с верхними известняками суекской свиты. Мощность известняков учемчекской свиты не менее 500 м.

Терскайская серия объединяет две толщи: нижнюю — песчаную и верхнюю — вулканогенную.

В верховьях р. Учмечек нижняя толща представлена серыми, зеленовато-серыми мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками. В обломках присутствуют разной окатанности зерна кварца и полевого шпата, сцементированные кремнисто-глинистым материалом. Цемент базального типа. В основании обычны гравийные разности. Среди песчаников встречаются маломощные прослои зеленых сланцев и зеленовато-серых алевролитов. Мощность свиты достигает 80 м.

Вулканогенная толща согласно перекрывает песчаники. В ее основании выделяется пачка полосчатых кремнистых и зеленых туфогенных сланцев мощностью около 250 м.

Выше идет собственно вулканогенная часть разреза. В ее составе характерны различные порфириды, диабазы и их туфы, лавобрекчии. Несмотря на общее интенсивное вторичное зе-

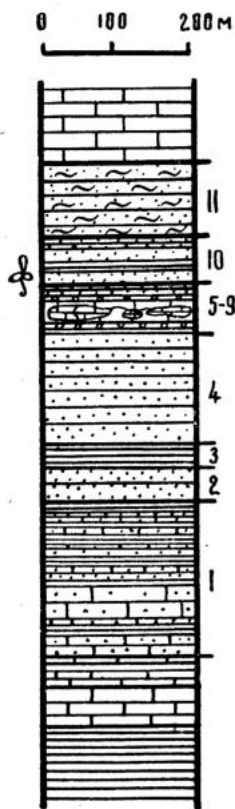


Рис. 3. Стратиграфическая колонка джылуусуйской свиты.

ленокаменное изменение пород, в западных выходах встречаются довольно свежие разности с хорошо различимыми даже макроскопически структурными и текстурными особенностями. Мощность вулканогенной толщи 2500 м.

Комплекс позднедокембрийских отложений верховьев Малого Нарына, сформировавшийся в прогибе, естественно, имеет ряд отличительных черт, затрудняющих прямую корреляцию с лучше изученными и охарактеризованными находками древней флоры и микропроблематики разрезами Сары-Булакского и Макбальского антиклинориев. Формационно разрезы однотипны.

Довольно четко коррелируются верхние вулканогенные члены рифейского комплекса, представляющие зеленокаменную спилито-диабазовую формацию и относящиеся к терсской серии среднего (?) рифея. Среднерифейские песчано-сланцевые и сланцево-известняковые формации типового разреза западной части Кыргызского хребта, формирующие кенкольскую серию, имеют свои аналоги в толщах улахольской серии. Как мы уже отмечали, сходны и широко распространены в среднем рифее строматолитовые образования.

В общем виде сопоставимы нижние члены комплекса, причем суекская свита сары-булакской серии, представляющая доломитово-сланцевую формацию с широко развитой сульфидизацией, отвечает аналогично построенным толщам Орто-Тау Кыргызского хребта.

Отсутствующие нижние члены рифея типовых разрезов Кыргызского хребта, таким образом, должны подстраиваться базальной формацией толщ сары-булакской и бельчийской свит.

Схема предлагаемых сопоставлений изображена на приведенной выше таблице.

ВЫВОДЫ

1. Хорошая сопоставимость разрезов докембрия верховьев Малого Нарына с типовыми разрезами западной части Кыргызского хребта позволяет считать, что в рассматриваемом районе рифейские образования представлены всеми подразделениями, причем в наиболее полном развитии, с непрерывностью, отсутствующей в областях антиклинальных поднятий Макбала, Сары-Булака.

2. Крупный разрыв и несогласие, отделяющие рифейский комплекс от фундамента, подтверждают ранее высказанную идею о наличии в основании рифейской эвгеосинклинали Северного Тянь-Шаня дорифейского фундамента [7].

3. Между фундаментом и рифейским геосинклинальным структурным этажом отчетливо выделяется геоантиклинальная формация порфириидов, свидетельствующая о самостоятельном дорифейском этапе развития, завершившемся крупной складчатостью протогеосинклинального карагоманского (киргизского) комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакиров А., Киселев В. В., Королев В. Г. Геологическое строение и возраст «Уланского интрузивного массива». В сб. «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. 1, Фрунзе, 1961.
2. Белькова Л. Н., Огнев В. Н. К стратиграфии и тектонике древних толщ Кыргызского хребта. В сб. «Средняя Азия», ЛГУ, 1961.
3. Жуков Ю. В., Кнауф В. И. К стратиграфии древних толщ восточной части Северного Тянь-Шаня. В сб. «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. 3, Фрунзе, 1962.
4. Келлер Б. М. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 109, геол. сер. (37), 1952.
5. Келлер Б. М., Казаков Г. А., Крылов И. Н. и др. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой). Изд-во АН СССР, сер. геол., № 12, 1960.
6. Киселев В. В., Королев В. Г. Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Кыргызского хребта. В сб. «Материалы по геологии Тянь-Шаня», Фрунзе, 1964.
7. Киселев В. В., Королев В. Г. Основные черты тектоники западной части Кыргызского хребта». В сб. «Материалы по геологии Тянь-Шаня». Фрунзе, 1964.
8. Королев В. Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. В сб. «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. 3, Фрунзе, 1962.
9. Королев В. Г., Крылов И. Н. К стратиграфии верхнего докембрия Северного Тянь-Шаня. ДАН СССР, т. 144, № 6, 1962.
10. Королев В. Г. Средняя Азия. Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., 1963.
11. Королев В. Г. К изучению древних толщ Тянь-Шаня. Тр. ИНГ АН Киргиз. ССР, вып. VIII, 1956.
12. Медведев В. Я. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западного окончания Кыргызского хребта и северного склона Таласского Ала-Тау. Тр. совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, Алма-Ата, 1960.
13. Медведев В. Я., Корольков И. К. К вопросу о возрасте древних толщ Кыргызского и Таласского хребтов Северного Тянь-Шаня. ДАН СССР, т. 123, № 2, 1958.
14. Медведева И. Е. Генезис эклогитов Макбальского поднятия (Тянь-Шань). Изв. высш. учебн. заведений (геология и разведка), № 11, 1960.
15. Николаев В. А. Средняя Азия. Тр. лаборатории геологии докембрия, вып. 1, 1952.
16. Пейве А. В. Стратиграфия и возраст древних толщ Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1948.

Резюме

Макалада Кичи-Нарын өрөөнүнүн башындагы кембрийге чейинки катмарлардын стратиграфиясы боюнча жаңы маалыматтар келтирилет.

Р. А. Максумова

**СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА РИФЕЙСКИХ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ТАЛАССКОГО АЛА-ТОО**

В Таласском Ала-Тоо широко развит мощный терригенно-карбонатный комплекс рифейского возраста [5, 6]. Его расчленение во многом затруднялось из-за недостаточной литолого-петрографической изученности, хотя предложенные Т. А. Додоновой [1] стратиграфические схемы достаточно объективно отражали строение этого комплекса. Многолетние исследования группы научных сотрудников, возглавлявшейся В. Г. Королевым позволили выделить в комплексе рифейские и вендские образования. Мы придерживаемся схемы расчленения рифейских отложений Таласского хребта, опубликованной в работе В. Г. Королева и Р. А. Максумовой [7].

Детальное литолого-петрографическое изучение показало, что каждая серия рифея характеризуется своими особенностями состава терригенных пород. Рассмотрению этих особенностей и посвящается данная статья.

Ичкелетауская серия — нижний (?) рифей — объединяет бакаирскую и кара-буринскую свиты.

Бакаирская свита сложена в основном карбонатными породами: белыми, серыми, желтыми, розоватыми и зеленоватыми массивными и толстоплитчатыми мраморами и доломитами, в верхней части — серыми плитчатыми мраморизованными известняками, графитистыми сланцами, кварцево-сланцевыми сланцами, хлорито-серицито-кварцевыми сланцами. Мраморы представлены средне- и крупнокристаллическими разновидностями с гранобластовой структурой. Размер зерен кальцита от 0,2 до 1—1,5 мм. Текстура полосчатая, иногда пятнистая, обусловленная стяжением графитистого материала в виде отдельных прослоек (2—5 мм), линзочек и пятен. В мраморах нижней части разреза часто фиксируется терригенная примесь (до 20%) в виде совершенно окатанных обломков кварца.

Известняки и доломиты мелко- и среднекристаллические с микрогранобластовой и лепидогранобластовой структурами.

Размер зерен кальцита и доломита от 0,08 до 0,1 мм. Содержание терригенного материала в виде хлорита и кремнистой мелкокристаллической массы, образованными по первичноглинистой примеси в известняках, колеблется в пределах от 5 до 10%. Графитистой карбонатной породой сложены отдельные прослои. Мощность их до 0,2—0,5 м. В известняках терригенная примесь представлена кварцем и полевыми шпатами. В верхней части разреза свиты появляются серые и зеленые сланцы, переслаивающиеся с мелкокристаллическими известняками. Сланцы кварцево-сланцевые, серицито-хлорито-кварцевые с карбонатным материалом. Структура сланцев лепидогранобластовая до микролепидогранобластовой. Иногда отчетливо видна реликтовая алевритовая структура, где кластические зерна кварца, реже полевого шпата (плаггиоклаз, ортоклаз), рудных минералов погружены в раскристаллизованную серицит-хлорито-кварцевую основную массу. Обломки окаймлены регенерационными каёмками.

Изучение минералогического состава нерастворимого остатка карбонатных и терригенных пород показало, что в тяжелой фракции присутствуют исключительно устойчивые, совершенно окатанные обломки минералов. Качественная характеристика минералогического состава тяжелой фракции очень бедна; большая часть её представлена рудными минералами (в основном лимонит, циркон, турмалины, реже эпидот). Особенно характерна и показательна морфология обломков циркона, корродированная поверхность которых носит на себе следы длительного переноса и физического выветривания. Легкая фракция на 90% состоит из хорошо окатанных обломков кварца с шагреновой поверхностью, часто покрытых железистыми плёнками, таблитчатых кристаллов полевых шпатов (плаггиоклазов и ортоклазов) со следами вторичных изменений: развитие по плаггиоклазам кальцита, серицита, эпидота, пелитизация ортоклазов. Реже встречается мусковит. Из аутигенных новообразований встречены турмалин, рутил, сфен, кварц, плаггиоклаз, хлорит.

В районе р. Узун-Ахмат С. А. Додоновой [1] в составе толщи отмечаются скаполитовые кристаллические известняки, где порфиробласты скаполита достигают 3 см в длину. По-видимому, появление скаполита здесь связано с наложением контактового метаморфизма на региональный метаморфизм первой ступени. Появление скаполита отмечается и в известняках чаткарагайской свиты (R₃) в зоне контактового воздействия Кумыштагского интрузива.

Кара-буринская свита связана с подстилающей постепен-

ными переходами. В полных разрезах (р. Бакаир) свита отчётливо подразделяется на 3 подсвиты: нижнюю — сланцевую (180—200 м), среднюю — известняково-сланцевую (270—300 м) и верхнюю — известняковую (150—400 м). Полнота разреза в различных районах зависит от глубины последующего размыва. Сланцевая подсвита сложена зелеными филлитовыми сланцами с редкими пачками мелко- и среднезернистых зеленых и рыжих песчаников, образующих редкие мало-мощные прослои. Сланцы представлены серицито-хлоритокварцевыми разностями (часто с примесью карбонатов) со сланцеватой микрополосчатой текстурой. Микрополосчатость обусловлена чередованием микропрослоев с большим содержанием хлорита и серицита и существенно кварцевыми, что отражает первичное чередование глинистых и алевролитовых прослоев. Нередко сохраняются реликты бластоалевритовой структуры. Этого нельзя сказать о песчаных породах. Песчаники часто под микроскопом определяются как кварцево-мусковитовые сланцы, микро-кварциты с лепидогранобластовой мозаичной структурой, реже встречаются кварц-полевошпатовые песчаники с бластосаммитовой структурой. Отчётливо видны структуры растворения кластических зерен с регенерационными каёмками, представляющие собой уплощенные шиповидные зерна. Обломки представлены кварцем (60—95%) с волнистым и мозаичным угасанием, полевыми шпатами, среди которых выделяются плагиоклазы с развитыми по ним вторичными минералами эпидот-цоизитовой группы и кальцитом, ортоклазы, реже обломки кварцитов и кристаллических сланцев. Размер обломков от 0,1 до 0,5 мм.

Минералы рекристаллизованной основной массы корродируют кластические зерна, поэтому о степени их окатанности судить очень трудно. Цемент серицито-хлоритокварцевый и карбонатный базального типа. Кварцевый, реже кварц-полевошпатовый состав песчаников и почти совершенная окатанность слагающих обломков свидетельствуют о длительности переноса и перемива терригенного материала.

Сланцы имеют тот же состав, что и в нижней подсвите. Карбонатные прослои представлены мраморами и кристаллическими известняками с микрогранобластовой структурой. В мраморах и известняках аутигенные новообразования кварца и плагиоклаза. В мраморах — это кристаллические образования, в известняках — зерна неправильной лапчатой формы. Кварц и плагиоклаз в карбонатах образовались, видимо, за счёт кластических зерен и частично за счёт метасоматического привноса из соседних пропластков терригенного состава.

Кварц образует регенерационные каёмки вокруг кластических обломков, в том числе и рудных.

В первично песчаных и алевролитистых известняках сохранилась косая слоистость типа мелководья. По результатам замеров наклона косых слоек определяется направление сноса материала, как правило с юг-юго-запада, т. е. со стороны Чаткало-Нарынской зоны.

Верхняя подсвита сложена плитчатыми серыми, розоватыми, зеленоватыми кристаллическими известняками, иногда чередующимися со сланцами. Известняки от микро- до среднекристаллических. Они содержат иногда до 30—40% терригенной примеси псаммитовой и алевролитовой размерности в виде окатанных обломков кварца, полевого шпата (кислые-средние плагиоклазы и калишпаты), кварцита, кристаллических сланцев. Встречающиеся в самых верхних частях разреза пачки песчаников являются полимиктовыми образованиями. Кроме перечисленных включений в известняках, в составе обломков имеются эффузивы кислого состава. В известняках типичной примесью являются доломит и железистые карбонаты, составляющие иногда до 25% объема породы. Около ромбиков доломита обычны регенерационные каёмки кальцита. В верхней части подсвиты в известняках присутствует примесь глинистого материала, который полностью замещен хлоритом и серицитом.

Изучение тяжелой фракции показало, что порода содержит преимущественно лимонит, гематит, турмалин, циркон, сидерит, в меньшем количестве в ней присутствуют хлорит, рутил, мусковит, роговая обманка, эгирин, эпидот, барит. В легкой фракции фиксируются кварц, плагиоклаз, ортоклаз, а в образцах, не подвергавшихся обработке соляной кислотой, — доломит и железистые карбонаты. Многие зерна кварца окатаны, покрыты железистой плёнкой.

По характеру отложений (мраморы и доломиты), хорошо окатанным обломкам терригенной примеси, присутствию доломитов и железистых карбонатов в верхней части разреза, наличию текстурных знаков мелководья и хорошей выдержанности горизонтов по простираанию можно судить о фациальной обстановке формирования нижнерифейских образований. Они сформировались в краевой мелководной шельфовой части бассейна с устойчивым режимом и нерасчленённым рельефом области сноса, представлявшей выступающую над водой сушу, сложенную метаморфическими и кислыми магматическими породами. Материал разрушения этой области в сильно выветрелом виде поступал в бассейн.

Кокджотская серия — средний (?) рифей — образована *узун-ахматской свитой*, которая с размывом ложится на различные горизонты кара-буринской свиты, в отдельных районах — на нижнюю её подсвиту. Это свидетельствует о значительном перерыве в осадконакоплении и размыве ниже(?)-рифейских отложений.

Низы узун-ахматской свиты представлены повсюду горизонтом песчаников. Базальные слои пачки сложены конгломератами, лежащими на неровной, карманообразной поверхности подстилающих пород. Мощность конгломератов иногда достигает 2—2,5 м. Гальки состоят из угловатых обломков подстилающих кристаллических известняков и зеленых сланцев кара-буринской свиты. Размер их колеблется от 2—3 до 20—30 см. Обломки представляют собой плитки подстилающей породы, как бы оторванные от основания сильным течением и захороненные в виде хаотически нагроможденных, различно ориентированных удлиненных образований. Более мелкий материал — это хорошо окатанные обломки принесенных издалека пород, среди которых встречаются слюдястые сланцы с лепидогранобластовой структурой, серицито-кремнистые сланцы, кварциты с гранобластовой зубчатой структурой, слюдяные кварциты и обломки кислых эффузивов. Из последних описаны следующие разности: кварцевые порфиры с афировой микрофельзитовой структурой, перлитовой текстурой, плагиоклазовые порфиры, кварц-полевошпатовые порфиры с аплитовой структурой основной массы, зернами кварца и полевого шпата в фенокристаллах, обломки основной массы порфиров с фельзитовой структурой и редко обломки эффузивов среднего состава. Насыщенность обломками очень большая. Кальцитовый цемент выполняет поры между ними. Цемент составляет около 20% объема породы.

Свита сложена в основном тремя типами пород: песчаниками, преимущественно мелко- и среднезернистыми, алевритовыми и филлитовидными сланцами. Реже встречаются гравелиты, мелкогалечные конгломераты и ещё реже — карбонатные породы. Песчаники полимиктовые и олигомиктовые от крупно- до мелкозернистых. Обломки очень хорошо окатаны. В их составе кварц (40—90%), полевые шпаты, среди которых преобладают кислые разности плагиоклазов (10—30%), обломки метаморфических пород и кислых эффузивов. Процентное содержание последних зависит от структурной разновидности песчаника: в крупнозернистых разностях их больше, в мелкозернистых — меньше. Мелкозернистые песчаники приближаются к олигомиктовым разностям.

Кварц в обломках фиксируется в виде чистых прозрачных разностей, нередко с волнистым угасанием, и в виде разностей, загрязнённых включениями — вростками гематита, которые, концентрируясь в отдельных участках, выступают в виде пятен и полос. Плагиоклазы неоднородны по составу и степени сохранности. Среди них выделяются олигоклаз, олигоклаз-альбит и альбит.

Олигоклаз наблюдается в виде бесцветных зерен, для него типичны включения единичных пузырьков жидкости или газа и точечных вростков рудного минерала. Олигоклаз-альбит встречается в виде бесцветных, слегка ожелезнённых зерен. Содержит пузырьки жидкости и вростки мелких зернышек пирита. Альбит образует пертитовые вростки в ортоклазе и реже наблюдается в виде псевдоморфоз по последнему. Ортоклаз встречается редко, обычно содержит пертитовые вростки альбита и гематита. Структура всех разновидностей песчаника бластопсаммитовая, текстура в большинстве случаев сланцеватая, подчеркивается ориентированными чешуйками слюд.

Если в некоторых песчаниках кара-буринской свиты псаммитовая структура проявлена слабо, то в узун-ахматских песчаниках первично псаммитовая структура отчётливая. Вокруг обломков в большинстве случаев имеется регенерационная кайма того же минерального вида, что и сам обломок, или же крустификационные каёмки параллельно расположенных чешуек хлорита и серицита. При большом увеличении видно, что обломки имеют шиповидную форму.

Цемент обычно выполняет поры, очень редко базальный, образован агрегатом бластически перекристаллизованной первично глинистой массы. Состоит из изометричных кристалликов кварца, серицита, хлорита, очень редко крупнокристаллического кальцита. Структура цемента лепидобластовая, микролепидобластовая или микрогранобластовая. В распределении минеральных новообразований наблюдается зональность. Ближе к обломкам располагаются чешуйки серицита и хлорита, образующие крустификационные оболочки вокруг них. Центральную часть пор занимает мелкокристаллический кварц.

Алевритовые сланцы имеют тот же состав, что и песчаники. Сланцы кварцево-серицито-хлоритовые и кремнисто-хлорито-серицитовые, хлоритовые, серицито-хлоритовые, часто с примесью обломков алевритовой размерности. Структуры микролепидобластовая и микролепидогранобластовая. Небольшое значение в разрезе имеют микрокристаллические из-

вестняки с микрогранобластовой структурой. Незначительную часть составляют доломиты. Карбонатность пород в целом для разреза очень незначительная — от 0 до 10%, она несколько увеличивается к верхней части разреза.

Анализ тяжелой фракции позволил выявить в породах следующие компоненты: рудные минералы (до 80%) — пирит, псевдоморфоза лимонита по пириту, гематит, реже лейкоксен и ильменит; турмалин (до 10%) двух разновидностей: в виде крупных (до 0,16 мм) окатанных обломков буроватого цвета и в виде грязно-болотных мелких кристалликов аутигенного происхождения, которые часто встречаются и в шлифах; циркон (до 7—8%) розового цвета, подобно циркону из подстилающих толщ, имеет очень характерную корродированную ямчатую поверхность. Реже встречаются рутил, сфен, скаполит, пироксен, биотит, эпидот.

Характер структуры и преобразований в глинистом цементе позволяет отнести эти породы к зоне кварцево-регенерационного цемента глубинного эпигенеза [8] или к зоне прогрессивного эпигенеза [2], для которой типично наличие кварцево-серицито-хлоритового цемента с реакционной миграционной способностью кремнекислоты, что проявляется в нашем случае в широком образовании регенерационных кварцевых каёмок вокруг обломков, в явлении частично метасоматического замещения обломочных зерен.

Для пород свиты характерно равномерное чередование песчаников и сланцев, образующих пласты мощностью 0,2—0,6 м, иногда попадаются пачки мощностью до 18—20 м. Между песчаниками и сланцами переходы постепенные. Распределение песчаника по зернистости внутри пласта обычно недифференцировано, реже встречается градационная слоистость флишевого типа. Грубый материал обычно концентрируется не в основании пласта, а ближе к средней его части. Размыты в основании песчаниковых пластов и иероглифы на поверхностях напластования очень редки.

Песчаники образуют массивные пласты, внутри которых выделяются линзы из грубозернистого материала. В тонкозернистых песчаниках, особенно в алевролитах, наблюдается горизонтальная, реже косая микрослоистость. Тип косой слоистости определяется как прибрежно-морской. Возникновение такого типа отложений, по Б. М. Келлеру [4], отвечает началу стадии интенсивного прогибания геосинклинали, ещё без дифференциации её на отдельные структурные элементы. Геосинклинали этого этапа соответствует широкая уплощенная впадина рельефа. Ограничивающие поднятия не имеют рез-

кого геоморфологического выражения, о чем свидетельствуют хорошо окатанные обломки принесенных пород. Большое количество терригенного материала говорит о том, что внутри геосинклинали имеются поднятия. Последние, однако, играют незначительную роль в питании прогиба. В основном материал приносится с суши, находящейся на юге.

Севернее Кумыштагского надвига развиты отложения, которые А. Ф. Степаненко и И. В. Воробьевым объединялись в *тагыртаускую свиту*. Данными породами мы склонны надстраивать узун-ахматскую свиту, которая сложена тремя разновидностями пород: песчаниками, алевролитами и сланцами. Незначительную роль играют мелкогалечные конгломераты и известняки. По характеру слагающего материала и степени метаморфизма породы сильно отличаются от узун-ахматских песчаников и сланцев.

Песчаники разнозернистые, преобладают мелкозернистые. В большинстве случаев они относятся к вулканомиктовым разностям. Состав полимиктовый. Обломки эффузивов преимущественно среднего состава, реже кислые.

Отмечены следующие разности: плагиоклазовые порфириды с призматически-зернистой апоинтерсертальной и интерсертальной структурой основной массы, спилиты с афировой апоинтерсертальной структурой основной массы, порфириды с пилотакситовой структурой основной массы профирь с афировой микропойкилитовой структурой, обломки основной массы порфирита с трахитоидной структурой, кварцевые порфиры с призматически-зернистой структурой основной массы. Другие обломки представлены кварцем, плагиоклазами кислого и среднего состава, кварцитами, кристаллическими сланцами. Обломки угловаты или слабо окатаны, даже крупные. Цемент типа выполнения пор и базальный. Процентное соотношение обломков и цемента колеблется в пределах 40 : 60—70 : 30.

Фиксируется повышение реакционной способности углекислоты. Вокруг обломков образуются карбонатные крустификационные каемки. Изменения в обломочных зернах следующие: коррозия, частичная регенерация, развитие по плагиоклазу и замещение его карбонатами и минералами группы эпидота, хлоритизация и аморфизация биотита.

Широко представлен карбонатный хлорито-кремнистый, серицито-хлорито-карбонатный цемент с участками не рекристаллизованной глинистой массы, реже встречается серицито-хлорито-кварцевый с новообразованиями турмалина, эпидота. Отмечается также большое содержание железа, преимущест-

венно в закисных соединениях. По степени вторичного изменения цемента породы свиты могут быть отнесены к зоне хлоритового и хлорито-кварцевого цемента [8], к её нижней части.

Карбонатный цемент интенсивно разъедает края обломочных зерен, особенно плагиоклазов. Кристаллики кальцита клиньями вдаются в обломочные зерна. В кальцитовом цементе часто встречаются прекрасные кристаллики альбита. В хлорито-кремнистом цементе хлорит обычно примыкает к обломочным зернам, образуя крустификационные каёмки. В центральной части поры выполнены халцедоном, в нижних частях разреза — кварцем. Серицит в цементе также обильнее развит в низах разреза. В верхних его горизонтах часты новообразования эпидота. Последний развивается по плагиоклазам, участвует в строении крустификационных каёмок, нередко образует спаянные призматические кристаллики.

Среди сланцев фиксируются следующие разности: хлорито-кремнистые, серицито-хлорито-кремнистые, хлорито-серицито-кварцевые, алевролиты и пелиты с бластоалевропелитовой структурой и сланцеватой текстурой. Редкие прослои карбонатных пород сложены мелкокристаллическим кальцитом. Терригенная примесь (до 30%) присутствует в виде кластических зерен кварца, полевого шпата и сгустковых скоплений хлорито-глинистого материала. Отмечено большое содержание кристалликов аутигенного пирита. Среди минералов тяжёлой фракции более всего развиты: эпидот, клиноцоизит, циркон, турмалин, сфен, рутил, биотит, гранат и рудные (лейкоксен, ильменит, пирит и псевдоморфозы лимонита по пириту). Состав лёгкой фракции: обломки пород до 60—80%, полевой шпат, мусковит, кварц. Окатанность обломков слабая. Кварц представлен чистыми свежими разностями, часто с мелкими включениями черных рудных минералов.

Характер сочетания пород свиты типичен для флишевых образований. Основным признаком является наличие отсортированной слоистости (*graded bedding*). Ширина прослоев песчаников и сланцев колеблется в пределах 2—10 см, при этом отмечается удивительная выдержанность прослоек по простиранию. Реже попадаются более мощные пласты, иногда достигающие 4—5 м. Свита сложена в основном тремя разновидностями пород: песчаниками, алевролитами и филлитовидными сланцами. Мелкогалечные конгломераты, как уже указывалось, имеют незначительное развитие. В зернистых породах наиболее грубообломочная часть находится в основании пласта. Окатанность обломков слабая. Из текстурных признаков выделяются горизонтальная и косая слоистости

типа потоков. Слоистость характерна для алевролитовых пород. Для последних типичны и микроползневые текстуры. На нижних поверхностях напластований хорошо сохранились отпечатки струй течения, определяющие направление движения потоков вдоль прогиба, и других флишевых скульптур. Реже наблюдается асимметричная волновая рябь. В основании грубых пачек часты мелкие размывы. Большое количество пирита, содержащегося во всех породах свиты, характерно для флишевых образований.

Поперек простирания флишевого прогиба, с юга на север, от кумыштагского интрузива до северных выходов пород этой свиты наблюдается общее погрубение состава. В северных разрезах преобладают песчаники, в южных — алевролиты и сланцы.

Основным источником питания прогиба являлась поднявшаяся на севере Киргизская кордильера. О характере рельефа дна бассейна судить трудно, так как выходы пород свиты в Таласском хребте сохранились только в одной полосе, соответствующей приблизительно центральной части водоема. Кроме того, нельзя проследить изменение пород в направлении к периферическим частям бассейна. По характеру пород (песчаники типа граувакк, часто с первично-глинистым цементом, чередующиеся с пелитовыми сланцами, угловатые обломки песчаников) можно предполагать об образовании этих осадков на значительной глубине. Вещественный состав материала говорит об обильном приносе его с севера, с Киргизской кордильеры, но значительную часть составляет и материал, приносимый с юга, со стороны платформы, представленный лучше окатанными обломками метаморфических пород.

Карагаинская серия — верхний рифей — включает песчаники, филлитовидные сланцы и пелитоморфные известняки сары-джонской свиты, известняки и глинисто-карбонатные сланцы чаткарагайской и малиновые сланцы и известняки с доломитами кызыл-бельской свиты. Эти три свиты представляют собой единый комплекс отложений, разделенных в зависимости от преобладания отдельных литологических разновидностей пород. Переходы между свитами повсюду постепенные, границы проводятся условно.

Основными породообразующими минералами песчаников комплекса являются кварц, полевые шпаты, преимущественно плагиоклазы кислого-среднего состава, обломки метаморфических пород и эффузивов среднего, реже кислого состава кристаллических и пелитоморфных известняков, слюды. Обломки пород и минералов хорошо окатаны. Кварц обычно тре-

щиноватый, с корродированной поверхностью, с включениями пузырьков газа или жидкости и черных рудных минералов. Иногда попадаются обломки кварца с оплавленными краями, что указывает на возможность их пирокластического происхождения. Встречается кварц с обломочным и мозаичным угасанием. Иногда он имеет форму пальцеобразных вростков в мirmekитах.

Полевой шпат обычно представлен сильно разрушенными плагиоклазами кислого-среднего состава. Из вторичных продуктов, развивающихся по плагиоклазу, можно отметить эпидот, карбонаты, серицит. Замещается плагиоклаз этими вторичными минералами по спайности. Интенсивно разъедается он и по краям.

Обломки пород сложены кварцитами с гранобластовой структурой, кристаллическими, глинистыми и алевритовыми сланцами. Эффузивные обломки следующего состава: андезитовый порфирит с гиалопилитовой структурой основной массы; спилит с апоинтерсертальной структурой (основная масса замещена железистым веществом, беспорядочно расположенные лейсты являются альбитом); миндалекаменный диабаз с миндалинами, выполненными хлоритом и кальцитом; андезитовый афирит с интерсертальной структурой, межлейстовое пространство выполнено хлоритом и рудным; плагиопорфир с микроаплитовой структурой основной массы. Обломки известняков в виде уплощенных, вытянутых по напластованию образований от крупно- до микрокристаллического кальцита. Слюды представлены чешуйками зеленого хлорита, иногда с включениями черных рудных минералов, мелких, иногда изогнутых, чешуек мусковита и биотита — от нормального коричнево-бурого до бесцветного. Обесцвечивание биотита сопровождается его хлоритизацией. Хлоритизация часто происходит по отдельным пакетам. На пластинке минерала чередуются волокна бледно-зеленого хлорита и обесцвеченного, но со слабым плеохроизмом, биотита. Железо, выносимое при разложении биотита, нередко переходит в пирит в виде мелких кубических кристалликов по биотиту. Часто в биотите отмечаются мельчайшие кристаллики рутила.

Структура песчаников этих свит псаммитовая мелко- и неравномернозернистая. Цемент в отдельных участках одного и того же шифа разный, тип поровый, реже базальный и контактный; иногда цемент карбонатный, глинистый и глинисто-слюдистый. Карбонатный образован мелкокристаллическим кальцитом, кристаллики которого своими углами вдаются в обломочные зерна, разрушая их. Особенно интенсивно этот

процесс происходит на границе карбонатного цемента и обломков плагиоклазов, где карбонаты цемента представлены сильно ожелезненными бурыми разностями. В глинистом цементе заметны начальные следы перекристаллизации. Фиксируются мельчайшие зерна хлорита, чешуйки серицита и участки начальной кристаллизации кремнезема, представленного опалом, халцедоном. В нижних частях разреза размер сферических образований халцедона достигает 0,02—0,03 мм.

Процентное содержание обломков и цемента выражается следующими соотношениями: 85 : 15, 60 : 40, 70 : 30. Пелитовые породы представлены глинисто-карбонатными, глинисто-хлоритовыми, серицито-хлорито-кремнистыми сланцами с пелитовой и алевритовой структурами и слабо сланцеватой текстурой. Во всех разностях большое количество карбонатного материала в виде отдельных скоплений или микропрослоев мелко- или среднекристаллического кальцита. Вторичные изменения сланцев очень незначительны.

Следующим литологическим типом пород комплекса являются известняки, слагающие чаткарагайскую свиту, составляющие до 50% пород сарыджонской и широко развитые в верхних частях кызыл-бельской свиты. Среди известняков выделяются следующие типы: кристаллические известняки с терригенной примесью, пелитоморфные, песчанистые, алевритистые, глинистые и доломитизированные известняки. Наиболее широко распространенной разновидностью являются пелитоморфные и мелкокристаллические известняки — алевритистые, песчанистые и глинистые. Среди карбонатов незначительную часть составляют доломиты, железистые карбонаты, сидерит.

Терригенная примесь, составляющая от 1—2 до 30—40% породы, представлена кварцем, полевыми шпатами, преимущественно плагиоклазами, обломками пород, в том числе и известняков в железистых рубашках. Наибольшее количество терригенной примеси приурочено к нижней части микрослоев, видных только под микроскопом.

Глинистые известняки обычно перемежаются с глинисто-карбонатными и серицито-хлорито-глинистыми сланцами. Глинистый материал, по которому развит микрокристаллический хлорит, в известняках находится или в тонко, равномерно рассеянном состоянии, или же в виде отдельных сгустков, обуславливающих пятнистую текстуру известняков. В глинистых известняках также содержатся обломки минералов и пород алевритовой и псаммитовой размерности. Разъедание обломочных зерен карбонатным материалом незначительное.

Кристаллические известняки встречаются очень редко, представлены они мелко- и среднекристаллическими разновидностями с незначительным содержанием терригенных обломков. Доломитизированные известняки сложены мелкокристаллическим кальцитом с кристаллическими, иногда микрозернистыми доломитами. Последние содержатся в незначительных количествах во всех известняках комплекса. В верхних частях разреза (кызыл-бельская свита) доломиты составляют до 50% от общего состава известняка.

Малиновые породы кызыл-бельской и верхней части чаткарагайской свит представлены сильно ожелезненными глинистыми, серицито-хлоритовыми и серицит-хлорито-кремнистыми сланцами. Лимонит распространен по всей породе в виде мелко рассеянного вещества и отдельных сгустков. Вообще комплекс содержит очень большое количество окисных железистых соединений, в результате чего породы толщи окрашены в пестро-бурые и желтоватые тона. По цвету нетрудно отличить песчаники сарыджонской свиты от тагыртауских, в которых Fe представлено закисными соединениями.

Определение тяжелой и легкой фракции в иммерсии показало, что в породах карагаинского комплекса наблюдается исключительное разнообразие минералов и относительно высокий процент их содержания. Из 50 описанных минералов наибольшим распространением пользуются следующие: циркон, апатит, барит, эпидот, хлорит, кордиерит, биотит, сфен, гранат, рутил, роговая обманка, турмалин, скаполит, шпинель, сидерит, гиперстен, берилл, реже ксенотим. Среди рудных минералов определены: лейкоксен, гематит, лимонит, пирит, титано-магнетит, минералы из группы тантало-ниобатов, халькопирит, азурит, малахит, барит. В легкой фракции присутствуют кварц — чистые разности и с разнообразными включениями, плагиоклаз (больше олигоклаза, меньше андезина), мусковит, доломит, обломки пород.

Отложения комплекса представлены двумя типами разреза, подробно описанными в другой работе [7]. Эти типы разрезов отличны как по мощности, так и по своему петрографическому составу, по характеру сочетаний пород.

Для районов развития сокращенного типа разреза характерны следующие особенности: для песчаников — лучшая отсортированность и окатанность обломочного материала, большая насыщенность обломками самой породы (до 85%), отсутствие среди песчаников известняковых прослоев, очень частые следы размывов в основаниях песчаниковых прослоев, часто образующих причудливые текстуры размыва в глини-

стых и хлорито-кремнистых сланцах подстилающего горизонта, косая слоистость и волноприбойная рябь типа мелководья. Известнякам свойственны небольшое содержание терригенного материала, повышенная доломитность известняков, присутствие в разрезе массивных мелкокристаллических известняков, в отдельных районах (Курган, Чичкан) с рифовыми постройками строматолитов, наличие очень мелкой косой слоистости, тонкой волноприбойной ряби типа мелководья, трещины усыхания, образующих многоугольники, а также бугорчатая поверхность известняков со следами промоин, выполненных бурми песчано-алевролитовым материалом. Все это говорит о мелководности бассейна осадконакопления.

Что касается полных разрезов и разрезов переходного типа, им присущи следующие особенности: для песчаников — более мелкозернистый состав, меньшая мощность (2 — 10 см) песчаниковых прослоев, постепенный, иногда резкий переход к тонкозернистым пелитовым разностям, присутствие карбонатных прослоев в виде верхних элементов ритма, изредка образующих мощные пачки, где известняковые прослои чередуются с глинисто-карбонатными. Сортировка и окатанность обломочного материала слабее, чем в песчаниках сокращенных разрезов. Известняковая чаткарагайская свита по характерной стратификации и набору пород очень напоминает карбонатный флиш. Монотонная толща представляет собой тонкое правильное чередование известняковых и сланцевых (глинисто-карбонатных и хлорито-серицито-кремнистых) прослоев. Известняки часто представлены обломочными разностями. В известняках много примесей глинистого материала, обломков кварца, полевых шпатов и других пород, нередко составляющих больше 5—7%.

В переходных разрезах в основании чаткарагайской свиты фиксируются горизонты конгломерато-брекчий с крупными (иногда до 30 см) угловатыми обломками плитчатых известняков чаткарагайской свиты, погруженных в песчанисто-карбонатную массу. Сортировка этих обломков по размеру совершенно отсутствует. По своему строению эти породы напоминают брекчию обвалов. Присутствие их в основании свиты переходного типа разрезов говорит о наличии довольно крутого уступа между областью относительного поднятия и областью интенсивного прогибания. В полосе развития этих переходных разрезов карбонатные породы насыщены терригенным материалом, представляя собой сильно песчаные известняки, где количество терригенной примеси достигает 50%.

Большое число волноприбойных знаков на поверхно-

стях напластований пород (особенно в чаткарагайской и кызыл-бельской свитах) говорит о том, что дно бассейна находилось в зоне действия волн. Волноприбойные знаки в кызыл-бельской свите представляют собой тонкие ряды, где длина волн достигает 1—0,5 см, а высота 2—3 мм. Трудно представить себе образование такой ряби на большой глубине. Появление доломита и красных окрасок в верхних частях разреза комплекса, а также ряби мелководья говорят о постепенном обмелении бассейна, засолении его вод. Об этом свидетельствуют и рифовые строматолитовые постройки, развитые в зоне сокращенных разрезов.

Проследив все изменения в составе пород, характере вторичных изменений, нетрудно убедиться в том, что рифейские отложения Таласского хребта отчетливо подразделяются на три комплекса. Особенно показательны в этом отношении терригенные породы.

По характеру изменения цемента песчаников в породах отчетливо выделяются сменяющие друг друга стадии, хорошо укладываемые в схему изменения глинистого цемента при глубинном диагенезе и начальном метаморфизме, установленную А. Г. Косовской и В. Д. Шутовым для мезозойских и палеозойских геосинклинальных терригенных отложений Приверхожья [8]. Этими исследователями весь разрез был разделен на четыре вертикальные зоны (снизу вверх): зоны глинистого, хлоритового и хлоритово-кварцевого, кварцево-регенерационного и кварцево-регенерационного и слюдяного цемента.

Нижнерифейский комплекс по схеме, предложенной этими авторами, можно отнести к зоне кварцево-регенерационного и слюдяного цемента. В отличие от кварцево-регенерационного цемента третьей зоны здесь появляются мусковит, реже биотит и в большом количестве — новообразования турмалина, рутила, эпидота, сфена. Н. В. Логвиненко [2] эту стадию относит к зоне прогрессивного эпигенеза и перерастания эпигенеза в начальный метаморфизм.

Обломочным зернам присущи следующие изменения: коррозия, регенерация и метасоматоз. Цемент в основном серицито-хлорито-кварцевый.

Для песчаников узун-ахматской свиты, относимой нами к зоне кварцево-регенерационного цемента, характерны такие преобразования, как: регенерационные каёмки вокруг обломочных зерен, в верхней части разреза наличие крустификационных каёмок, состоящих из параллельно ориентированных чешуек хлорита и серицита. Цемент в нижних частях серици-

то-хлорито-кварцевый. Редко в нем встречаются новообразования турмалина. Сохраняется шиповидный облик обломков.

Тагыртауские песчаники можно отнести к зоне хлоритового и хлорито-кварцевого цемента, к нижней части этой зоны. Цемент песчаников карбонатный и серицито-хлорито-кремнистый, реже серицито-хлорито-кварцевый. Отсутствуют, за редким исключением, элементы регенерации обломочных зерен, широко развито крустификационное обрастание обломков хлоритом и серицитом. Из новообразований отмечен эпидот, участвующий в строении крустификационных каёмок.

Терригенные породы карагаинского комплекса можно отнести к верхней части зоны хлоритового и хлорито-кварцевого цемента и частично — к зоне глинистого цемента.

Таким образом, все выделенные зоны и подзоны изменения глинистого цемента соответствуют нашим крупным стратиграфическим подразделениям. Последовательная эволюция вторичных изменений терригенных пород подтверждает также правильность наших стратиграфических построений [7].

Графически состав песчаников отдельных комплексов представлен на рисунке (см. стр. 30).

Для нижнерифейских отложений характерны кварцевые, реже кварц-полевошпатовые (плагиоклаз и ортоклаз) песчаники с совершенно окатанными обломками. Акцессорные минералы представлены устойчивыми против выветривания минералами, окатанные обломки которых часто имеют матовую корродированную поверхность.

Для среднерифейских (узун-ахматских) песчаников типичен кварц-полевошпатовый и полимиктовый состав. В обломках — кварц, полевой шпат (плагиоклаз и ортоклаз), метаморфические породы и кислые эффузивы. По степени окатанности обломки делятся на два класса: окатанные и слабо окатанные, угловатые. Акцессорные минералы представлены более богато. По типоморфным особенностям одни и те же минералы также делятся на два класса, что свидетельствует о новом появившемся источнике сноса.

Тагыртауские песчаники можно отнести к грауваккам. Они являются полимиктовыми или вулканомиктовыми образованиями. Среди обломков пород часты средние эффузивы. Очень широко распространен базальный тип цементации. Окатанность обломков почти отсутствует. Типично малое количественное содержание акцессорных минералов при их довольно богатой качественной характеристике.

Для верхнерифейских образований типичны полимиктовые песчаники с обломками эффузивов среднего и основного

состава. Цемент почти повсеместно карбонатный порового типа. Обломки здесь окатаны значительно лучше, чем в тагртауских песчаниках. Состав аксессуариев богат в качественном и количественном отношениях.

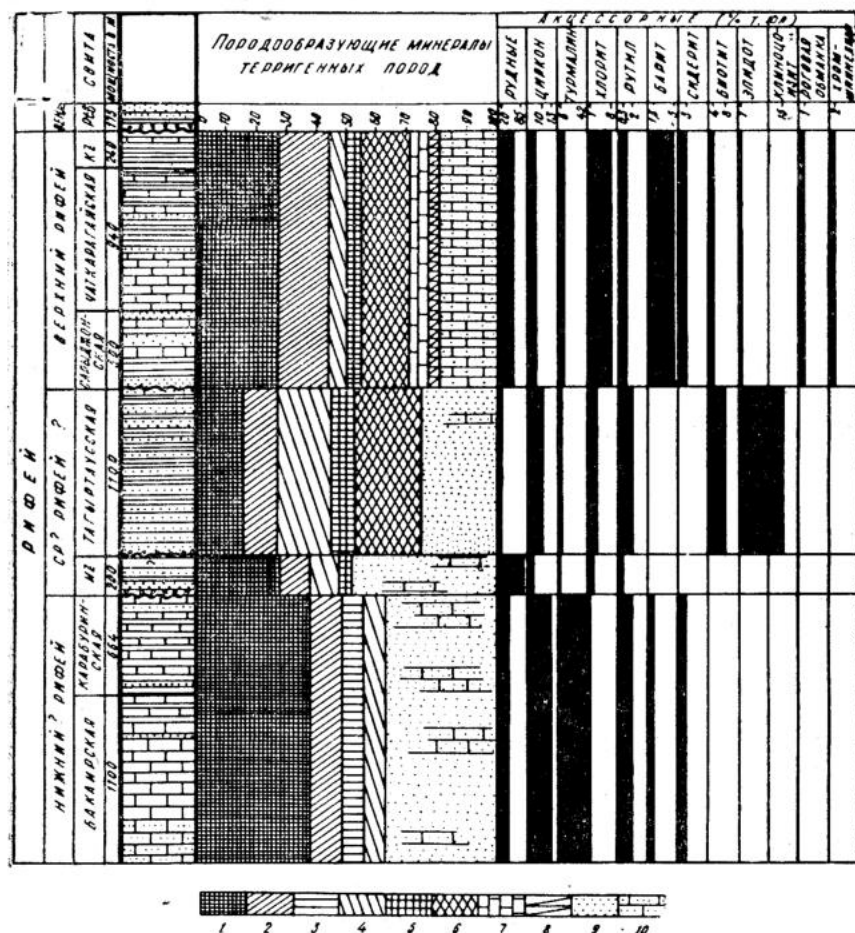


Рисунок. Состав песчаников отдельных комплексов.
 1 — кварц; 2 — плагиоклаз; 3 — ортоклаз; 4 — обломки осадочных и метаморфических пород; 5 — обломки кислых эффузивов; 6 — обломки средних эффузивов; 7 — обломки известняков; 8 — слюды; 9 — хлорито-кремнистый и глинистый цемент; 10 — глинисто-карбонатный цемент.

ЛИТЕРАТУРА

1. Додонова Т. А. Новые данные к стратиграфии нижнепалеозойских отложений Таласского Алатау. Тр. УГ и ОН при Совете Министров Киргиз. ССР, сб. 1, 1960.
2. Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1957.
3. Казаринов В. П. Континентальные осадочные формации Западной Сибири. Мат-лы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях, т. 1, 1955.
4. Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя Зилаирского синклинория на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 104 (34), 1949.
5. Королев В. Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. В сб. «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. 3, 1962.
6. Королев В. Г., Крылов И. Н. К стратиграфии верхнего докембрия Северного Тянь-Шаня. ДАН СССР, т. 144, № 6, 1962.
7. Королев В. Г., Максумова Р. А. Поздний докембрий Таласского Ала-Тау. Тр. Фрунзенского политехнического ин-та, вып. 20 (геология и горное дело), 1964.
8. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зональность изменения терригенных пород при эпигенезе и начальном метаморфизме в условиях геосинклинальной зоны. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4, изд. Львовского ун-та, 1956.
9. Хворова И. В. О происхождении флиша. БЮМОИП, отд. геол., 33 (5), 1958.

Резюме

Макалада Талас Ала-Тоосунун рифей жашындагы тоо тектеринин петрографиялык-минералдык мүнөздөмөсү берилген. Кыскача ал тоо катмарлары пайда болгон мезгилдеги фациялык шарттар каралат.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Отложения кембрия и ордовика в пределах Срединного Тянь-Шаня имеют широкое развитие: они заслуживают особого внимания благодаря наличию в них осадочных руд ряда металлов и других полезных ископаемых, что справедливо подчеркнуто в обзоре формаций Тянь-Шаня В. Г. Королевым [7].

Материалы для характеристики нижнепалеозойских формаций собраны большим числом геологов при проведении среднемасштабной геологической съемки и тематических исследований. Участвуя в тех и других, автор имел возможность сопоставить данные наблюдений по большинству районов названной структурно-фациальной области. Сопоставление свидетельствует о том, что в Срединном Тянь-Шане формирование формаций Pz_1 происходило в более сложной обстановке, чем представлялось ранее [7]. Формационный анализ отложений позволяет говорить о значительной тектонической дифференциации области Срединного Тянь-Шаня в нижнем палеозое и большой ее подвижности, вызвавшей частую смену фаций.

Результаты региональной съемки не подтверждают представления о том, что кембро-ордовикские отложения обладают «удивительным постоянством разрезов» [1]. Наоборот, изложенный ниже материал указывает на непостоянство условий осадконакопления, вследствие чего даже одна формация оказывается представленной несколькими типами разрезов. Чтобы показать все это, автор охарактеризовал вначале стратиграфические комплексы Pz_1 восточной, центральной и западной частей Срединного Тянь-Шаня и на этой основе попытка проследить смену формаций как во времени, так и в пространстве.

1. Стратиграфия и распространение нижнепалеозойских отложений

Общая корреляция разрезов осадочных и вулканогенных толщ Pz_1 Срединного Тянь-Шаня представлена в табл. 1.

Описание необходимо начать с толщи грубообломочных образований, напоминающих тиллиты, залегающей в основании кембро-ордовикских отложений и тесно с ними связанной. Автором ранее [3] эта толща была охарактеризована под названием джетым-тауской свиты, однако наличие мощных пачек разнородного состава, которые могут выделяться как самостоятельные свиты, заставляет считать ее серией. По условиям формирования джетым-тауская серия резко отличается от предшествующих стратиграфических комплексов рифея (синия), для которых характерны мощные излияния порфиров.

Автор относит названную серию к эокембрию, считая, что накопление ее специфических осадков отвечает начальному этапу палеозойской истории развития.

Эокембрий

Преобладание в составе джетым-тауской серии характерных конгломератов, напоминающих тиллиты, позволяет с уверенностью сопоставлять разрезы эокембрия западной — чаткальской, центральной — нарынкой и восточной — сарыджаской частей рассматриваемой области. В горах Джетым-Тау, Ак-Шийряк и Куйлю видно, что эта серия трансгрессивно залегают на древних гранитоидах и вулканогенных породах, известных в литературе под названием свиты Большого Нарына [8].

Для формационного анализа важно выяснить генезис главенствующих тиллитоподобных конгломератов, обычно окрашенных в темно-серый, зеленовато-серый и редко буровато-серый цвета. Этим породам свойственна полная несортированность обломочного материала. Обломки, начиная от псаммитовых частиц до глыб объемом в несколько кубометров, заключены в серицитизированной и хлоритизированной алевритовой массе. Насыщенность конгломератов грубообломочным материалом непостоянная (30—50% объема породы). Обычно довлеет материал, вынесенный с местных поднятий, но наряду с ним присутствуют и обломки пород, развитых далеко за пределами области осадконакопления. Так, в конгломератах из разрезов эокембрия гор Джетым-Тау преобладают кислые эффузивы (кварцевых порфиров, альбитофинов, фельзит-порфиров, мраморов, кварцитов и кварца); реже отмечаются обломки кристаллических сланцев, метаморфизованных основных эффузивов и кремнистых пород. В Чаткальских разрезах конгломераты содержат многочисленные обломки гранитоидов. Степень окатанности разнообразная: от угловатых глыб до валунов шаровидной и эллипсоидальной формы. Как пра-

вило, крупные обломки по сравнению с мелкими окатаны хуже.

В. Г. Королевым [7] было отмечено, что в вопросе о генезисе джетым-тауских конгломератов нет единого мнения. Автор склонен по ряду признаков относить их к ледниково-морским образованиям [3]. Формирование джетым-тауских конгломератов, по-видимому, происходило в условиях начавшегося после заключительного рифейского (синийского) субплатформенного выравнивания нового этапа дифференциации рельефа и присущего ему оледенения. Впадины являлись водными бассейнами и заполнялись в значительной мере тонкообломочным материалом, который смешивался с грубообломочным, доставлявшимся сюда ледниками и плавучими льдами. Исходя из этого, слагающие джетым-таускую серию породы следует относить к ледниково-морской формации. Специфичность этой формации, в частности накопление железных руд, так же как и особенности других формаций, будут рассмотрены во втором разделе.

Необходимо отметить, что в составе джетым-тауской серии принимают участие песчаники и сланцы, которые присутствуют в различных количественных соотношениях с конгломератами. Иногда (Сары-Джас) фиксируются прослои вулканогенных пород основной магмы в низах серии, указывающие на то, что по границам структурно-фациальной области оживали глубинные разломы, служившие путями проникновения магмы.

Вкратце рассмотрим изменения состава серии и особенно—мощности ее на всем протяжении Срединного Тянь-Шаня.

На востоке, в Сары-Джасском районе, джетым-тауская серия сложена в основном тиллитоподобными конгломератами. Но вдоль южной границы района (правобережье р. Сары-Джас, ниже устья р. Галды-Су) в основании разреза серии содержится горизонт диабазов, порфиритов и их туфов мощностью около 200 м. Общая мощность джетым-тауской серии в Сары-Джасском районе колеблется от 700 до 50 м.

В центральной части Срединного Тянь-Шаня, охватывающей бассейн р. Нарын, джетым-тауская серия сложена в основном тиллитоподобными конгломератами. Песчаники и сланцы, развитые здесь в составе толщ, присутствуют обычно в ее основании, слагая горизонт мощностью от 20 до 70 м, а также местами (хр. Джетым-Тау и Нарын-Тоо) и в средней ее части в виде невыдержанного по мощности (до 500 м) горизонта с залежами железных руд и углисто-глинистых ванадиеносных сланцев [3]. Максимальная мощность серии в этом районе достигает 2500 м.

На западе Срединного Тянь-Шаня, в бассейне р. Чаткал, значительная нижняя часть серии мощностью около 500 м сложена песчаниками, сланцами и полимиктовыми конгломератами (узун-булакская свита, по А. Ф. Степаненко), а верхняя—тиллитоподобными конгломератами (аяк-терекская свита, по Л. И. Турбину); мощность её от 60 до 800 м.

В ряде районов Срединного Тянь-Шаня джетым-тауская серия полностью выпадает из разреза, что свидетельствует о резкой неравномерности тектонических движений в эокембрии и наличии конседиментационных поднятий, выступавших в виде островов или отmelей (Сары-Джасское, Терсейское, Кара-Сайское, Нарынское, Мало-Нарынское и Сандалашское поднятия). Изменение мощностей осадков на границах поднятий и прогибов происходит резко и на коротких расстояниях. Например, к северу от Сары-Джасского поднятия мощность тиллитоподобных конгломератов на расстоянии 1 км увеличивается в 10 раз (от 50 до 500 м), а к югу от поднятия антиклинория Большого Нарына на расстоянии 1 км — в 3 раза (от 260 до 800 м) и т. д.

Возраст описанной толщи эокембрийский, поскольку она подстилает осадки нижнекембрийского возраста, аналогичные образованиям Курук-Тага, содержащим *Redlichia*; толща моложе гранитоидов, прорывающих рифейские толщи. По данным В. Г. Королева [8], в гальках конгломератов джетым-тауской свиты содержатся верхнерифейские *Asterosphaeroides radiosus* Z. Zhur (m. s.), *Nubecularites uniformis* Z. Zhur (m. s.).

Нижний кембрий

К нижнему кембрию автор относит отложения, залегающие без видимого углового несогласия на джетым-тауской серии и перекрываемые фаунистически охарактеризованными породами среднего и верхнего кембрия. Большинство исследователей выделяет их в качестве самостоятельной свиты; в бассейне р. Нарын эта свита именуется джак-болотской [3], в районе хр. Нарын-Тоо — иметской, в пределах хр. Ак-Шийряк — ак-шийрякской; в бассейне р. Чаткал соответствующие отложения включены в состав шорашуйской свиты [12]. Перечисленные свиты одновозрастны, но по литологическому составу несколько различны (см. табл. 1).

В стратиграфическом отношении названные выше свиты составляют горизонт, что соответствует рекомендациям Межведомственного стратиграфического комитета [13].

Этот горизонт мы именуем джакболотским (по названию наиболее изученной свиты). Формирование джакболотского

горизонта происходило в условиях неравномерных дифференцированных тектонических движений, обусловивших развитие прогибов и поднятий, заложенных в эокембрии. На поднятиях джакболотский горизонт отсутствует, в прогибах мощность и состав его различны, в связи с чем меняются и разрезы отложений, типичные для отдельных площадей.

Нарын-тооский тип разреза джакболотского горизонта (иметская свита) характерен для района хр. Нарын-Тоо, где широко развиты (в его составе) кремнистые и вулканогенные породы. Нижняя, видимая, часть разреза здесь сложена главным образом глинистыми и кремнистыми сланцами и полимиктовыми песчаниками, чередующимися с пластами красных и серых кремнистых пород, порфиринов, диабазов и их туфов. Мощность 130—180 м. Верхняя половина толщи сложена в основании порфиритами, диабазами и их туфами, которые к северу замещаются темно-серыми глинистыми, кремнисто-глинистыми и известково-глинистыми сланцами и песчаниками. Мощность 150—200 м. Преобладание в составе толщи вулканогенных и кремнистых пород позволяет относить ее к вулканогенно-кремнистой формации. Приуроченность выходов вулканогенно-кремнистой формации к Ат-Баши-Иныльчекскому разлому свидетельствует о том, что излияния происходили, видимо, вдоль глубинного краевого разлома, ограничивающего область Срединного Тянь-Шаня с юга.

Тарагайский тип разреза характеризуется широким развитием кремнистых пород, песчаников и сланцев. Эти отложения распространены только в центральной части Срединного Тянь-Шаня, в районе хребтов Джетым-Тау, Нарын-Тоо и Ак-Шийряк. Наиболее полный разрез наблюдается на западном окончании хр. Ак-Шийряк (ак-шийрякская свита). В основании разреза залегают черные фтаниты мощностью 30—40 м, выше которых развиты зеленые, темно-серые и черные, часто известковистые сланцы с тонкими прослоями известняков и кремней. Мощность 200 м. Местами эта пачка сложена только зелеными серицито-глинистыми сланцами. Выше по разрезу фиксируется пестроцветная песчано-сланцевая толща мощностью около 500 м, представленная зелеными, серыми и бурыми сланцами и песчаниками с линзовидными прослоями серых и красных кремней. Пестроцветная толща перекрывается зелеными, зелено-серыми и темно-серыми глинистыми сланцами с пачкой черных фтанитов и прослоями известняков и известковистых сланцев в верхней части разреза. Мощность около 350 м.

В ядерной части Нарынского антиклинория нижнекембрийских отложений почти нет. На его крыльях, в пределах хреб-

тов Джетым-Тау и Нарын-Тоо, джакболотский горизонт, представленный отдаленной кремнистой формацией, развит в виде двух полос субширотного простираения, где он формировался, видимо, во внутренних частях прогибов, обрамлявших область поднятий, существовавших в то время на месте Нарынского антиклинория. Мощность джакболотского горизонта здесь меньше, чем в районе хр. Ак-Шийряк (около 300 м), состав также иной. В нижней части разреза он сложен зеленовато-серыми хлорито-глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами мощностью до 100 м, которые выше сменяются вишнево-серыми, темно-серыми и зелеными сланцами, алевролитами и песчаниками с прослоями красных, зеленых и черных кремнистых пород. Мощность их 30—40 м. Эти породы перекрываются темно-серыми и зелеными глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с редкими прослоями известняков, углисто-кремнистых сланцев, лидитов, бурых песчаников и сланцев мощностью до 150 м. Красные кремнистые породы имеют повышенное содержание железа и марганца.

Калмакашуйский тип разреза типичен для районов, где джакболотский горизонт сложен в основном полимиктовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. В восточной части Срединного Тянь-Шаня эти отложения распространены в двух областях, субширотно вытянутых вдоль южной и северной его границ. Между этими областями прогибов расположено устойчивое сары-джасское поднятие, осадконакопление в пределах которого началось только в среднем ордовике.

В пределах северного прогиба, в бассейнах рек Сары-Джас и Куйлю джакболотский горизонт представлен как пестроцветными, так и сероцветными осадками (оттукская свита). Первые развиты по краям прогиба и представлены зелеными и красными филлитовидными сланцами и алевролитами, содержащими в верхней части разреза прослой и пачки известковистых сланцев и известняков мощностью до 15 м. Пестроцветные отложения в центральной части прогиба сменяются серыми и черными филлитовидными сланцами мощностью до 400 м.

В пределах южного прогиба, р. Большое Талды-Су, мощность джакболотского горизонта колеблется от 15 до 200 м. Сложен он здесь также зелеными, серыми и черными песчаниками и сланцами, местами содержащими прослой вишнево-красных сланцев и известняков мощностью до 1 м.

В центральной части Срединного Тянь-Шаня, в бассейне р. Нарын, песчано-сланцевые отложения нижнего кембрия развиты главным образом вдоль северной его границы. Сло-

жены они здесь полимиктовыми песчаниками, алевролитами и сланцами, которые в верхней части разреза местами содержат прослойки кремнистых сланцев и известняков. Породы в низах разреза, как правило, имеют зеленовато-серую и зеленую окраску, а в верхах — вишнево-серую, бурую и коричневую. На крыльях Нарынского антиклинория, по направлению к его ядерной части, наблюдается частичное замещение пестроцветной песчано-сланцевой толщи конгломератами. Мощность до 500 м.

В западной части Срединного Тянь-Шаня, в бассейне р. Чаткал, джакболотский горизонт сложен полимиктовыми песчаниками, алевролитами и сланцами, при этом доминируют то песчаники, то сланцы (шорашуйская свита). Резкое преобладание песчаников в составе толщи наблюдается в истоках р. Чаткал, среднем течении р. Каракасмак и в долине р. Аяк-Терек. Сланцами толща сложена в междуречье рек Чанач и Кара-Терек и в верховье р. Кара-Касмак. Песчаники здесь присутствуют только в виде отдельных прослоев. Сланцы по составу серицито-глинистые, реже углисто-глинистые. Цвет пород в основном серый, темно-серый. Пестроцветные (зеленые и красные) породы встречены в бассейне р. Каракасмак. Мощность толщи колеблется от 100 до 400 м. Как видно из описания, калмакашуйский тип разреза характерен для части джакболотского горизонта, представленного песчано-сланцевой формацией.

Из органических остатков в породах джакболотского горизонта найдены только споры, которые, по заключению Б. В. Тимофеева, указывают на нижнекембрийский возраст осадков [3]. В районе Куруг-Тага кремнистые и вулканогенные породы, лежащие на тиллитах, содержат нижнекембрийскую фауну — *Redlichia* sp., *Palaeolenus* sp., *Kootenia* sp. На нижнекембрийский возраст осадков указывает и тот факт, что в верховье р. Чаткал они согласно перекрыты известняками, содержащими в нижней части разреза фауну среднего кембрия [12].

Средний кембрий — нижний ордовик

Породы кембро-ордовика, залегающие стратиграфически выше джакболотского горизонта, неоднородны по составу в различных районах Срединного Тянь-Шаня, это подтверждается существующими схемами стратиграфии [1, 4, 6, 12]. Наиболее существенные различия наблюдаются между отложениями, развитыми к востоку и западу от Таласо-Ферганского разлома. К востоку от него отложения среднего кембрия — нижнего ордовика образуют единый комплекс осадков, по

объему соответствующий серии, которую предлагается называть нарынской. Вышележащие средне- и верхнеордовикские отложения однотипны по составу и относятся к ичке-башской свите [4, 6]. К западу от Таласо-Ферганского разлома отложения кембро-ордовика также делятся на две толщи, нижняя из которых включает образования среднего и верхнего кембрия, а также нижнего и среднего ордовика, а верхняя — верхнего ордовика. Нижняя толща по составу и объему отличается от нарынской серии и должна выделяться в качестве самостоятельной серии — чаткальской.

Изменение состава отложений по простиранию приводит и к тому, что разновозрастные образования в пределах каждой из этих серий в разных частях Срединного Тянь-Шаня относятся к различным свитам. К востоку от Таласо-Ферганского разлома отложения среднего кембрия — нижнего ордовика, развитые в районе хр. Кок-Ирим-Тоо, выделены под названием байдамтальской свиты, а хр. Джетым-Тау — шорторской, в западной части хр. Ак-Шийряк и восточной части хр. Терскей Ала-Тоо, Сары-Джасском хребте и хр. Куйлю-беркутской и ольджобайской. Аналогичная картина наблюдается и к западу от Таласо-Ферганского разлома (см. табл. 1).

Нарынская серия испытывает существенные и резкие изменения состава и мощности вкостр простирания пород, в то время как по простиранию разрезы ее на значительных отрезках отличаются большим постоянством.

Шорторский тип разреза нарынской серии характерен для районов хребтов Джетым-Тау и Кок-Ирим-Тоо, где она сложена в основном известняками среднего и верхнего кембрия, которые подстилаются лидитами, тиллитоподобными конгломератами и перекрываются черным кремнисто-глинистыми и зелеными глинистыми сланцами нижнего ордовика. В пределах хр. Джетым-Тау эти отложения впервые выделены В. Г. Королевым [6] и описаны как шорторская свита, имеющая в бассейне р. Арчалы (северный склон хр. Джетым-Тау) следующий состав (снизу вверх):

1. Тиллитоподобные конгломераты — 50—300 м.
2. Черные кремнистые сланцы и лидиты — 10—35 м.
3. Серые и темно-серые известняки, в верхней части разреза перемежающиеся известняковыми сланцами — 450 м.
4. Чередование известняков, содержащих в нижней части пачки остатков трилобитов верхов верхнего кембрия со сланцами, а в верхней — лингул нижнего ордовика — 75 м.
5. Кремнистые и глинистые сланцы с граптолитами аренигского яруса — 60—200 м.

Аналогичное строение имеет серия в районе пер. Калмак-Ашу, но мощность известняков здесь уменьшается до 250 м [3].

Здесь наблюдается угловое несогласие между породами джакболотского горизонта и базальными тиллитоподобными конгломератами нарынской серии. Далее к югу мощность серии резко сокращается (в северном крыле Нарынского антиклинория она равна 230 м), причем базальные тиллитоподобные конгломераты имеют здесь мощность около 35 м, вышележащие лидиты — 9, а сланцево-известковая часть разреза — 27 м, из которых на долю известняков приходится около 12 м. Кроме того, в отличие от северных разрезов шорторского типа нижнеордовикские отложения представлены здесь в основном красноцветными гематито-кремнистыми породами, обогащенными железом и марганцем, а также пестроцветными (зелеными и красными) сланцами и песчаниками мощностью около 160 м. В ядерной части Нарынского антиклинория отложения нарынской серии отсутствуют. Все это свидетельствует о наличии поднятия, существовавшего в среднем и верхнем кембрии, а также нижнем ордовике на месте Нарынского антиклинория. Нарынская серия выпадает из разреза палеозоя и на Мало-Нарынском, Кара-Сайском, Сары-Джасском и Терскейском поднятиях, что указывает на устойчивое развитие поднятий и прогибов от эокембрия до среднего ордовика.

К западу от хр. Джетым-Тау, в долине р. Сулу-Куртка, по данным Е. И. Зубцова (1956), разрез нарынской серии начинается с известняков и доломитов мощностью до 260 м, которые перекрываются темно-серыми и зеленовато-серыми сланцами мощностью 140 м. Кремнистые сланцы и тиллитоподобные конгломераты, залегающие в основании известняков среднего-верхнего кембрия в хр. Джетым-Тау, здесь отсутствуют.

В хр. Кок-Ирим-Тау разновозрастные отложения описаны Е. И. Зубцовым [4] как байдамтальская свита. В наиболее полных разрезах эта свита начинается с тиллитоподобных конгломератов мощностью до 50 м. На них залегают кремнистые сланцы и лидиты мощностью до 150 м, а затем доломиты и известняки — до 700 м. В верхах разреза известняки вначале чередуются, а затем замещаются черными и темно-серыми кремнисто-углистыми сланцами, содержащими остатки граптолитов нижнего ордовика. В районе хр. Кок-Ирим-Тау отчетливо наблюдаются изменения мощностей и фаций байдамтальской свиты, отвечающие местным конседиментационным структурам — Байдамтальской антиклинали и синклинали [11]. Наибольшую мощность (около 700 м) известняки среднего-верхнего кембрия имеют в ядре синклинали, на крыльях антиклинали она постепенно уменьшается; в ядре антиклинали известняки замещаются кремнисто-углистыми и глинистыми сланцами. В ядре антиклинали полностью выклиниваются также

Корреляция разрезов нижнепалеозойских отложений Срединного Тянь-Шаня

Таблица

Система, отдел	Серия, горизонт	Восточная и Центральная части Срединного Тянь-Шаня						Серия, горизонт	Западная часть Срединного Тянь-Шаня		
		Верховье р. Сары-Джас и долина р. Куйлю	Долина р. Б. Талды-Су	р. Арчалы	Западная часть хр. Ак-Шийряк и восточная часть хр. Джетым-Тай	хр. Нарын-Тоо	хр. Кок-Ирим-Тоо		Верховье р. Чаткал	Чаткальский хребет	Сандалашский и Пскемский хребты
Верхний ордовик		Сары-джасская свита O _{2+3s}	Сарыджасская свита O _{2+3s} .	Ичке-башская свита O _{2+3l}	Ичке-башская свита O _{2+3l}	Ичке-башская свита O _{2+3l}	Ичке-башская свита O _{2+3l}	Аюторская свита o _{2a} . Зеленые и серые песчаники	Аюторская свита O _{2a} . Зеленые и серые песчаники и сланцы. Мощность около 500 м	Аюторская свита O _{2a} . Зеленые и серые песчаники и сланцы. Мощность 1000 м.	
Средний ордовик		Зеленые и серые песчаники, сланцы и конгломераты. Мощность 85—830 м	Зеленые и серые песчаники, сланцы и конгломераты. Мощность до 2400 м	Зеленые и серые песчаники и сланцы. Мощность до 1400 м	Зеленые и серые песчаники и сланцы. Мощность 750 м	Зеленые и серые песчаники и сланцы. Мощность 100—700 м	Зеленые и серые песчаники и сланцы. Мощность 460 м	Кара-терекская свита o _{2k} . Эффузивы.	Кара-терекская свита O _{2k} Метаморфизованные основные эффузивы. Мощность до 1500 м	Бешторская свита O _{2b} . Кремнистые и глинистые сланцы, известняки. Мощность около 1000 м	
Нижний ордовик	Нарынская серия Cm ₂ -0 ₁ пр	Ольджобайская свита O _{1b} . Зеленые и красные кремнистые и глинистые сланцы. Мощность 520—670 м.	Талды-суйская свита O _{1t} . Зеленые и серые песчаники и сланцы. Мощность 200—300 м	Шорторская свита Cm ₂ -o _{1sh} .	Чолокторская свита o _{1c} bt. Зеленые и красные песчаники и сланцы и кремнистые породы. Мощность 50—300 м	Нарын-тауская свита Cm ₂ -o _{1n} . Известняки. Мощность 10—150 м	Байдам-тальская свита Cm ₂ -o _{1bd} .	Чаткальская серия Cm ₂ -o _{2cht}	Ак-суйская свита Cm ₂ -o _{1a} . Известняки	Чаначская свита Cm ₂ -o _{2sp} . Кремнистые породы, песчаники, конгломераты. Мощность около 1600 м	Сандалашская свита Cm ₂ -o _{2s} . Кремнистые породы, глинистые песчаники, известняки, редко эффузивы. Мощность около 1000 м
Верхний кембрий		Беркутская свита Cm ₂ -o _{1b} . Кремнистые и глинистые сланцы, известняки, тиллитоподобные конгломераты. Мощность 280—420 м	Беркутская свита Cm ₂ -o _{1b} . Кремнистые сланцы и известняки. Мощность 100 м	Известняки, литиды, кремнистые и глинистые сланцы, тиллитоподобные конгломераты. Мощность до 1060 м	Караторская свита Cm ₂ -o _{1k} Литиды, углисто-кремнистые сланцы, известняки. Мощность 250—350 м		Известняки, литиды, углисто-кремнистые сланцы, тиллитоподобные конгломераты. Мощность до 900 м				
Средний кембрий											
Нижний кембрий	Джакболотский горизонт Cm ₁ ? db	Оттукская свита Cm ₁ ? o. Зеленые, коричневатокрасные и черные сланцы и песчаники. Мощность до 400 м	Оттукская свита Cm ₁ ? o. Зеленые, черные и красные песчаники и сланцы. Мощность 15—200 м	Джакболотская свита Cm ₁ ? d. Зеленые и бурые песчаники и сланцы. Мощность до 300 м	Ак-шийрякская свита Cm ₁ ? a Зеленые, красные, серые и черные кремнистые породы, сланцы и песчаники. Мощность 1100 м	Иметская свита Cm ₁ ? i. Эффузивы, туфы, кремнистые породы, песчаники и сланцы. Мощность до 400 м	Джакболотская свита Cm ₁ ? d. Песчаники и сланцы. Мощность 450 м	Джакболотский горизонт Cm ₁ ? db	Шорашуйская свита Cm ₁ ? Sh Зеленые песчаники и сланцы. Мощность 400 м	Шорашуйская свита E Cm ₁ ? a. Серые, темно-серые песчаники и сланцы. Мощность 400 м	Шорашуйская свита Cm ₁ ? sh. Зеленые, серые и бурые песчаники и сланцы. Мощность 150—400 м
Эокембрий	Джетым-тауская серия E Cm ₁ ? dg	Джетым-тауская серия E Cm ₁ ? dg. Тиллитоподобные конгломераты. Мощность 50—600 м	Джетым-тауская серия E Cm ₁ ? dg. Тиллитоподобные конгломераты, основные эффузивы, туфы. Мощность 700 м.	Джетым-тауская серия E Cm ₁ ? dg. Тиллитоподобные конгломераты. Мощность 450 м	Джетым-тауская серия E Cm ₁ ? dg. Тиллитоподобные конгломераты. Мощность более 260 м	Джетым-тауская серия E Cm ₁ ? dg. Тиллитоподобные конгломераты. Мощность более 200 м		Джетым-тауская серия E Cm ₁ ? dg	Аяк-терекская свита E Cm ₁ ? a. Тиллитоподобные конгломераты. Мощность 150 м	Аяк-терекская свита E Cm ₁ ? a. Тиллитоподобные конгломераты. Мощность более 500 м	Аяк-терекская свита E Cm ₁ ? a. Тиллитоподобные конгломераты. Мощность 60—800 м
									Узун-булакская свита E Cm ₁ ? u. Песчаники, сланцы, конгломераты. Мощность 500 м		Узун-булакская свита E Cm ₁ ? u. Песчаники, сланцы, конгломераты. Мощность 200 м

кремнистые сланцы, лидиты и тиллитоподобные конгломераты, подстилающие известняки. В целом шорторский тип разреза нарынской серии отвечает кремнисто-карбонатной формации.

Нарын-Тооский тип разреза типичен для гор Нарын-Тоо, здесь серия сложена исключительно известняками и доломитами. Мощность её колеблется от 10 до 150 м (уменьшение мощности наблюдается в южном направлении, к краевой части Срединного Тянь-Шаня, что может свидетельствовать о наличии конседиментационного поднятия в пограничной области с Южным Тянь-Шанем). Нарынская серия представлена в данном районе карбонатной формацией.

Караторский тип разреза характерен для отложений, развитых в бассейне р. Нарын. Последние по составу могут быть разделены на две свиты — караторскую и чолоторскую.

Караторская свита, в долине р. Каратор, по данным В.В. Шабалина и К. Сагындыкова [15], имеет следующий состав.

На базальные тиллитоподобные конгломераты и песчаники налегают черные лидиты и углисто-глинисто-кремнистые сланцы с прослоями и линзами известняков, мощность — 20—70 м. Выше располагаются серые кремнистые сланцы и темно-серые кремнисто-глинистые сланцы с прослоями известняков мощностью 150—180 м. Общая мощность свиты здесь от 250 до 350 м.

В верховьях р. Телек, на северном крыле Нарынского антиклинория, базальный горизонт свиты представлен красно-бурыми конгломератами мощностью 70 м, состоящими из обломков кремнистых пород, сланцев и песчаников. На них лежат темно-серые углисто-кремнистые сланцы и лидиты с прослоями гипсов, мощность их 90 м. Выше по разрезу развиты темно-серые и зеленовато-серые глинистые и кремнисто-глинистые сланцы мощностью 130 м. При сопоставлении их с шорторским типом разреза видно, что на юге мощная толща известняков полностью выклинивается. Она замещается здесь кремнистыми породами.

По незначительным выходам пород можно судить о том, что караторская свита сложена в основном кремнистыми осадками и с южной стороны Нарынского антиклинория (к северу от Нарын-Тооского типа разреза). Аналогичный состав караторская свита имеет в западной части хр. Ак-Шийряк, где она в основании сложена черными лидитами мощностью 30—40 м, выше которых залегает примерно 200-метровой мощности толща глинистых, известняково-глинистых и кремнисто-глинистых

сланцев с прослоями известняков, перекрытая черными кремнистыми породами мощностью около 100 м.

Чолокторская свита представлена красноцветными отложениями, перекрывающими караторскую свиту. По аналогии с подобными отложениями Сары-Джасского района она условно считается нижеордовикской.

Чолокторская свита залегает на караторской согласно и сложена пестроцветными (зелеными и красными) песчаниками, алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами с пластами серых, бурых и красных кремней, часто обогащенных железом и марганцем. Мощность её в западной части хр. Ак-Шийряк 200—300 м, в районе хр. Джетым-Тау — 50—160 м.

Сары-джасский тип разреза характерен для Нарынской серии, развитой в восточной части Срединного Тянь-Шаня.

Схема стратиграфического расчленения отложений кембродордовика разрабатывалась В. И. Кнауфом, В. Г. Королевым, В. С. Шибковым, А. К. Каном, П. П. Мисюсом, С. Г. Анкиновичем, М. М. Адышевым и др. Наиболее правильно, на мой взгляд, строение кембродордовикских осадков отражает более поздняя стратиграфическая схема, предложенная В. Г. Королевым, К. Е. Калмурзаевым и М. М. Адышевым [1]. Нарынская серия здесь делится на две свиты: беркутскую и ольджобайскую.

Беркутская свита включает породы среднего кембрия — низов нижнего ордовика. Сложена она в основном кремнистыми породами и в меньшей степени — известняками и глинистыми сланцами. По моим представлениям, свита может быть разделена на две подсвиты, нижняя из которых существенно кремнистая, а верхняя — сланцево-карбонатная.

Ниже приводится разрез свиты.

Кремнистая подсвита.

1. Массивные кремнистые породы в нижней части с прослойками углисто-глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, а также известняков и кварцитов. По данным П. Мисюса, кремнистые породы местами подстилаются тиллитоподобными конгломератами, которые залегают на пестроцветных отложениях джакболотского горизонта. Мощность 35—40 м.

2. Темно-серые и черные кремнисто-глинистые, кремнистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями углистых и глинистых сланцев. Мощность 45—100 м.

3. Известковистые сланцы, песчаники, алевролиты, черные кремнистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями известняков. Мощность 100—125 м.

Сланцево-карбонатная подсвита.

1. Известково-глинистые, кремнисто-глинистые и известковистые сланцы серого и темно-серого цветов с прослоями известняков, содержащих *Ptychagnostus aculeatus* Angelin [2].

2. Серые известняки, чередующиеся с известковистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, причем преобладают то известняки, то сланцы. В верхней части этой пачки известняки содержат многочисленные остатки трилобитов верхнего кембрия [1, 2]. Мощность 50—100 м.

3. Темно-серые глинистые сланцы с прослоями известняков, содержащих нижеордовикские лингулы *Lingula orbicularis* Elichw., *Lingula pussilla* Eichw. Мощность 20—30 м.

Таким образом, возраст верхней подсвиты беркутской свиты — средний кембрий — нижний ордовик (тремадок). Что касается нижней, кремнистой подсвиты, то одни исследователи считают её среднекембрийской, а другие — нижекембрийской [1].

Приведенный разрез беркутской свиты характерен для района верховьев р. Сары-Джас. В бассейнах рек Куйлю (западная) и Куйлю (восточная), куда протягиваются эти отложения, пачки карбонатных пород чаще всего имеют мощность 25—30 м, а иногда вообще отсутствуют, и свита здесь сложена в основном черными кремнистыми породами с прослойками углисто-глинистых сланцев. Для этого района типично наличие в составе свиты линзовидных прослоев каменного угля мощностью до 2 м и протяженностью до нескольких десятков метров.

В районе р. Талды-Су, у южной границы Срединного Тянь-Шаня, в Сары-Джасском районе, свита имеет небольшую мощность. В основании разреза залегают лидиты и черные кремнистые сланцы мощностью 30—40 м. Выше развиты темно-серые часто доломитизированные известняки, чередующиеся со сланцами. Мощность 25—30 м. На них лежат темно-серые глинистые сланцы с прослоями песчаников мощностью около 10 м, выше которых залегают углисто-кремнистые сланцы с прослоями фтанитов и глинистых сланцев (мощность до 5 м). Общая мощность около 100 м.

Ольджобайская свита развита в верховьях рек Сары-Джас и Куйлю, где залегает на беркутской без видимого углового несогласия, но местами с размывом и конгломератами в основании, состоящими из обломков кембрийских известняков и сланцев. Нижние горизонты свиты сложены черными глинистыми, глинисто-кремнистыми, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами и алевролитами с редкими прослоями песчаников и известковистых сланцев. Мощность 70 м. Выше по разрезу развиты средне- и толстослоистые, местами массивные лидиты черного цвета, иногда содержащие прослой углисто-кремнистых сланцев. Мощность 100—130 м. На лидитах залегают серые, темно-серые плитчатые кремнистые сланцы с прослоями углисто-глинистых сланцев. Мощность 50—70 м. Темно-серые

сланцы перекрываются пестроцветной толщей, сложенной в основном кремнистыми, глинисто-кремнистыми, глинистыми и известково-глинистыми сланцами серого, зелено-серого, бурого и редко черного цвета. Бурые глинисто-кремнистые сланцы часто имеют повышенное содержание железа. Мощность 300—400 м.

В пределах ольджобайской свиты найдена только нижнеордовикская фауна. В нижних частях разреза содержатся лингулы *Lingula orbicularis* Eichw., *L. pussilla* Eichw., *L. ancyloides* Solt., *Orbiculoidea elliptica* Kut. (Кнауф, 1955). Верх свиты фаунистически не охарактеризованы и, судя по районам Чаткальского и Сандаляшского хребтов, частично могут иметь среднеордовикский возраст.

В районе р. Талды-Су нижнеордовикские породы, залегающие на беркутской свите, представлены зелено-серой флишоидной песчано-сланцевой толщей (талды-суйская свита) мощностью около 200—300 м. В сланцах флишоидной толщи В. И. Кнауфом (1955) были собраны граптолиты, определяющие нижнеордовикский возраст осадков.

Караторский и сары-джаский типы разрезов отражают состав нарынской серии, представленной отдаленной кремнистой формацией, и характеризуют внутрiformационные изменения осадков по простиранию.

Чаткальская серия выделяется в пределах Чаткальского и Сандаляшского хребтов. По составу она неоднородна. В зависимости от формационной смены осадков, выделяется три типа разрезов: ак-суйский, кара-терекский и кара-касмаский.

Ак-суйский тип разреза наблюдается в верховьях р. Чаткал, где чаткальская серия в значительной мере сложена известняками, кремнистыми породами и эффузивами. Известняки залегают на песчаниках джакболотского горизонта без видимого несогласия и следов размыва. Мощность известняков 340 м.

Известняки серые, светло-серые доломитизированные массивные и грубоплитчатые, часто окремненные; содержат редкие прослой кремней, а в верхней части разреза — известково-глинистых сланцев. Кроме известняков, довольно широко развиты доломиты. Карбонатная толща заканчивается пачкой гематито-глинистых сланцев с прослоями кремнисто-железистых пород. В низах карбонатной толщи присутствует фауна трилобитов низов среднего кембрия [12]. В верхней её части имеется фауна граптолитов, не определяющих возраст точнее, чем нижний-средний ордовик [12]. Скорее всего, верхи ее ниж-

неордовикские. На известняках залегают глинистые и известково-глинистые сланцы мощностью 100 м с отдельными линзами доломитов и песчаников, содержащие остатки граптолитов среднеордовикского возраста [12].

Выше по разрезу развита толща, состоящая из зеленых и серых полосчатых кремней, красных гематито-кремнистых пород, кремнисто-глинистых, углито-кремнистых и глинистых сланцев. В нижней части толщи фиксируются вулканические брекчии и туфы диабазов, а также андезитов. Мощность 280 м.

Сланцево-кремнистая толща сменяется вулканогенной, сложенной зелеными и лиловыми вулканическими брекчиями, диабазами и андезитовыми порфиритами с шаровой отдельностью и пластами тонкополосчатых кремнистых яшмовидных пород. Мощность 320 м.

Как видно из приведенного разреза, здесь в составе чаткальской серии выделяются три самостоятельные стратиграфические единицы: толща известняков среднего кембрия — нижнего ордовика, одновозрастная с шорторской свитой (ак-суйская свита); сланцево-кремнистая толща среднеордовикского возраста (северо-чаткальская свита); вулканогенная толща среднего ордовика (караторская свита).

В целом чаткальская серия в верховьях р. Чаткал представлена вулканогенно-кремнисто-карбонатной формацией.

Кара-терекский тип разреза типичен для более южных районов Чаткальского хребта. Чаткальская серия здесь подстилается довольно мощной (около 600 м) конгломератово-песчаниковой толщей, сложенной серыми песчаниками, чередующимися с гравелитами, конгломератами. Породы переполнены обломками гранитоидов, слюдяных сланцев и гнейсов. Местами конгломераты переходят в пуддинги и приобретают вид тиллитоподобных конгломератов.

Выше по разрезу развита кремнистая толща (чаначская свита, по Л. И. Турбину), сложенная пестроцветными (серыми, черными, зелеными и красными) полосчатыми кремнями, кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами. В нижней ее части кремнистые сланцы залегают в виде пачек среди зелено-серых и бурых песчаников и содержат прослой известково-глинистых сланцев и известняков. Редкие линзы известняков встречаются и в средней части толщи среди кремнистых сланцев. Верх толщи сложен зеленовато-серыми серицито-глинистыми сланцами мощностью около 350 м. Общая мощность порядка 1600 м.

На кремнистой толще располагается вулканогенная толща, выделяемая Е. И. Зубцовым и Л. И. Турбиным [14] как кара-терекская свита. Сложена она темно-зелеными сильно изменен-

ными диабазами, спилитами, амфиболовыми эпидот-амфиболовыми и хлорит-эпидотовыми сланцами, образовавшимися за счет эффузивов и туфов. В виде прослоев присутствуют филлиты, кремнистые сланцы и редко линзы известняков. Мощность толщи в долине р. Кара-Терек достигает 1500 м.

Кара-терекская вулканогенная толща занимает такое же положение в разрезе чаткальской серии, что и вулканогенные образования верхний р. Чаткал и также, видимо, является среднеордовикской. Нижележащая кремнистая толща имеет возрастные границы от среднего кембрия до среднего ордовика включительно. Чаткальская серия представлена здесь вулканогенно-кремнистой формацией.

Кара-касмакский тип разреза чаткальской серии характерен для районов Сандаляшского и Пскемского хребтов. Чаткальская серия в данном районе сложена в основном кремнистыми, глинисто-кремнистыми и углисто-глинисто-кремнистыми сланцами черного, темно-серого и серого цветов. На породах джакболотского горизонта она залегает согласно, но в бассейне р. Кара-Касмак содержит пласт тиллитоподобных конгломератов мощностью до 50 м. Перекрывается чаткальская серия здесь, как и в других районах, аюрторской свитой верхнего ордовика. Кроме кремнистых пород, в составе чаткальской серии развиты глинистые и известково-глинистые сланцы, песчаники и известняки. Эффузивы встречены только в долинах рек Кара-Касмак и Кара-Тюбе, где они слагают залежь мощностью до 100 м.

В отличие от районов Чаткальского хребта, эффузивы в этом районе практически выпадают из разреза серии, замещаясь глинисто-кремнистыми осадками (отдаленная кремнистая формация).

Описываемая толща известна в литературе под названием сандалашской свиты [12], но в последнее время [14] к сандалашской свите относится только нижняя ее половина, в то время как верхняя именуется бешторской свитой.

Из фаунистических остатков эти отложения в Сандаляшском хребте содержат трилобиты низов верхнего кембрия [12], заключенные в слое известняков нижней части разреза, а также граптолиты и брахиоподы среднеордовикского возраста в известняках и сланцах средней и верхней частей разреза [12]. Мощность чаткальской серии в Сандаляшском и Пскемском хребтах около 2000 м.

Средний и верхний ордовик

К западу от Таласо-Ферганского разлома среднеордовикские отложения входят в состав чаткальской серии, а верхне-

ордовикские относятся к аюрторской свите. К востоку от него, в бассейне р. Нарын, средне- и верхнеордовикские отложения относятся к ичкебашской свите, а в бассейне р. Сары-Джас — к сары-джасской свите. Они принадлежат к песчано-сланцевой формации и представлены мощной флишоидной толщей.

Ичкебашская свита развита в бассейне р. Нарын, залегая на породах нарынской серии согласно, но местами с размывом и гравелитами в основании.

В хребтах Джетым-Тау и Нура, где ичкебашская свита имеет наибольшую мощность, нижняя её часть (300—400 м) сложена зелеными и зеленовато-серыми песчаниками, часто с прослоями темно-серых алевролитов и глинистых сланцев. В хр. Джетым-Тау преобладают массивные песчаники, в горах Нура наблюдается чередование песчаников, алевролитов и сланцев. В верхах разреза этой пачки содержатся граптолиты среднего ордовика [10]. Выше по разрезу развита толща темно-серых и черных песчаников, чередующихся с алевролитами и глинистыми сланцами. Мощность ее около 1000 м. Многочисленные остатки брахиопод, гастропод, мшанок, наутилоидей свидетельствуют о верхнеордовикском возрасте осадков [10].

В хр. Кок-Ирим-Тоо отложения среднего и верхнего ордовика представлены довольно монотонной толщей темно-серых и зеленовато-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников мощностью около 500 м.

В хр. Нарын-Тоо, на северном его склоне, ичкебашская свита имеет мощность около 700 м. Представлена она здесь серыми, темно-серыми и серо-зелеными мелкозернистыми и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, чередующимися с темно-серыми и зеленовато-серыми глинистыми сланцами. В приосевой части и на южном склоне хр. Нарын-Тоо свита имеет мощность около 100 м и сложена черными глинистыми сланцами и песчаниками. Здесь отчетливо видно уменьшение мощности ичкебашской свиты в краевой части Срединного Тянь-Шаня.

Сары-джасская свита включает породы среднего и верхнего ордовика, развитые в бассейне р. Сары-Джас. Представлена она терригенной толщей, залегающей как на отложениях нижнего ордовика, так и на гранитоидах и метаморфических толщах. Это указывает на расширение бассейна осадконакопления в среднем и верхнем ордовике, но в то же время обилие обломков кремнистых пород, характерных для кембрийских осадков, указывает на некоторое перераспределение областей сноса и осадконакопления, вызванное инверсионными явлениями. На участках, где сары-джасская свита залегает

на гранитоидах и прорываемых ими метаморфических породах, в основании ее обычно присутствуют конгломераты мощностью до 15 м, но местами они замещаются песчаниками, слагающими нижнюю часть разреза толщи. Мощность базального горизонта песчаников колеблется от 25 до 400 м при увеличении ее с запада на восток. В песчаниках почти повсеместно содержатся прослои известняков с многочисленной фауной, указывающей на средне- и верхнеордовикский возраст осадков [1].

В Сары-Джасском хребте выше базального горизонта залегает мощная (до 2000 м) монотонная толща темно-серых, черных и зеленых алевролитов, песчаников и сланцев с прослоями известковистых сланцев, алевролитов и известняков, содержащих обильную верхнеордовикскую фауну (Кнауф, 1955).

Аюторская свита располагается на чаткальской серии согласно и имеет с ней резкий контакт. Представлена она в основном песчаниками и сланцами, причем нижняя часть аюторской свиты сложена массивными зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками с редкими и быстро выклинивающимися прослоями глинистых сланцев, тонкослоистых кремнистых пород, миндалекаменных диабазов и андезитовых порфиритов. Мощность около 500 м. Верхняя половина свиты флишеидная, состоит из чередующихся пластов зеленовато-серых, иногда серых граувакковых песчаников, темно-серых алевролитов и глинистых сланцев мощностью 500 м.

2. Формации и их распределение

В табл. 2 приведены суммированные данные формационного анализа кембро-ордовикских отложений на площади Среднего Тянь-Шаня.

Анализируя данные таблицы, можно констатировать, что по вертикали наблюдается стратиграфически последовательная смена четырех групп формаций геосинклинального типа — от базальной грубообломочной ледниково-морской к песчано-сланцевой, вулканогенно-кремнистой, отдаленной кремнистой и карбонатной в различных парных сочетаниях и затем — песчано-сланцевой — флишевой. Хорошо видна незаконченность каледонского этапа развития геосинклинали в пределах Среднего Тянь-Шаня, так как типичная молассовая формация здесь отсутствует. Формационная смена осадков по площади происходит как по простирацию, так и вкрест простираения области Среднего Тянь-Шаня. Однообразием отличаются только базальная ледниково-морская и флишевая формации.

Таблица 2

		Формации					
Возраст формаций	Бассейн р. Сары-Джас	Хр. Нарын-Тоо	Запад хр. Ак-Шийряк, восток хр. Джетыл-Тау	Хр. Джетыл-Тау	Верховья р. Чаткал	Чаткальский хребет	Сандалашский, Пскемский хребты
O_{2+3}	Песчано-сланцевая (флишевая) Отдаленная кремнистая	Песчано-сланцевая (флишевая) Карбонатная	Песчано-сланцевая (флишевая)	Песчано-сланцевая (флишевая)	Песчано-сланцевая (флишевая)	Песчано-сланцевая (флишевая)	Песчано-сланцевая (флишевая)
$St_2 - O_1$ $St_3 - O_2$	Отдаленная кремнистая	Вулканогенно-кремнистая	Отдаленная кремнистая	Кремнисто-карбонатная	Вулканогенно-кремнистая	Вулканогенно-кремнистая	Отдаленная кремнистая
St_1	Песчано-сланцевая	Ледниково-морская	Ледниково-морская	Песчано-сланцевая	Песчано-сланцевая	Песчано-сланцевая	Песчано-сланцевая
Est	Ледниково-морская	Ледниково-морская	Ледниково-морская	Ледниково-морская	Ледниково-морская	Ледниково-морская	Ледниково-морская

Изменения состава ледниково-морской формации сводятся главным образом к различным количественным соотношениям тиллитоподобных конгломератов, песчаников и сланцев. Вулканогенные породы появляются только на ограниченной площади в восточной части Срединного Тянь-Шаня, вблизи Ат-Баши-Иныльчекского разлома и нетипичны для этой формации.

Формирование ледниково-морской формации происходило в специфических условиях после геоантиклинального (суб-платформенного) этапа развития территории Срединного Тянь-Шаня, когда началось интенсивное расчленение этой площади на области осадконакопления и денудации, сопровождавшееся оледенением. Впадины интенсивно загружались обломочным материалом, поступавшим как с внутренних, так и сопредельных поднятий. Несортированные породы поэтому пользуются наибольшим распространением.

Приуроченность железных руд к песчано-сланцевой пачке, залегающей среди тиллитоподобных конгломератов, свидетельствует о том, что формирование залежей происходило в период затихания тектонических движений и сокращения ледового разноса грубообломочного материала. Видимо, в это время резко усилилась роль химического выветривания, что привело к обогащению водных растворов железом. Накопление железа происходило в водном бассейне, ограниченном островными поднятиями. Железные руды, в преобладающей массе, являются хемогенными образованиями. Выпадение гидроокислов железа происходило в виде коллоидных соединений или тончайшей взвеси совместно с кремнеземом и глинистым материалом. В результате сформировались сложные часто тонкополосчатые кварц-магнетитовые, магнетит-гематитовые руды и гематитовые сланцы с содержанием железа от нескольких процентов до 45%. Рудные тела, как правило, тяготеют к нижней части песчано-сланцевой пачки.

Сланцы, разделяющие рудные линзы, иногда содержат примесь крупных песчинок и мелких галек; местами наблюдается замещение рудоносной песчано-сланцевой пачки тиллитоподобными конгломератами (по мере приближения к поднятиям). Кроме железа, с этой формацией связан также и ванадий. Ванадием обогащены углисто-глинистые сланцы железорудного горизонта, развитые за пределами области накопления железа, но граничащие с ней, где наблюдается резкое увеличение мощности тонкозернистых осадков.

Вышележащая группа формаций более позднего, нижнекембрийского этапа развития геосинклинали, характеризуется несколько повышенной формационной изменчивостью осадков.

Отложения этого возраста представлены тремя формациями: вулканогенно-кремнистой, отдаленной кремнистой и песчано-сланцевой.

Вулканогенно-кремнистая формация тяготеет к южной окраине Срединного Тянь-Шаня и примыкает к зоне глубинного Ат-Баши-Иныльчекского разлома, с которым, видимо, и связано излияния эффузивов.

Отдаленная кремнистая формация развита во внутренней области Срединного Тянь-Шаня, к северу от вулканогенно-кремнистой, и замещается песчано-сланцевой формацией. Если первые две известны только в центральной части Срединного Тянь-Шаня, то последняя — песчано-сланцевая — распространена как в центральной, так и в восточной и западной его частях. В районах, где они развиты совместно, наблюдается приуроченность отдаленной кремнистой формации к внутренним частям прогибов, а песчано-сланцевой — к краевым (рис. 1). В этом случае последняя — пестроцветная. В местах же, где развита только песчано-сланцевая формация, пестроцветные осадки во внутренних частях прогибов замещаются сероцветными.

Кремнистые породы в области распространения отдаленной кремнистой формации часто обогащены железом и марганцем. Выпадение этих элементов из водных растворов происходило в виде коллоидных соединений совместно с кремнеземом.

Группа формаций среднекембрийско-нижнеордовикского, а на западе и среднеордовикского этапа развития геосинклинали образовалась в период максимального прогибания. Наиболее широко распространены отдаленная кремнистая и кремнисто-карбонатная формации. Вулканогенно-кремнистая и вулканогенно-кремнисто-карбонатная формации развиты только в западной части Срединного Тянь-Шаня. Вулканогенные породы в составе последних приурочены к верхам разреза и вниз по нему сменяются кремнистыми, а затем известково-кремнистыми или карбонатными осадками. Таким образом, вулканическая деятельность здесь имела место на поздних этапах развития прогибов. Пространственно вулканогенные породы тяготеют к восточной окраине Чаткальской (западной) части Срединного Тянь-Шаня и примыкают к крупному краевому разлому, оконтуривающему эту область с востока.

К западу от Чаткальского хребта вулканогенно-кремнистая формация замещается отдаленной кремнистой, которая широко распространена и восточнее, в бассейнах рек Нарын и Сары-Джас.

Неоднородные условия формирования отдаленной кремни-

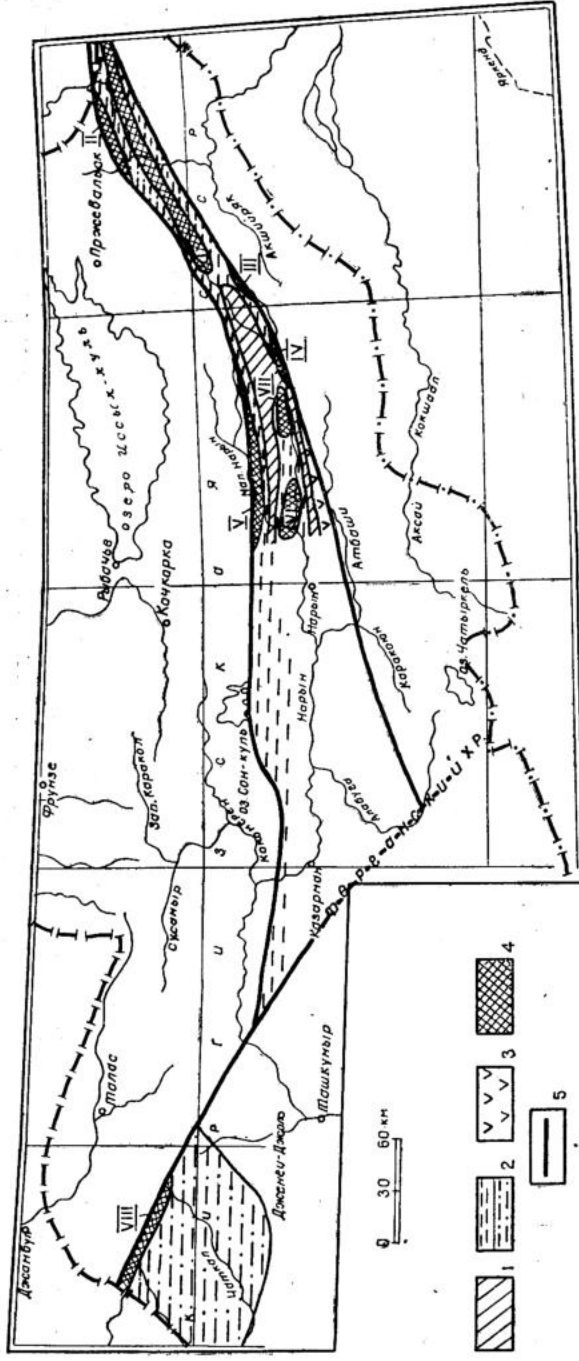


Рис. 1. Схема распространения формаций Ст₁ в Срединном Тянь-Шане.

Формации: 1 — отдаленная кремнистая; 2 — песча но-сланцевая; 3 — вулканогенно-кремнистая; 4 — поднятия: Сары-Джаское (I), Терскайское (II), Кара-Сайское (III), Нарынское (IV); Мало-Нарынское (V), поднятия Нарынского антиклинория (VI, VII), Сандаляшское (VIII); 5 — границы Срединного Тянь-Шаня.

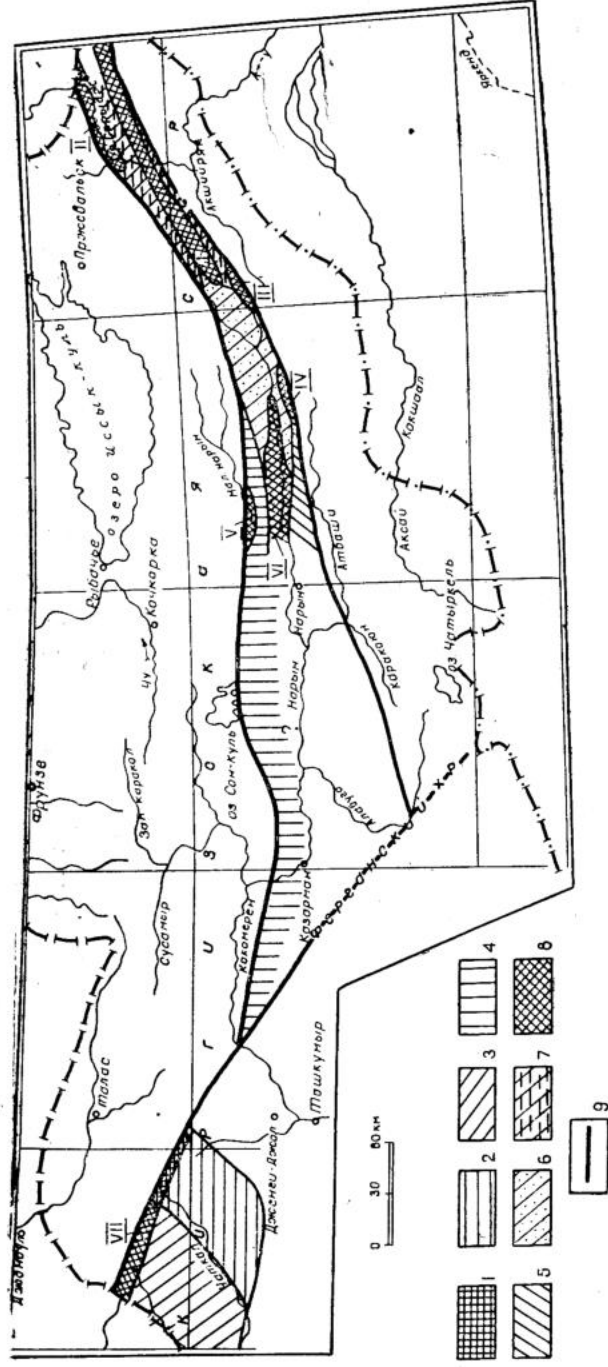


Рис. 2. Схема распространения формаций Ст₂—О₁ и Ст₂—О₂ в Срединном Тянь-Шане.

Формации чаткальской серии: 1 — вулканогенно-кремнисто-карбонатная; 2 — вулканогенно-кремнистая; 3 — отдаленная кремнистая.

Формации нарынской серии: 4 — кремнисто-карбонатная; 5 — карбонатная; 6 — отдаленная кремнистая (караторский тип разреза); 7 — отдаленная кремнистая (сарыджаский тип разреза); 8 — поднятия: Сары-Джаское (I), Терскайское (II), Кара-Сайское (III), Нарынское (IV), Мало-Нарынское (V), поднятия Нарынского антиклинория (VI), Сары-Джаское (VII); 9 — границы Срединного Тянь-Шаня.

стой формации на площади Срединного Тянь-Шаня нашли отражение в различных типах её разрезов: сары-джасском, караторском и сандалашском, которые имеют различные мощности и неодинаковые количественные соотношения основных групп осадков. Наиболее близки по составу и строению крайние западный (сандалашский) и восточный (сары-джасский) типы разрезов, в то время как расположенный между ними караторский отличается резко сокращенной верхней пестроцветной частью разреза. Пестроцветные, чаще красноцветные глинисто-кремнистые породы, скорее всего, в основном — мелководные отложения, о чем свидетельствуют следы волноприбойных знаков, местами наблюдаемые в этих осадках. Черные кремнистые породы нижней части разреза формации, вероятно, являются глубоководными осадками узких впадин (рис. 2).

В центральной части Срединного Тянь-Шаня отдаленная кремнистая формация в северной краевой его части фациально замещается кремнисто-карбонатной, а в южной — карбонатной.

Характерна приуроченность карбонатных отложений к краевым частям Срединного Тянь-Шаня. Эти отложения протягиваются вдоль них на значительном расстоянии (до 360 км) в виде узких полос. В основном хемогенный характер осадков среднего кембрия-нижнего ордовика свидетельствует о понижении тектонической активности области Срединного Тянь-Шаня в этот период.

Внутренние поднятия выступали, вероятно, в ряде случаев в виде подводных возвышенностей, осадконакопления на которых не происходило.

Отдаленная кремнистая и кремнисто-карбонатная формации рудоносны. С кремнистыми породами связано повышенное содержание ванадия, молибдена, железа и марганца. Причем ванадием и марганцем обогащены черные разности с примесью углистого вещества, а железом и марганцем — красноцветные.

Быстрая смена и сложные взаимоотношения формаций среднекембрийско-среднеордовикского возраста — результат неравномерных дифференцированных движений земной коры на территории Срединного Тянь-Шаня в период седиментации. Формирование осадков происходило в отдельных, местами узких, прогибах, разделенных устойчивыми конседиментационными поднятиями глыбового и сводового типов.

Флишевая формация довольно однообразна на всей территории описываемого района. Характерно только, что районы, ранее выступавшие в виде устойчивых поднятий, в это время включались в области осадконакопления.

Анализ групп нижнепалеозойских формаций Срединного Тянь-Шаня показывает, что этой области свойственны хорошо выраженная фациальная смена и парагенетическая связь рядов формаций в горизонтальном направлении (по площади). По разрезу же такой парагенетической связи формаций на всех этапах развития геосинклинали не наблюдается. Это обусловлено тем, что Срединный Тянь-Шань в нижнем палеозое являлся миогеосинклиналью, расположенной с внешней стороны эвгеосинклинали Северного Тянь-Шаня, вмещающего главным образом крайние члены вулканогенно-кремнистой группы формаций. Родоначальные вулканогенные серии этой группы расположены за пределами Срединного Тянь-Шаня и проявляются здесь локальными излияниями эффузивов на различных стратиграфических уровнях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адышев М. М., Калмурзаев К. Е., Королев В. Г. К стратиграфии кембро-ордовикских отложений Сары-Джасского района. Мат-лы по геологии Тянь-Шаня, вып. 3 (стратиграфия), АН Киргиз. ССР. 1962.
2. Жуков Ю. В. Кембрийские отложения верховьев р. Нарын и их рудоносность. Тр. УГиОН при Совете Министров Киргиз. ССР, сб. 1, 1960.
3. Зубцов Е. И. Новые данные о возрасте палеозойских отложений хребтов Нура, Джетымтау и Нарынтау (Тянь-Шань). Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 1, 1955.
4. Зубцов Е. И. Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1956.
5. Королев В. Г. Возраст «свиты Арчалы» в хр. Джетымтау (Тянь-Шань) и стратиграфия нижнего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны. Тр. Ин-та геол. АН Киргиз. ССР, вып. IX, 1957.
6. Королев В. Г. Позднекембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III, АН СССР, 1960.
7. Королев В. Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. В сб. «Мат-лы по геологии Тянь-Шаня», вып. 3 (стратиграфия), АН Киргиз. ССР, 1962.
8. Медведев Л. Д. О стратиграфическом положении нижнепалеозойской марганцовистой гематито-кремнистой толщи в западной части хр. Джетым-Тоо. Изв. АН Киргиз. ССР, сер. естеств. и техн. наук, т. I—II, вып. 6, 1960.
9. Мисюс П., Зима М. Б. Материалы по геологии Тянь-Шаня, вып. 1, АН Киргиз. ССР, 1961.
10. Сагындыков К. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений хребта Кок-Ийрим-Тоо. В сб. «Материалы по геол. Тянь-Шаня», вып. 1, АН Киргиз. ССР, 1961.
11. Степаненко А. Ф. К стратиграфии палеозоя верховьев рек Чаткал и Сандалаш (Тянь-Шань). Тр. ВАГТ. Мат-лы по региональной геологии, вып. 4, 1958.
12. Стратиграфическая классификация и терминология. Госгеолтехиздат, 1960.

13. Турбин Л. И. К стратиграфии нижнего палеозоя западной части Среднего Тянь-Шаня. Тр. УГиОН при Совете Министров Киргиз. ССР, сб. 2, 1962.
14. Шабалин В. В., Сагындыков К. О ванадиевых углесто-кремнистых отложениях хребтов Джетым-Тоо и Кок-Ирим-Тоо (Тянь-Шань). Изв. АН Киргиз. ССР, сер. естеств. и техн. наук, т. I—II, вып. 6, 1960.

Резюме

Макалада Чаткал-Нарын структуралык-фациялык областынын төмөнкү палеозой учурундагы формациялар мүнөздөлдү. Кембрий менен ордовик мезгилинде бул жерде Түндүк Тянь-Шанды жээктеген многогеосинклиналь жайланышкан деген ой айтылды.

М. Б. Зима, В. Г. Королев

О НАХОДКЕ ОРДОВИКСКИХ ГРАПТОЛИТОВ НА ЮГО-ЗАПАДНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ОЗ. СОН-КУЛЬ

Район оз. Сон-Куль в палеозойской структуре Тянь-Шаня принадлежит к Сон-Кульской структурно-фациальной зоне, которая представляет собой тектонический блок, «выкроенный» серией глубоких разломов по южной окраине каледонид Северного Тянь-Шаня в области их сочленения с герцинидами Чаткало-Нарынской зоны [4]. По характеру фаций и стратиграфических разрезов среднего палеозоя эта зона является «переходной» в узком смысле слова.

До сих пор считалось, что в строении зоны участвуют главным образом нижнекаменноугольные отложения, прорванные Сон-Кульской интрузией гранодиоритов. Эта интрузия разделяет две полосы суперкристалльных образований. К северу от нее широкой дугой от гор Ак-Таш на западе до гор Байдулы на востоке протягивается полоса, сложенная терригенными и карбонатными породами, образующими довольно полный, но прерывистый разрез от среднего-верхнего девона до нижнего намюра включительно. Возраст отдельных подразделений этого разреза документирован многочисленными находками органических остатков.

Южнее Сон-Кульской интрузии, ограничиваясь с юга Южно-Сон-Кульским глубинным разломом, прослеживается другая полоса, в строении которой принимают участие преимущественно терригенные породы, на значительной площади контактово-переработанные. Возраст толщ, слагающих эту полосу, принимался, по аналогии с северной полосой, за нижнекаменноугольный, хотя отдельные исследователи утверждали, что среди этих «немых» толщ, несомненно, присутствуют нижнепалеозойские и, может быть, докембрийские элементы.

Отнесению терригенных толщ южного обрамления Сон-Кульской интрузии к нижнему карбону немало способствовали определения органических остатков, собранных на юго-западном побережье оз. Сон-Куль. В 1943 г. А. А. Луйк в одинокой сопке, возвышающейся над пролювиальным шлейфом, об-

наружил местонахождение с очень многочисленными и разнообразными остатками, которые предварительно были определены как турне-визейские. В 1946—1947 гг. А. Я. Гладченко (Галицкая) и В. Г. Королев, изучая геологию Присонкульского района, произвели дополнительные сборы ископаемой фауны, которая была предварительно изучена рядом специалистов-палеонтологов, давших заключение о нижнекаменноугольном возрасте отложений (точнее, верхнее турне—нижнее визе).

В 1963 г. при пересмотре коллекций выяснилось, что наряду с многочисленными мелкими брахиоподами, трилобитами, пелециподами, ортоцератитами, офиурами, растительными остатками встречаются граптолиты, по заключению М. Б. Зимы, ордовикского облика. В том же году авторы статьи посетили район, произвели дополнительные сборы граптолитов и сделали некоторые наблюдения над разрезом.

Изучение граптолитов позволило определить среди них *Dictyonema* sp. № 1, *Dictyonema* sp. № 2, *Ptylograptus* cf. *delicatulus* Rued. Диктионемы и птилиограпты такого же облика были встречены М. Б. Зимой в районе перевала Долон в комплексе с такими формами, как *Dendrograptus nanus* Obut, *Phyllograptus anna* Hall, *Cryptograptus minimus* Rued., *Amplexograptus maxwelli* Deck. Этот граптолитовый комплекс свойственен лланвиру. В Северной Америке, по данным Р. Рюдеманна [6], *Ptylograptus delicatulus* встречен в сланцевой толще Оттозее, в стратиграфическом отношении примерно соответствующей верхней трети Чэзи (лланвирн-лландейло). Следовательно, можно заключить, что граптолитовые сланцы, выходящие на юго-западном побережье оз. Сон-Куль, относятся к нижней части среднего ордовика.

Эти данные позволяют критически пересмотреть возраст тех толщ, которые развиты поблизости от описанного местонахождения, в сторону их «одревнения».

В данном районе выделяются два тектонических блока, тектонический контакт между которыми предполагается, так как к граничной линии толщ разного состава падают навстречу друг другу: в южном блоке на С-З $320-330^\circ$ $\angle 35-60^\circ$, в северном на Ю-В $\angle 50-60^\circ$ (рисунок).

В структурном отношении южный блок представляет собой антиклиналь, ядро и южное крыло которой проплавлены гранодиоритами Сон-Кульского массива. В ядре антиклинали — светлые тонкослоистые мраморы видимой мощностью до 250 м. Крылья этой симметричной складки слагаются черной толщей, отличающейся более или менее ритмичным переслаиванием

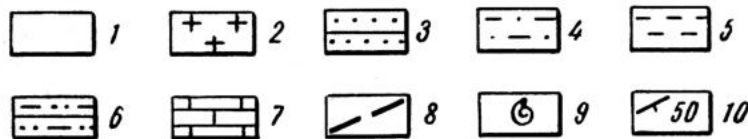
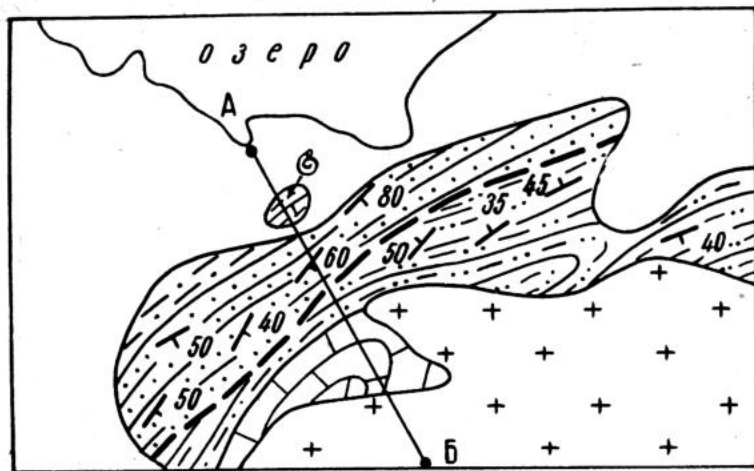


Рисунок. Схема геологического строения юго-западного побережья оз. Сон-Куль.

1—антропоген; 2—гранодиориты герцинские; ордовик: 3—аркозовые песчаники; 4—алеврито-глинистые сланцы; 5—глинистые и известково-глинистые сланцы с граптолитами; 6 — эокембрий (?): туфы, туффиты, песчаники; 7—рифей (?): мраморы; 8—предполагаемый разлом; 9—место сборов органических остатков; 10—элементы залегания.

аргиллитизированных туфов липаритового и трахитового состава и аркозовых песчаников.

Для характеристики этой толщи приведем ее полный разрез, составленный по долине ручья Кара-Сай. Выше мраморов залегают с резким контактом (снизу вверх) следующие пакки пород:

1. Ритмичное переслаивание пластов по 0,2—0,3 м черных аргиллитизированных туфов и туффитов и пластов по 1,5—2,5 м светло-серых средне- и

крупнозернистых песчаников. Каждый ритм начинается более грубозернистой породой, залегающей с разрывом на подстилающем аргиллите, кверху зернистость постепенно уменьшается. Падение СЗ $320^\circ \angle 60^\circ$. Мощность 90 м.

2. Переслаивание пачек по 1,5—2 м темно-серых песчаников и аргиллитизированных туфогенных пород с прослоями в 0,3 м светло-серых среднезернистых аркозово-кварцевых песчаников. Падение СЗ $330^\circ \angle 50^\circ$. Мощность 20 м.

3. Чередование по 0,2—0,3 м светло-серых слоисто-полосчатых аркозовых песчаников и темно-серых тонкозернистых песчаников и черных аргиллитизированных туфогенных пород. Мощность 15 м.

4. Ритмичное переслаивание темно-серых и черных аргиллитизированных туфов и туффитов, темно-серых и серых средне- и мелкозернистых песчаников, включающих прослои темно-серых гравийных и мелкогалечных конгломератов. Падение СЗ $320^\circ \angle 50^\circ$. Мощность 30 м.

5. Темно-серые и черные тонкозернистые песчаники и черные иногда тонкослоистые туфы и туффиты, включающие маломощные пачки гравелитов и мелкогалечных конгломератов с валунами черных аргиллитизированных туфов. Падение СЗ $330^\circ \angle 60^\circ$. Мощность 220 м.

6. Темно- и зеленовато-серые полосчатые песчаники и черные туфы и туффиты. Мощность около 250 м.

В составе толщи преимущественным развитием пользуются две группы пород: туфы и туффиты, с одной стороны, и довольно грубые песчаники и гравелиты преимущественно аркозового состава, с другой.

Туфы и туффиты — темно-серые и черные массивные породы, имеющие облик типичного аргиллита. Обычно они неслоистые, реже наблюдается тонкая градационная слоистость линейная и волнистая. На расколе в однородной черной глинисто-пепловой массе видны рассеянные выделения прозрачного кварца и белых полевых шпатов, придающие породам своеобразный облик, иногда внешне сходный с кварцевыми порфирами или их кристаллокластическими туфами. При микроскопическом изучении, в проведении которого нам помогала Е. П. Зайченко, выяснилось, что обломочная фракция этих пород, имеющая псаммитовую и алевритовую размерность, представлена угловатыми осколками кварца и пертитизированного и альбитизированного калишпата, меньшую роль играет серицитизированный олигоклаз, изредка встречаются обломки микрофельзитов. Этот материал связан с деятельностью вулканов, выбрасывавших пепловые массы липарито-трахитового состава. Угловатые осколки минералов беспорядочно рассеяны в темной полуизотропной, местами изотропной пепловой массе, значительно преобладающей над обломочной фракцией. Пепловый материал в той или иной мере подвержен аргиллитизации или карбонатизации. В туффитовых разностях присутствуют окатанные обломки серицито-кварцевых сланцев, микрокварцитов и аплитопегматитовых пород.

Аркозовые песчаники, представляющие второй важный компонент рассматриваемой толщи, отличаются светло- и зеленовато-серой окраской, плохой сортировкой обломочного материала, грубозернистостью, очень малой ролью цемента. В составе обломков доминирующими являются два компонента: кварц и калишпат (обычно с микроклиновой решеткой); к ним примешан плагиоклаз (олигоклаз), изредка гранитоиды, кислые эффузивы, микропегматиты, микропертиты. Среди акцессорных минералов нередок циркон, фиксируются апатит и ортит.

Тесно связанные с песчаниками конгломераты сложены хорошо окатанными эллипсоидальными гальками кварца и кварцитов, кварцевых порфиров (с каймой выветривания), гранитоидов (в том числе аляскитовых гранитов), кремнистых пород. Встречаются угловатые обломки (размером до 0,3 м) черных аргиллитизированных туфов и туффитов — результат внутренних размывов данной толщи.

Состав толщи показывает, что питание бассейна седиментации обломочным материалом шло двумя путями. Вулканические извержения служили поставщиком пирокластического, в основном пеплового, материала. Лавы первоисточника пирокластов имели состав липарит-трахит. Осаждение пеплового материала происходило в водной среде, периодическое усиливаясь и ослабевая. Вторым не менее важным источником терригенного материала служил массив гранитоидов, расположенный в непосредственной близости от области седиментации. Аркозовые песчаники образованы продуктами разрушения этого гранитоидного интрузива, местоположение которого остается неясным. Возраст размывавшихся гранитоидов несомненно доордовикский, скорее всего докембрийский.

В строении северного блока участвовали три толщи с общим падением на ЮВ. Никаких признаков опрокинутого залегания не выявлено, поэтому последовательность толщ при пересечении их с севера на юг является нормальной.

Наиболее древней в данном блоке является толща, содержащая ископаемые остатки граптолитов и других беспозвоночных. Она слагается светло-серыми и серыми с зеленоватым, голубоватым и желтоватым оттенком на поверхностях выветривания аргиллитами, дающими на расколе раковистый излом и образующими неправильные плитки, звенящие под ногами. Очень характерны гнезда лимонита и лимонитизированного пирита. Сильно разрушенный пирит обычно заполняет пустоты, образовавшиеся на месте ядер организмов, нередко образует эти ядра. На поверхностях плиток и по трещинам развиваются тремолитовые солнца. При микроскопиче-

ском изучении пород выяснилось, что они состоят из почти изотропного глинистого вещества с примесью отдельных зерен и неправильных стяжений железистого карбоната, иногда довольно значительной, мелкодисперсного кремнезема и отдельных очень редких обломков алевритовой размерности кварца и реже полевого шпата.

Аргиллиты слагают изолированную сопку, со всех сторон окруженную наносами. Падение слоистости ЮВ $< 50-60^\circ$. Видимая мощность 50 м.

После 100—150 м закрытого пространства начинается склон гряды, на которой господствующей является высота 3190,2.

В нижней части северо-западного склона этой гряды выходит толща 150—200 м мощности, состоящая из переслаивания черных алевролитов и темно-серых тонкозернистых песчаников с тонкими (по 1—2 м) прослоями светло-серых грубозернистых аркозовых песчаников.

Выше совершенно согласно залегает более грубозернистая преимущественно песчанниковая толща. Она состоит из переслаивания мощных пачек (по 5—10—15 м) светлых буровато-серых грубозернистых кварцево-полевошпатовых и аркозовых песчаников, иногда переходящих в гравийные конгломераты с линзами и струями гравелитов, с менее мощными (по 2—3—5 м мощности) пачками черных алевролитов и темно-серых мелкозернистых песчаников, часто слоисто-полосчатых. Среди аркозовых песчаников встречаются существенно калишпатовые разности. Обломки минералов в составе грубозернистых разностей отличаются хорошей окатанностью, поверхности зерен нередко полированы.

Падение пластов ЮВ $< 50-60^\circ$. Мощность толщи (до разлома) около 400—500 м.

Проведенные наблюдения позволяют вполне уверенно утверждать, что северный блок слагается толщами ордовикского возраста. Нижняя часть разреза, отличающаяся преимущественно сланцевым составом, является среднеордовикской, поскольку она содержит пачку с граптолитами этого возраста. К тому же эта часть разреза напоминает и в литологическом отношении, равно как по составу граптолитового комплекса, нижнюю половину разреза долонского ордовика, располагающегося выше конгломератов аренига. Верхняя толща, входящая в состав северного блока, — толща аркозовых песчаников — органических остатков не содержит, но она настолько тесно связана с нижними двумя толщами и литологически и структурно, что можно уверенно говорить о ее ордовикском возрасте, предполагая, что она является в основном верхнеор-

довикской, хотя исключить средний ордовик (его верхи) также нельзя.

Нам известно много разрезов ордовика в различных местах Тянь-Шаня. В наиболее близких районах перевала Долон [2], северного склона хр. Молдо-Тоо, бассейна р. Сулу-Куртка [3] и района р. Тор-Су [1] для среднего-верхнего ордовика типичен совершенно иной облик. Песчаники в них имеют часто полимиктовый состав, содержат много обломков кембрийских основных и средних вулканитов. Формация среднего-верхнего ордовика перечисленных районов имеет флишеоидный характер. В данном же районе описываемый ордовик никак не может относиться к формациям флишевого ряда. Он более всего напоминает эпиконтинентальную формацию покровных моласс, столь широко развитую в среднем палеозое Северного Тянь-Шаня. Этим сходством средний-верхний ордовик юго-западного побережья оз. Сон-Куль обязан широкому развитию типичных аркозов.

Столь своеобразный формационный облик среднего-верхнего ордовика данного района мы склонны объяснять своеобразной тектонической позицией. Мы рассматриваем южную часть Сон-Кульской структурно-фациальной зоны, заключенную между Коктайским и Южно-Сон-Кульским глубинными разломами, как устойчивую геантиклинальную массу, основные черты складчатой структуры которой сформировались в результате протерозойской складчатости. Это как бы осколок срединного массива, сохранивший свою устойчивость и в нижнем палеозое. Нижнепалеозойский прогиб является типично наложенной структурой, развивавшейся на жесткой массе. В таких условиях неизбежно должны были появиться характерные геантиклинальные формации, одним из представителей которых и является формация покровных моласс (аркозов). Очень простая структура ордовика также является следствием такой тектонической позиции на стабильной массе. По-видимому, в докембрийском цоколе значительная роль принадлежала древним толщам гранитоидного состава, служившим источником аркозового материала. Следует подумать, является ли Сон-Кульский массив однородным по возрасту? Не ассимилированы ли герцинской магмой древние докембрийские интрузивы или гнейсовые толщи?

Мы знаем один довольно яркий пример каледонского прогиба, резко наложенного на докембрийский гранито-гнейсовый цоколь. В восточной части Тянь-Шаня по разломам, расколовшим протерозойскую стабильную массу, в эокембрии — нижнем палеозое возник наложенный Сары-Джасский прогиб. В среднем-верхнем ордовике он заполнялся толщей, состоящей

преимущественно из аркозовых, отчасти полимиктовых песчанников. Это так называемая сары-джаская свита. По своим особенностям она очень близка толще аркозов юго-западного побережья оз. Сон-Куль. Можно предполагать, что условия формирования этих двух толщ были сходными.

Труднее оценить возраст толщ, слагающих южный блок. Основываясь на особенностях их структур и состава, мы полагаем, что толщи южного блока являются более древними, чем толщи северного. Невозможно разрез ордовика, венчающийся толщей аркозов, надстроить довольно мощной толщей карбонатных пород. Ордовикский цикл развития в каледонидах Тянь-Шаня сформирован как регрессивный, с возрастанием роли все более и более грубозернистых пород снизу вверх по разрезу. Помещая карбонатную толщу в верхнюю часть разреза ордовика, мы делаем его трансгрессивным, что резко противоречит общему ходу ордовикской истории этих районов Тянь-Шаня. Следовательно, известняки, слагающие ядро антиклиналы южного блока, и надстраивающая их толща черных туфов и туффитов могут помещаться только ниже толщ, образующих северный блок, т. е. быть до среднеордовикскими.

Дальнейшее уточнение возрастной позиции толщ южного блока связано с разработкой рабочих гипотез, среди которых, как более вероятные, мы рассматриваем две. Очень заманчиво сопоставлять толщу известняков с шорторской свитой кембрия Джетым-Тау [5], тогда толща туфов и туффитов должна соответствовать нижнему ордовика. Но в нижнем ордовике всех соседних районов Тянь-Шаня (к востоку от Таласо-Ферганского разлома) пока что продукты извержения липарито-трахитового состава не отмечались. Это обстоятельство является камнем преткновения для первой гипотезы и заставляет нас отвергнуть ее.

Отклонив первую гипотезу, мы неизбежно пришли ко второй, сущность которой состоит в том, что толщи южного блока являются докембрийскими. Нам представляется, что толща туфов и туффитов, переслаивающихся с аркозами, скорее всего принадлежит джетымской серии эокембрия (вендского комплекса). В самом деле, для всей нижней части эокембрийского разреза чаткало-нарынского типа характерны обломочные породы с выделяющимися на изломе зернами прозрачного стекловидного кварца, иногда несколько дымчатого. Таких пород очень много в свите джетым-тау. Из-за обилия в них обломков кварца и полевого шпата, происходящих из липаритовых лав, О. И. Некрасова называла их туфогенными. Эокембрийские тиллитоподобные конгломераты Е. И. Зубцо-

вым и Е. И. Зубцовой принимались за туффиты. Настоящие туфы и туффиты липарито-трахитового состава очень типичны для базальной узун-булакской свиты чаткальского разреза эокембрия. Внешне и под микроскопом они напоминают туфы и туффиты описываемого района. В Большом Кара-Тау, в бассейне р. Ран, верхняя часть ранской свиты, залегающая под нижними тиллитами, сложена сходными породами. Эффузивно-обломочная толща подстилает свиту Джетым-Тау по р. Большая Талды-Су в Сары-Джасском районе. Эти сравнения привели нас к наиболее вероятному решению об эокембрийском возрасте туфогенной толщи юго-западного побережья оз. Сон-Куль. В таком случае толща мраморов должна рассматриваться как рифейская, так как в вендском комплексе Тянь-Шаня столь мощных и однородных карбонатных толщ не встречается. Эокембрий был геократическим периодом, условия которого не благоприятствовали карбонатакопленнию. Особенно мощно аккумуляция карбонатных осадков осуществлялась в нижнем и среднем рифее.

Итак, на юго-западном побережье оз. Сон-Куль полностью отсутствуют нижнекаменноугольные отложения. В этом районе доказано развитие своеобразных ордовикских осадков, заполнявших наложенный на срединную массу (точнее, на ее «осколок») прогиб. С большой вероятностью предполагается наличие эокембрийских образований, к которым пока что условно отнесена туфогенная толща.

Новые данные заставляют нас отказаться от развивавшегося ранее представления о том, что Сон-Кульская зона представляет собой герцинский синклиорий [4]. Напротив, в основании этой зоны лежит устойчивая масса докембрийского (байкальского?) возраста. На нее в эокембрии — нижнем палеозое был наложен прогиб, заполнявшийся терригенными породами, среди которых наиболее заметная роль принадлежала аркозам. Особенно сильное преобразование стабильная масса испытала в герцинский период тектогенеза, когда по ее северной окраине, над тектоническим швом глубокого заложения, возник девон-нижнекарбонный прогиб, протянувшийся от гор Ак-Таш до восточного замыкания гор Байдулы. Южнее, между Коктайским и Южно-Сон-Кульским разломами, и в герцинское время располагалась Южно-Сон-Кульская геантиклинальная глыба с наложенными на нее карбоновыми мульдами типа Сары-Джонской. Будучи сильно раздробленной и располагаясь на границе двух областей, резко противоположных по типу развития, т. е. в зоне «важнейшей структурной линии», Сон-Кульская глыба была особенно благоприятной средой для внедрения крупных масс магмы, сформировав-

ших Сон-Кульский гранодиоритовый массив, конфигурация которого была предопределена формой Южно-Сон-Кульской геосинклинали.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гладченко А. Я., Королев В. Г. Находки фауны ордовика в так называемых «немых толщах предполагаемого девона» в хр. Терской Ала-Тоо (Тянь-Шань). ДАН СССР, т. XXVIII, № 5, 1951.
2. Зима М. Б. К вопросу о возрастных границах отложений ордовика района перевала Долон (Тянь-Шань). В кн. «Мат-лы по геологии Тянь-Шаня», вып. IV, Изд-во «Илим», 1964.
3. Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. О докаменноугольных отложениях Тахталыкской гряды, хребта Кокийримтау и северного борта Нарынской впадины (Тянь-Шань). Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3, 1956.
4. Королев В. Г. Геологическое строение Присонкульского района. Тр. Ин-та геологии Киргиз. ФАН СССР, вып. 1, 1955.
5. Королев В. Г. Возраст «свиты арчалы» в хр. Джетым-Тау (Тянь-Шань) и стратиграфия нижнего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны. Тр. Ин-та геологии АН Киргиз. ССР, вып. IX, 1957.
6. Ruedemann R. Graptolites of North America. Geol. Soc. Amer. 1947, том. 19.

Резюме

Сон-Көлдүн түштүк жээгинде мурун астыңкы карбондун катмарлары бөлүнүүчү. 1963-жылы алардын арасынан ортонку ордовиктин граптолиттери табылды. Ордовик аркоздору көп болгон өзгөчө түзүлүшү менен айырмаланат. Ал өзгөчөлүктөр кембрийге чейинки бүктөлүштөр менен түзүлгөн Сон-Көлдүн катуу массиви менен байланышкан. Герцин тектоникалык кыймылдардын учурунда анын структурасы кайрадан түзүлгөн.

Р. Е. Риненберг

К СТРАТИГРАФИИ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИЛУРА СЕВЕРНЫХ СКЛОНОВ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА

Терригенные отложения силура слагают значительные площади северных склонов Алайского хребта.

При изучении стратиграфии палеозоя силурийские отложения в районе Кадамджа Г. С. Поршняковым и А. Д. Миклухо-Маклаем [4] были разделены на три свиты — сюетскую, сложенную преимущественно пестрыми сланцами; архакаринскую, представленную песчаниками, и пульгонскую — песчано-сланцевую. Возраст свит по фауне граптолитов определялся в следующих границах: сюетская свита — лландоверий-ранний венлок; архакаринская — средний-поздний венлок; пульгонская — поздний венлок-лудлов. Это деление было принято для корреляционной региональной стратиграфической схемы Туркестано-Алайской подзоны Средней Азии [5].

В дальнейшем, при проведении детальных геолого-съёмочных работ и специальных стратиграфических исследований, были получены данные, свидетельствующие о том, что предложенные свиты имеют ограниченное распространение и не могут быть прослежены на всей площади северных склонов Алайского хребта. Кроме того, решением Межведомственного стратиграфического комитета границу между лландоверийским и венлокским ярусами следует проводить по подошве зоны *Cyrtograptus murchisoni* [6]. В то же время О. И. Никифоровой и А. М. Обутом [2] предложено верхний отдел силурийской системы разделить на два самостоятельных яруса: лудловский (в объёме прежнего нижнелудловского подъяруса) и тиверский (в объёме верхнелудловского подъяруса).

В связи с этим возникла необходимость пересмотреть сложившиеся представления по стратиграфии силура северных склонов Алайского хребта.

В течение 1959—1963 гг. автором изучались послойные разрезы силурийских отложений с детальным отбором фауны граптолитов и последующим их монографическим описанием. Эти исследования позволили проследить на указанной терри-

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Алышская полоса		Кызыл-Булакская полоса		Тегермачская полоса	
				Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний
Силурийская	Верхний	Лузловский	Ландоверийский	Средн.	Глинистые сланцы и углисто-глинистые сланцы с прослоями песчаников и линзами известняков и кремней; граптолиты. Мощность 100 м.	Углисто-глинистые сланцы с прослоями песчаников; граптолиты. Мощность 150 м.	Углисто-глинистые сланцы с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников; граптолиты. Мощность 100 м.	Углисто-глинистые и кремнистые сланцы; граптолиты. Мощность 100 м.	Углисто-глинистые и кремнистые сланцы; граптолиты. Мощность 100 м.
					Углисто-глинистые сланцы с прослоями песчаников; граптолиты. Мощность 350 м.	Углисто-глинистые сланцы с прослоями алевролитов и линзами яшм. Мощность 0—20 м.	Углисто-глинистые сланцы с прослоями алевролитов и линзами яшм. Мощность 50 м.	Углисто-глинистые сланцы; граптолиты. Мощность 50 м.	
					Глинистые сланцы с прослоями песчаников и линзами известняков и кремней; граптолиты. Мощность 50 м.	Песчанники с прослоями алевролитов и линзами яшм. Мощность 0—20 м.	Песчанники с прослоями алевролитов и линзами яшм. Мощность 0—20 м.	Не найдены.	
					Глинистые сланцы и песчанники с линзами гравелитов, конгломератов и известняков; граптолиты. Мощность 400—450 м.	Глинистые сланцы с прослоями песчаников и линзами известняков и кремней; граптолиты. Мощность 50 м.	Глинистые сланцы с прослоями песчаников; граптолиты. Мощность 30—230 м.	Слюдисто-глинистые сланцы, алевролиты; граптолиты. Мощность 30—230 м.	
					Глинистые сланцы и песчанники с линзами гравелитов, конгломератов и известняков; граптолиты. Мощность 400—450 м.	Глинистые сланцы с прослоями песчаников и линзами известняков и кремней; граптолиты. Мощность 50 м.	Глинистые сланцы, слюдисто-глинистые сланцы, песчанники и алевролиты; граптолиты. Мощность 650 м.	Глинистые сланцы, слюдисто-глинистые сланцы, песчанники и алевролиты; граптолиты. Мощность 650 м.	
					Глинистые сланцы и песчанники с линзами гравелитов, конгломератов и известняков; граптолиты. Мощность 400—450 м.	Глинистые сланцы с прослоями песчаников и линзами известняков и кремней; граптолиты. Мощность 50 м.	Глинистые сланцы, слюдисто-глинистые сланцы, песчанники и алевролиты; граптолиты. Мощность 650 м.	Глинистые сланцы, слюдисто-глинистые сланцы, песчанники и алевролиты; граптолиты. Мощность 650 м.	

тории ландоверийский, венлокский, и лудловский (нижнелудловский) ярусы, которые по фауне граптолитов разделены на подъярусы и зоны. Тиверский (верхнелудловский) ярус по граптолитам выделить не удалось.

В результате проведенных работ было установлено, что силурийские отложения развиты в виде трех широтно вытянутых полос, различающихся фаціальным составом пород и их мощностями. Северная полоса предыдущими исследователями была названа алышской, средняя автором ранее описана как кызыл-булакская [7], а для самой южной предлагается название тегермачской (таблица).

В пределах каждой полосы силурийские отложения были разделены на ярусы и подъярусы.

Ландоверийские отложения в изученном районе разделены на три подъяруса. Нижний оставлен в прежнем объеме [3], его нижняя граница проведена по подошве зоны *Akidograptus acuminatus* и *Akidograptus ascensus*, а верхняя — по подошве зоны *Pristiograptus gregarius* и *Demirastrites triangulatus*. Верхняя граница среднего ландовери проведена по подошве зоны *Spirograptus turriculatus*, т. е. в этом объеме средний ландовери объединяет средний и верхний ландовери в прежнем понимании. К верхнему ландовери полностью отнесен нижний венлок в прежнем объеме и его верхняя граница проводится по подошве зоны *Cyrtograptus murchisoni*.

Отложения нижнего ландовери известны лишь в алышской и тегермачской полосах в виде разобщенных выходов. На этих участках они представлены переслаиванием кремнистых и углисто-глинистых сланцев. Видимая мощность отложений нижнего ландовери в алышской полосе достигает 350 м, а в тегермачской — всего 50 м.

Отложения среднего ландовери имеют более широкое распространение. На севере, в алышской полосе, они сложены углисто-глинистыми сланцами с прослоями песчаников. Южнее, в кызыл-булакской полосе, они состоят только из углисто-глинистых сланцев, а в тегермачской полосе — из переслаивания углисто-глинистых и кремнистых сланцев. Мощность отложений среднего ландовери в алышской полосе достигает 150 м, южнее она уменьшается до 50, а в тегермачской полосе вновь возрастает до 100 м.

Отложения верхнего ландовери литологически и пространственно тесно связаны с подстилающими породами среднего подъяруса. В алышской полосе они обладают довольно пестрым составом и представлены глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с прослоями песчаников и линзами крем-

ней и известняков. Южнее, в кызыл-булакской полосе, осадки верхнего подъяруса лландовери имеют более монотонный состав и сложены углисто-глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. В тегермачской полосе верхний лландовери состоит из углисто-глинистых и углисто-слюдистых сланцев с прослоями алевролитов. Мощность отложений верхнего лландовери почти не меняется (не выходит за пределы 100 м).

На изученной площади лландоверийские образования ранее на подъярусы не разделялись и относились к сюгетской свите.

Венлокские отложения в описываемом районе также имеют широкое распространение и представлены разнообразными породами. Они разделены на два подъяруса, причем граптолиты в основном встречены в отложениях верхнего подъяруса. В породах нижнего же подъяруса известны лишь их неопределимые отпечатки. В связи с этим породы нижнего венлока на большей части исследованной территории выделялись по стратиграфическому положению между фаунистически охарактеризованными отложениями верхов верхнего лландовери и низов верхнего венлока.

Нижний венлок принят в объеме прежнего среднего венлока и его верхняя граница проводится, как и раньше, по подошве зоны *Monograptus flexilis* и *Cyrtograptus linnarssoni*. Граница верхнего венлока оставлена на прежнем уровне [3].

К нижнему венлоку в алышской полосе отнесены немые серые и зеленовато-серые олигомиктовые песчаники, которые согласно залегают на верхнем лландовери и также согласно перекрываются осадками верхнего венлока. На большей части площади кызыл-булакской полосы породы нижнего венлока отсутствуют, либо местами к ним может быть отнесена немая, маломощная пачка (5—18 м) зеленовато-серых песчаников с прослоями яшм. В пределах тегермачской полосы состав пород, условно относимых к нижнему венлоку, претерпевает значительные изменения. Так, в западной половине полосы нижневенлокские отложения представлены темно-серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками с прослоями зеленовато-серых глинистых сланцев.

В нижней части толщи местами развиты туфопесчаники. На востоке к нижнему венлоку также условно отнесена немая толща зеленовато-серых песчаников с обильными прослоями зеленовато-серых сланцев и редкими прослоями и линзами черных алевролитов.

Мощность отложений, относимых к нижнему венлоку, также непостоянна. В алышской полосе их мощность достигает

200 м, в кызыл-булакской они практически отсутствуют. В пределах тегермачской полосы мощность нижневенлокских отложений меняется в широтном направлении: на западе она составляет около 120 м, а на востоке увеличивается до 600 м.

Ранее отложения нижнего венлока в алышской полосе относились к архакаринской свите.

Осадки верхнего венлока широко развиты в описываемом районе. На севере, в алышской полосе, они представлены глинистыми сланцами с прослоями песчаников и линзами известняков и кремней. Южнее, в кызыл-булакской полосе, эти породы менее разнообразны и сложены глинистыми сланцами с прослоями песчаников, а в тегермачской полосе — сходными глинистыми сланцами и алевролитами. Мощность отложений верхнего венлока в алышской полосе составляет около 50 м, южнее, в кызыл-булакской, она уменьшается до 10—15 м, а на юге, в тегермачской полосе, вновь увеличивается до 50 м.

Лудловский ярус по новой схеме, предложенной О. И. Никифоровой и А. М. Обутом [2], подъярусного деления не имеет. Его верхняя граница проводится по кровле зоны *Monograptus formosus* [1]. Отложения лудловского яруса известны по всей исследованной территории северных склонов Алайского хребта и представлены разнообразными терригенными фациями. На севере изученного района, в алышской полосе, они состоят из глинистых сланцев и песчаников с линзами гравелитов, конгломератов и известняков. В кызыл-булакской полосе лудловские осадки представлены слюдисто-глинистыми сланцами и алевролитами. Южнее, в тегермачской полосе, развиты глинистые, слюдисто-глинистые сланцы, песчаники и алевролиты. Видимая мощность отложений лудловского яруса в алышской полосе составляет 400—450 м. В западной части кызыл-булакской полосы она не превышает 30 м, далее к востоку мощность возрастает до 230 м. В тегермачской полосе зафиксирована наибольшая мощность лудловских отложений — 650 м.

Как отмечалось выше, отложения верхнего венлока и лудлова объединялись в пульгонскую свиту.

Таким образом, по результатам проведенных исследований может сделать ряд выводов.

1. На северных склонах Алайского хребта для стратификации терригенных отложений силура вполне применимо общесоюзное ярусное деление.

2. Лландоверийские отложения довольно хорошо выделяются при полевых исследованиях, и по фауне граптолитов их можно разделить на три подъяруса. Полному объему лландо-

вери соответствует сюжетская свита, поэтому вряд ли целесообразно ее применение.

3: Венлокские отложения делятся на два подъяруса.

Нижневенлокский подъярус имеет распространение в алышской и тегермачской полосах, в кызыл булакской он практически отсутствует. В алышской полосе нижнему венлоку соответствует архакаринская свита, применение которой также вряд ли целесообразно.

4. Верхневенлокские отложения литологически и пространственно тесно связаны с образованиями лудлова и их разделение возможно лишь по фауне граптолитов. В алышской полосе им соответствует установленная ранее пульгонская свита.

5. Силурийские породы в целом имеют более сложный литологический состав, чем это представлялось раньше, и испытывают изменения в меридиональном направлении. Это позволило выделить три широтно-вытянутых полосы с различными фациями и мощностями (см. таблицу).

6. Общая видимая мощность силурийских отложений колеблется от 200—420 м в средней части изученной площади (кызыл-булакская полоса) и увеличивается до 1200 м в алышской и тегермачской полосах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Никифорова О. И., Обут А. М. К вопросу о границе силура и девона в СССР. «Советская геология», 1961, № 2.
2. Никифорова О. И., Обут А. М. О новом ярусе на границе силура и девона. «Геология и геофизика», 1963, № 7.
3. Обут А. М. Зональное расчленение силура в СССР по граптолитам. «Советская геология», 1959, № 2.
4. Поршняков Г. С., Миклухо-Маклай А. Д. К стратиграфии силура Южной Ферганы. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, вып. 6, № 189, 1955.
5. Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, 1959.
6. Решения постоянной стратиграфической комиссии Межведомственного стратиграфического комитета по ордовикским и силурийским отложениям СССР, М., 1963.
7. Риненберг Р. Е. К стратиграфии терригенных отложений силура кызыл-булакской полосы (Южная Фергана). В сб. «Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии», Изд. «Илим», 1964.

Резюме

Бул макалада Алай тоо кыркасынын түндүк бетиндеги силур чөкмөлөрүнүн стратиграфиясы каралат. Ландоверн, венлок жана лудлов (төмөнкү лудлов) бөлүктөрү изилденип, граптолит фауналарынын негизинде дагы так бөлүкчөлөргө бөлүнүшкөн.

Алар, литологиялык түзүлүштөрү жана калыңдыгы боюнча үч ичке жикке бөлүнгөн. Жиктер чыгыштан батышты көздөй созулун орношукан.

А. П. Павлова

ЗНАЧЕНИЕ РУГОЗ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ФЕРГАНЫ

До последних лет девонские четырехлучевые кораллы ругоза были одной из наименее изученных групп ископаемых организмов в Южной Ферганы. Сведения о них в основном ограничивались отдельными определениями, сделанными в свое время Е. Д. Сошкиной и Н. Я. Спасским, и небольшими сообщениями В. Б. Горянова (1961, 1962, 1963), А. П. Павловой (1963).

Проводимое автором в течение ряда лет изучение ругоз показало их довольно большое разнообразие и значительную ценность для стратиграфии девонских отложений рассматриваемого района.

В настоящей статье приводятся последние данные о распространении ругоз в девонских отложениях Южной Ферганы, полученные в результате обработки обширной коллекции, собранной автором, а также другими геологами в 1958—1960 гг. в районе хребтов Катран-Ярунтуз, Катран-Баши и в осевой части Алайского хребта. Кроме того, при изучении распространения ругоз были использованы данные, содержащиеся в работах В. Б. Горянова (1961, 1963).

В результате проведенных исследований было установлено, что ругозы наиболее обильны и разнообразны в нижнедевонских и эйфельских образованиях; в известняках живетского яруса, широко распространенных на всей площади района, они встречаются реже и состав их более однообразен. Единичные находки ругоз известны в отложениях франского яруса; в известняках фаменского яруса их до настоящего времени обнаружить не удалось.

В целом в девоне Южной Ферганы было установлено 89 видов ругоз, относящихся к 34 родам, принадлежащим 12 семействам (табл. 1).

Ниже рассматривается распределение ругоз в девонских отложениях Южной Ферганы.

Распространение рогов в девонских отложениях Южной Ферганы

Наименование видов	Нижний девон								Средний девон			Верхний девон	
	желтинский ярус		ак-кульская свита		кобленцкий ярус		жидиланская свита	3	4	5	6	7	8
	2	3	3	4									
<i>Lindströmia endrissi</i> Weiss.		+											
<i>L. minima</i> Spassky			+							+			
<i>L. transiens</i> Pocta										+			
<i>Pseudopetraia devonica</i> Soshk.										+			
<i>P. cf. devonica</i> Soshk.										+			
<i>Oligophyllum quinqueseptatum</i> Pocta										+			
<i>Ol. cf. quinqueseptatum</i> Pocta.										+			
<i>Nalobinella profunda</i> Soshk.										+			
<i>Syringaxon bosporianicum</i> Weiss.										+			
<i>S. curta</i> (Pocta)		+											
<i>S. aff. silurienensis</i> (M'CoY)		+											
<i>S. sp. 1.</i>		+											
<i>Barrandeophyllum perplexum</i> Pocta													
<i>B. ex gr. perplexum</i> Pocta													
<i>Orthopaterophyllum</i> aff. <i>tschernyschewi</i> Spassky													
<i>Tryplasma hercynica</i> Peetz													
<i>Tr. devoniana</i> (Soshk).													

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Tr. ex gr. altaica</i> (Dyb).		+					
<i>Tr. cystica</i> Pavlowa (msc)							
<i>Aphyllum sociale</i> Soshk.		+					
<i>A. aff. sociale</i> Soshk.							
<i>Calceola sandalina</i> Lam.							
<i>Pseudamplexus biseptatus</i> Soshk.							
<i>Ps. fascicularis</i> Soshk.							
<i>Chlamidophyllum halliaforme</i> Soshk.							
<i>Fasciophyllum tabulatum</i> Soshk.							
<i>F. aff. halliaforme</i> Soshk.							
<i>F. orientate</i> Soshk.							
<i>F. schlüteri</i> Soshk.							
<i>F. praeschlüteri</i> Pavl.							
<i>F. praeschlüteri</i> Pavl. subsp. <i>longiseptata</i> Pavl. (msc.)							
<i>F. prismaticum</i> Soshk.							
<i>F. aff. medianum</i> Soshk.							
<i>F. submedianum</i> Pavl.							
<i>F. conglomeratum</i> Schluter.							
<i>F. isphajramensis</i> Pavl.							
<i>Lyrietasma subcaesptosum</i> (Chapman)							
<i>Spongophyllum</i> aff. <i>halisitoides</i> Ether.							
<i>Sp. ex gr. halisitoides</i> Ether.							
<i>Grypophyllum gorskii</i> Bulv.							
<i>Gr. cf. gorskii</i> Bulv.							
<i>Gr. carinatum</i> Soshk.							
<i>Gr. striatum</i> Soshk.							
<i>Gr. gracile</i> Wdkd.							
<i>Gr. isactis</i> Frech.							

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Stenophyllum gorskii</i> Bulv.	+						
<i>St. gorskii</i> Bulv. subsp. <i>ferganensis</i> Pavl.	+						
<i>St. hedstromi</i> Wdkd.				+++	+		
<i>St. aff. hedstromi</i> Wdkd.				+++			
<i>St. altum</i> Soshk.	+						
<i>St. devonicum</i> Bulv.	+						
<i>Acanthophyllum aff. tenuiseptatum</i> Bulv.	+						
<i>A. heterophyllum</i> E. et H.							
<i>A. clermontensis</i> Ether.	+						
<i>A. irgislense</i> Soshk.				++++			
<i>Ptenophyllum bulbankerae</i> Spassky				++++			
<i>Pt. aff. bulbankerae</i> Spassky				++++			
<i>Pt. primum</i> Wdkd.				++++			
<i>Stringophyllum duplex</i> Wdkd.					++		
<i>Str. normale</i> Wdkd.					++		
<i>Rhizophyllum enorme</i> Ether.			+				
<i>Dyalitophyllum crassiseptatum</i> Bulv.							
<i>Pseudomicroplasma uralica</i> Soshk.					+++		
<i>Ps. fongji</i> (Joh).					+++		
<i>Ps. salairica</i> (Peetz).					+++		
<i>Ps. acervata</i> Pavl. (msc.).			+				
<i>Nardophyllum compactus</i> Pavl. (msc.).					+		
<i>Zonophyllum duplicatum</i> Wdkd.				++			
<i>Digonophyllum bilaterale</i> Soshk.				+			
<i>Heliophyllum spongiosum</i> (Schlüt.).				+			
<i>H. atense</i> Soshk.				+			
<i>H. hallii</i> E. et H.				+			

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>H. obconicum</i> Hall.							
<i>Neostriangophyllum modicum</i> (Smith)					+		
<i>N. waltheri</i> (Joh).					+		
<i>N. difficile</i> Soshk.					+		
<i>Bethanophyllum anchoriensis</i> Pavl. (msc.)					+		
<i>B. soeticum</i> (Schlüt.)							
<i>B. litvinovitschae</i> (Soshk.).				+			
<i>Glossophyllum latiseptatum</i> Wdkd.				+			
<i>Columnaria biensis</i> (Soshk.).				+			
<i>C. (Loyolophyllum) cresswellii</i> Chap.				+			
<i>C. vagranensis</i> (Soshk.).				+			
<i>Palaeophyllum rhenana</i> (Frech)					++		
<i>P. rhenana</i> (Frech) var. <i>vulgaris</i> Soshk.					++		
<i>P. minima</i> (Ivania).					+++		
<i>P. carinata</i> Pavl. (msc.)					+++		
<i>Macgea shamataitica</i> Pavl. (msc.)					+++		
<i>Alaiophyllum jarushewskiyi</i> Gorjan.				+			

НИЖНИЙ ДЕВОН

Жединский ярус

Нижняя часть жединского яруса в Южной Фергане представлена терригенными отложениями джидалинской свиты; верхняя — терригенно-карбонатной ак-кульской свитой.

Джидалинская свита. Отложения джидалинской свиты подразделяются на 3 подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Многочисленные остатки ругоз в нижней джидалинской подсвите принадлежат 4 видам: *Stenophyllum gorskii* Bulv., *Fasciphyllum praeschlüteri* Pavl., *Spongophyllum* sp. (семейство *Spongophyllidae*) и *Syringaxon* sp. 2 (семейство *Syringaxonidae*).

Из перечисленных видов только *Stenophyllum gorskii* Bulv. развит и в вышележащих отложениях. Остальные виды не выходят за пределы нижней джидалинской подсвиты.

В породах средней джидалинской подсвиты состав ругоз значительно разнообразнее: здесь широко развиты представители семейств *Spongophyllidae* и *Syringaxonidae* (50% видового сообщества); наряду с ними появляются отсутствующие в нижней джидалинской подсвите *Ptenophyllidae* и *Lindströmiidae*. Ругозы двух семейств *Kodonophyllidae*, *Cystiphyllidae* представлены обрывками родов *Kodonophyllum* и *Lythophyllum*, неопределимыми до вида.

Всего в отложениях средней джидалинской подсвиты установлено 15 видов: *Stenophyllum gorskii* Bulv., *St. gorskii* Bulv. var. *ferganensis* Pavl. var. n. (msc), *Spongophyllum* aff. *halisitoides* Ether., *Fasciphyllum praeschlüteri* Pavl. var. *longiseptata* Pavl., *Fasciphyllum* aff. *medianum* Soshk., *F. submedianum* Pavl., *F. isfajramense* Pavl., *Syringaxon curta* (Pocta), *S. sp. 2*, *S. aff. siluriensis* (M'Coy), *Lindströmia endrissi* (Weiss.), *L. sp.*, *Barrandeophyllum* sp., *Lythophyllum* sp., *Kodonophyllum* sp.

Из перечисленных видов лишь два (*Stenophyllum hedströmi* и *Lindströmia endrissi*) встречаются и в вышележащих отложениях.

В верхней джидалинской подсвите ругозы пока не обнаружены.

Ак-кульская свита. В отложениях этой свиты при общем преобладании спонгофиллид отмечается некоторое увеличение роли цистириллид. Как и ранее, линдстрёмиды, кодонофиллиды и птенофиллиды имеют подчиненное значение. Появляются первые представители триплазматид.

Всего установлено 16 видов ругоз. Характерными для отложений ак-кульской свиты являются *Stenophyllum devonicum* Bulv., *Fasciphyllum prismaticum* Soshk., *Spongophyllum halisitoides* Ether., *Tryplasma* ex gr. *altaica* (Dyb.), *Pseudamplexus fascicularis* Soshk., *Acanthophyllum pseudohelianthoides* Ether., *A. sp.*, *Rhizophyllum enorme* Ether., *Pseudomicroplasma salairica* (Peetz), *Orthopaterophyllum* aff. *tschernyschewi* Spassky. Два вида (*Stenophyllum gorskii* и *Lindströmia endrissi*) известны только в джидалинской свите; виды *Aphyllum sociale*, *Tryplasma devoniana*, *Barrandeophyllum perplexum*, *Fasciphyllum* aff. *halliaforme*, встречаются и в вышележащих породах.

Кобленцкий ярус

Сандальская свита. В известняках сандальской свиты немногочисленные ругозы принадлежат двум семействам: *Tryplasmataceae* и *Ptenophyllidae*. Установлено семь видов: *Tryplasma hercynica* (Peetz), *Tr. devoniana* Soshk., *Tr. cystica* Pavl. (msc.), *Tr. sp.*, *Aphyllum* aff. *sociale* Soshk., *Acanthophyllum heterophyllum* (E.—H.), *Ac* aff. *tenuiseptatum* Bulv.

Типичным для отложений данной свиты является *Acanthophyllum* aff. *tenuiseptatum* Bulv.

В целом необходимо отметить, что в осадках свиты триплазматиды получают наибольшее развитие (из 7 видов 5 принадлежат данному семейству); отмечается отсутствие спонгофиллид и цистириллид, широко развитых в нижележащих отложениях.

Эйфельский ярус

По своему облику эйфельская фауна ругоз Южной Ферганы сходна с таковой из нижнего девона данного региона. Значительная часть ругоз принадлежит семействам, распространенным в осадках нижнего девона (из 10 семейств — 7 известны в нижележащих отложениях). По-прежнему широко развиты спонгофиллиды, линдстрёмиды, цистириллиды.

Подобное же сходство отмечается и в родовом составе (см. рисунок).

В то же время в эйфеле появляются представители родов, неизвестных в нижележащих отложениях: *Calceola*, *Lyriellasma*, *Chlamidophyllum*, *Grypophyllum*, *Ptenophyllum*.

В осадках эйфельского яруса нами было встречено 24 вида ругоз (см. табл. 1). Кроме того, В. Б. Горяновым из этих отложений были определены следующие виды: *Lindströmia minima* Spassky, *L. transiens* Pocta, *Syringaxon bosporianicum* Weiss., *Pseudamplexus biseptatus* Soshk., *Fasciphyllum schlüteri*

Распространение родов рогов в девонских отложениях
Южной Ферганы

№№ пп.	Название рода	D ₁	D ₂		D ₃
			ef	gv	
1	Lindströmia	■	■		
2	Pseudopetraia	■	■		
3	Oligophyllum	■	■		
4	Syringaxon	■	■		
5	Naliokinella		■		
6	Barrandeophyllum	■	■		
7	Orthopaterophyllum	■	■		
8	Tryplasma	■	■		
9	Aphyllum	■	■		
10	Calceola		■		
1.1	Pseudamplexus	■	■		
1.2	Fasciphyllum	■	■		
1.3	Lyrielasma		■		
1.4	Spongophyllum	■	■		
1.5	Grypophyllum		■		
1.6	Stenophyllum	■	■		
1.7	Chlamidophyllum		■		
1.8	Acanthophyllum	■	■		
1.9	Ptenophyllum		■		
2.0	Stringophyllum			■	
2.1	Rhizophyllum	■			
2.2	Dyalithophyllum			■	
2.3	Pseudomicroplasma	■	■		
2.4	Nardophyllum		■		
2.5	Zonophyllum		■		
2.6	Digonophyllum		■		
2.7	Heliophyllum		■		
2.8	Neostrophophyllum			■	
2.9	Bethanyphyllum		■		
3.0	Glossophyllum		■		
3.1	Columnaria		■		
3.2	Palaeophyllum			■	
3.3	Macgea		■		
3.4	Alaiophyllum			■	

Soshk., *F. conglomeratum* Schlüt., *Grypophyllum striatum* Soshk., *Stenophyllum altum* Soshk., *Acanthophyllum clermontensis* Ether, *A. irgislense* Soshk., *Ptenophyllum primum* Wdkd., *Zonophyllum duplicatum* Wdkd., *Digonophyllum bilaterale* Soshk., *Heliophyllum spongiosum* (Schlüt.), *Glossophyllum latiseptatum* Wdkd., *Columnaria biensis* Soshk.

Таким образом, в отложениях эйфельского яруса установлено 42 вида рогов, принадлежащих 34 родам, относящихся к 10 семействам; 2 вида являются новыми.

Комплекс рогов эйфельского яруса по характеру распределения их в разрезе можно разделить на 4 большие группы.

1. Виды, распространенные в Южной Ферганае только в отложениях эйфельского яруса. К этой группе относится 34 вида (см. табл. 1). Из них следующие 18 видов встречены на Урале, в Кузбассе, на Алтае, в Забайкалье, Чехии, Германии, Австралии тоже только в отложениях эйфельского яруса: *Pseudopetraia devonica* Soshk., *Naliokinella profunda* Soshk., *Syringaxon bosporianicum* Weiss., *Pseudamplexus biseptatus* Soshk., *Fasciphyllum orientale* Soshk., *F. schlüteri* Soshk., *F. conglomeratum* Schlüt., *Grypophyllum gorskii* Bulv., *Gr. carinatum* Soshk., *Stenophyllum altum* Soshk., *Acanthophyllum irgislense* Soshk., *Ac. clermontensis* Ether., *Ptenophyllum primum* Wdkd., *Pt. bulvankerae* Spassky, *Zonophyllum duplicatum* Wdkd., *Glossophyllum latiseptatum* Wdkd., *Digonophyllum bilaterale* Soshk., *Columnaria biensis* (Soshk.).

Несколько видов, известных в Южной Ферганае только в эйфельском ярусе, в других регионах имеют иное вертикальное распространение.

Так, *Lindströmia transiens* Pocta, *L. minima* Spassky, *Oligophyllum quinqueseptatum* Pocta, *Chlamidophyllum tabulatum* Soshk., *Grypophyllum striatum* Soshk., *Acanthophyllum heterophyllum* E.—H., *Columnaria (Logolophyllum) cresswelli* Чапман на Урале, Алтае, в Забайкалье, Чехии и Австралии встречены как в эйфельском ярусе, так и в нижнем девоне.

Виды *Calceola sandalina* Lam., *Stenophyllum hedströmi* Wdkd., *Bethanyphyllum soeticum* (Schlüt.) известны из отложений эйфельского и живецкого ярусов Урала, Алтая, Германии.

Вид *Heliophyllum spongiosum* (Schlüt.) до сих пор был известен только из живецких отложений Германии и Казахстана.

2. В Южной Ферганае в отложениях эйфельского яруса и нижнего девона встречены *Tryplasma hercynica*, *Tryplasma devoniana* и *Aphyllum sociale* описанные из тех же отложений

Урала и Алтая и *Acanthophyllum heterophyllum*, ранее известный из отложений нижнего девона и эйфельского яруса Урала, Кузбасса и Алтая.

3. Из видов, обнаруженных в Южной Фергане в эйфельском и живетском ярусах, следует назвать *Lyrielsma subcaespitosum* (Charman), *Stenophyllum hedströmi* Wdkd., *Heliophyllum aiense* Soshk. Первый описан из нижнего девона—эйфельского яруса Австралии. *Stenophyllum hedströmi* известен в отложениях живетского яруса Германии, а также эйфельского яруса Урала и Алтая; вид *Heliophyllum aiense* Е. Н. встречается в эйфельском ярусе Алтая и Урала и живетском ярусе последнего.

4. Виды широкого вертикального распространения (ранний девон—живетский век): *Fasciphyllum halliaforme* (Soshk.), впервые описанный из эйфельских отложений Урала и в последующие годы зафиксированный в разновозрастных отложениях Кузбасса и Алтая, а также *Columnaria vagranensis* (Soshk.), из эйфельского яруса Урала и живетского яруса Кузбасса.

Таким образом, из 42 видов, встреченных в отложениях эйфельского яруса, 34 характерны только для этих отложений: четыре известны и в нижележащих породах, три обнаруживаются в живетском ярусе и два имеют широкое вертикальное распространение (ранний девон-франский век).

Живетский ярус

В отложениях живетского яруса ругозы менее разнообразны и встречаются сравнительно реже. В это время продолжают существовать представители таких семейств, как: *Spongophyllidae*, *Ptenophyllidae*, *Cystiphyllidae*, *Bethanyphyllidae*, *Columnariidae*. Однако, комплекс родов и видов значительно отличается от эйфельского комплекса. В живетское время появляются новые (ранее неизвестные) представители родов: *Stringophyllum*, *Dyalithophyllum*, *Palaeophyllum*, *Alaiophyllum*, *Neostrophophyllum* и продолжается развитие: *Fasciphyllum*, *Stenophyllum*, *Grypophyllum*, *Lyrielsma*, *Heliophyllum*, *Bethanyphyllum*, *Columnaria*, которые пользуются распространением в нижележащих отложениях (рисунок). Следует отметить, что преобладающими родами здесь являются *Grypophyllum*, *Pseudomicroplasma*, *Heliophyllum*, *Palaeophyllum* (60% видового сообщества).

Из 24 видов — 19 свойственны только отложениям живетского яруса; два вида (*Fasciphyllum halliaforme* и *Columnaria vagranensis*) известны с нижнего девона; три (*Lyrielsma sub-*

Сопоставление эйфельских отложений Южной Ферганы с одновозрастными отложениями других регионов

Южная Фергана	Урал	Кузбасс	Алтай	Чехия	Германия	Австралия
Катранская свита	Бийские, кальцеоловые, вязовские слои	Шандинские слои	Курьинские, лосишинские слои, верхняя часть култабарской свиты	Далейские слои	Верхние кальцеоловые слои	Верхний кувэн
<i>Lindstromia minima</i> Spassky.	<i>Pseudopetraia devonica</i> Soshk.	<i>Barrandeophyllum perplexum</i> Pocta	<i>Pseudopetraia devonica</i> Soshk.	<i>Barrandeophyllum perplexum</i> Pocta	<i>Calceola sandalina</i> Lam.	<i>Calceola sandalina</i> Lam.
<i>L. transiensis</i> Pocta.	<i>Nalivkinella profunda</i> Soshk.	<i>Fasciphyllum halliaforme</i> Soshk.	<i>Oligophyllum quinque-septatum</i> Pocta		<i>Bethanyphyllum soeticum</i> Schlüt.	<i>Spongophyllum halisitoides</i> Ether.
<i>Pseudopetraia devonica</i> Soshk.	<i>Barrandeophyllum perplexum</i> Pocta.	<i>Loyolophyllum cresswelli</i> Chapm.	<i>Calceola sandalina</i> Lam.	Злиховские слои	<i>Glossophyllum latisepatum</i> Wdkd.	Нижний кувэн
<i>Oligophyllum quinque-septatum</i> Pocta.	<i>Oligophyllum quinque-septatum</i> Pocta	<i>Calceola sandalina</i> Lam.	<i>Tryplasma hercynica</i> (Peetz).	<i>Barrandeophyllum perplexum</i> Pocta.	<i>Zonophyllum duplicatum</i> Wdkd.	<i>Calceola sandalina</i> Lam.
<i>Nalivkinella profunda</i> Soshk.	<i>Aphyllum sociale</i> Soshk.	<i>Tryplasma hercynica</i> (Peetz).	<i>Acanthophyllum heterophyllum</i> E.—H.	<i>Calceola sandalina</i> Lam.	<i>Ptenophyllum primum</i> Wdkd.	<i>Spongophyllum halisitoides</i> Ether.
<i>Syringaxon bosporanicum</i> Weiss.	<i>Calceola sandalina</i> Lam.	<i>Acanthophyllum heterophyllum</i> E.—H.	<i>Ac. irgistense</i> Soshk.	<i>Oligophyllum quinque-septatum</i> Pocta		
		Салаиркинские слои			Нижние кальцеоловые слои	
<i>Barrandeophyllum ex gr. perplexum</i> Pocta	<i>Pseudamplexus biseptatus</i> Soshk.	<i>Spongophyllum halisitoides</i> Ether.	<i>Grypophyllum striatum</i> Soshk.		<i>Calceola sandalina</i> Lam.	
<i>Calceola sandalina</i> Lam.	<i>Tryplasma devoniana</i> Soshk.	<i>Loyolophyllum cresswelli</i> Chapm.	<i>Gr. carinatum</i> Soslik.		<i>Syringaxon bosporanicum</i> Weiss.	
<i>Tryplasma hercynica</i> (Peetz).	<i>Stenophyllum hedstromi</i> Wdkd.	<i>Tryplasma hercynica</i> (Peetz).	<i>Bethanyphyllum soeticum</i> (Schlüt.).			
<i>Aphyllum sociale</i> Soshk.	<i>St. altum</i> Soshk.	<i>Acanthophyllum heterophyllum</i> E.—H.	<i>Heliophyllum halli</i> E.—H.			
<i>Tr. devoniana</i> (Soshk.).	<i>Grypophyllum gorskii</i> Bulv.		<i>Stenophyllum altum</i> Soshk.			
<i>Pseudamplexus biseptatus</i> Soshk.	<i>Gr. striatum</i> Soshk.		Ракитинские, крюковские слои, нижняя часть култабарской свиты			
<i>Chlamidophyllum tabulatum</i> Soshk.	<i>Fasciphyllum halliaforme</i> Soshk.					
<i>Fasciphyllum halliaforme</i> Soshk.	<i>F. orientale</i> Soshk.					
<i>F. orientale</i> Soshk.	<i>Zonophyllum duplicatum</i> Wdkd.		<i>Tryplasma devoniana</i> Soshk.			
<i>F. schlüteri</i> Soshk.	<i>Digonophyllum bilaterale</i> Soshk.		<i>Acanthophyllum heterophyllum</i> E.—H.			
<i>F. conglomeratum</i> Schlüt.	<i>Acanthophyllum heterophyllum</i> E.—H.		<i>Ptenophyllum bulvanerae</i> Spassky.			
<i>Lyriellasma subcaespitosum</i> (Chapm.).	<i>Ac. irgistense</i> Soshk.		<i>Grypophyllum striatum</i> Soshk.			
<i>Spongophyllum ex gr. halisitoides</i> Ether.	<i>Bethanyphyllum soeticum</i> (Schlüt.).		<i>Gr. carinatum</i> Soshk.			
<i>Grypophyllum gorskii</i> Bulv.	<i>Columnaria biensis</i> Soshk.		<i>Fasciphyllum orientale</i> Soshk.			
<i>Gr. carinatum</i> Soshk.	<i>C. varganensis</i> (Soshk.).		<i>Chlamidophyllum tabulatum</i> Soshk.			
<i>Gr. striatum</i> Soshk.	<i>Fasciphyllum schlüteri</i> Soshk.		<i>Pseudopetraia devonica</i> Soshk.			
<i>Stenophyllum hedstromi</i> Wdkd.	<i>F. conglomeratum</i> Schlüt.		<i>Barrandeophyllum perplexum</i> Pocta			
<i>St. aff. hedstromi</i> Wdkd.	<i>Bethanyphyllum soeticum</i> (Schlüt.).		<i>Aphyllum sociale</i> Soshk.			
<i>St. altum</i> Soshk.	<i>Grypophyllum carinatum</i> Soshk.					
<i>Acanthophyllum heterophyllum</i> E.—H.	<i>Chlamidophyllum tabulatum</i> Soshk.					
<i>Ac. clermontensis</i> Ether.	<i>Tryplasma hercynica</i> (Peetz).					
<i>Ac. irgistense</i> Soshk.						
<i>Ptenophyllum bulvanerae</i> Spassky.						
<i>Pt. primum</i> Wdkd.						
<i>Nardophyllum compactus</i> Pavl. (msc.).						
<i>Zonophyllum duplicatum</i> Wdkd.						
<i>Digonophyllum bilaterale</i> Soshk.						
<i>Heliophyllum spongiosum</i> (Schlüt.).						
<i>H. aiense</i> Soshk.						
<i>Bethanyphyllum soeticum</i> (Schlüt.).						
<i>Glossophyllum latisepatum</i> Wdkd.						
<i>Columnaria biensis</i> Soshk.						
<i>C. (Loyolophyllum) cresswelli</i> Chapman.						
<i>C. varganensis</i> (Soshk.).						
<i>Macgea shamatalica</i> Pavl. (msc.).						

caespitosum, *Stenophyllum hedströmi* и *Heliophyllum aiense*) появляются в эйфельском ярусе.

Типичными для живетского яруса Южной Ферганы являются: *Grypophyllum gracile* Wdkd., *Grypophyllum isactis* Frech., *Stringophyllum normale* Wdkd., *Str. duplex* Wdkd., *Heliophyllum halli* E.—H., *Pseudomicroplasma fongi* (Joh.), *Ps. acervata* Pavl. (msc), *Ps. uralica* Soshk., *Dyalithophyllum crasiseptatum* Bulv., *Neostriophyllum difficile* (Soshk.), *N. waltheri* (Joh.), *Bethanyphyllum litvinovitschae* (Soshk.), *Alaiophyllum jarushewskyi* Gorian., *Palaeophyllum rhenana* (Frech.), *P. rhenana* (Frech) var. *vulgaris* (Soshk.), *P. minima* (Ivania), *P. carinatum* Pavl. (msc).

Из перечисленных видов лишь *Grypophyllum gracile* известен не только из живетского яруса других регионов, но и из эйфельского Кузбасса; *Heliophyllum halli* и *Palaeophyllum minima* до сих пор были известны из эйфельского яруса Алтая и Кузбасса. Все остальные виды в других регионах свойственны отложениям живетского яруса.

Франский ярус

В отложениях франского яруса находки ругоз крайне редки и принадлежат родам, встречающимся в нижележащих отложениях — *Neostriophyllum*, *Bethanyphyllum*, *Columnaria*. Характерными видами этого яруса являются *Neostriophyllum modicum* (Smith) и *Bethanyphyllum anchoriensis* (Pavl.) (msc).

Обнаруженная в этих же отложениях *Columnaria vargaensis* развита и в среднем девоне.

Таким образом, в результате изучения распределения ругоз в разрезе девонских отложений Южной Ферганы было установлено следующее:

1. Характер изменения ругоз позволяет устанавливать возраст вмещающих пород с точностью до яруса.

2. В отдельных случаях изменение ругоз может служить для выделения подразделений более дробных, чем ярус (жединский ярус).

3. Нижнедевонский комплекс ругоз имеет ряд общих видов из верхней части петропавловской свиты Урала и из верхнекрековского горизонта Салаира (см. табл. 2).

4. Эйфельский комплекс ругоз Южной Ферганы наиболее схож с видовыми составами ругоз из бийских и кальцеоловых слоев Урала, курьинских, лосишинских, раkitинских и сокольных слоев Алтая.

Таблица 2

Сопоставление нижнедевонских отложений Южной Ферганы по фауне ругоз с разновозрастными отложениями других регионов

Южная Фергана	Урал	Салаир
1	2	3
Сандальская свита	Верхняя часть петропавловской свиты и известняки с <i>Karpinskia conjugata</i> :	Малобачатские слои <i>Tryplasma altaica</i> (Dyb.)
<i>Tryplasma devoniana</i> Soshk.		
<i>Tr. hercynica</i> (Peetz)		
<i>Tr. cystica</i> Pavl. (msc.)	<i>Tryplasma altaica</i> (Dyb.)	
<i>Acanthophyllum heterophyllum</i> (E.—H.)	<i>Acanthophyllum tenuiseptatum</i> Bulv.	
<i>Ac. aff. tenuiseptatum</i> Bulv.	<i>Ac. pseudoheliantoides</i> (Soshk.)	
<i>Aphyllum aff. sociale</i> Soshk.	<i>Pseudamplexus fascicularis</i> Soshk.	
Ак-кульская свита	<i>Pseudomicroplasma salairica</i> (Peetz.)	Верхне-крековский горизонт
<i>Stenophyllum gorskii</i> Bulv.	<i>Rhizophyllum enorme</i> Ether.	<i>Rhizophyllum enorme</i> Ether.
<i>St. devonicum</i> Bulv.	<i>Fasciphyllum medianum</i> Soshk.	<i>Tryplasma altaica</i> (Dyb.)
<i>Fasciphyllum prismaticum</i> Soshk.		<i>Aphyllum sociale</i> (Soshk.)
<i>F. aff. halliaforme</i> Soshk.		<i>Tryplasma hercynica</i> (Peetz)
<i>Spongophyllum halisitoides</i> Ether.		<i>Pseudomicroplasma salairica</i> (Peetz)
<i>Tryplasma devoniana</i> Soshk.		
<i>Tr. ex gr. altaica</i> (Dyb.)		
<i>Aphyllum sociale</i> Soshk.		
<i>Pseudamplexus fascicularis</i> Soshk.		
<i>Lindströmia endrissi</i> (Weiss.)		
<i>Acanthophyllum pseudoheliantoides</i> (Soshk.)		
<i>Barrandeophyllum perplexum</i> Pocta		
<i>Rhizophyllum enorme</i> Ether.		
<i>Pseudomicroplasma salairica</i> (Peetz.)		
<i>Orthopaterophyllum aff. tschernyschewi</i> Spassky		

Продолжение таблицы 2

1	2	3
Джидалинская свита		
	<i>Stenophyllum gorskii</i> Bulv.	
	<i>St. gorskii</i> Bulv. var. <i>ferganensis</i> Pavl. (msc.)	
	<i>Spongophyllum aff. halisitoides</i> Ether.	
	<i>Fasciphyllum praeschlüteri</i> Pavl. subsp. <i>longiseptata</i> Pavl. (msc.)	
	<i>F. medianum</i> Soshk.	
	<i>F. submedianum</i> Pavl.	
	<i>F. isfajramense</i> Pavl.	
	<i>Syringaxon curta</i> (Pocta)	
	<i>S. sp. 1.</i>	
	<i>S. aff. siluriensis</i> (M'Coy)	
	<i>Lindströmia endrissi</i> Weiss.	
	<i>L. sp.</i>	
	<i>Barrandeophyllum sp.</i>	
	<i>Kodonophyllum sp.</i>	
	<i>Lythophyllum sp.</i>	
	<i>Stenophyllum gorskii</i> Bulv.	
	<i>Fasciphyllum praeschlüteri</i> Pavl.	
	<i>Spongophyllum sp.</i>	
	<i>Syringaxon sp. 1</i>	

Сопоставление живетских отложений Южной Ферганы по фауне ругоз с разновозрастными отложениями других регионов

Южная Фергана	Урал	Кузбасс	Германия
1	2	3	4
<i>Grypophyllum isactis</i> (Frech)	Афонинские, чувсовские чesлавские слои	Керлегешские, сафоновские, лебедянские слои	Стрингоцефаловые слои
<i>Fasciphyllum halliaformis</i> Soshk.	<i>Grypophyllum isactis</i> (Frech)	<i>Palaeophyllum rhenana</i> (Frech) var. <i>vulgaris</i> Soshk.	<i>Grypophyllum isactis</i> (Frech)
<i>Grypophyllum cf. gorskii</i> Bulv.	<i>Gr. gracile</i> Wdkd.	<i>Palaeophyllum rhenana</i> (Frech) var. <i>vulgaris</i> Soshk.	<i>Grypophyllum gracile</i> Wdkd.
<i>Stenophyllum hedstromi</i> Wdkd.	<i>Pseudomicroplasma uralica</i> Soshk.	<i>Grypophyllum gracile</i> Wdkd.	<i>Calceola sandalina</i> Lam.
<i>Lyrietasma subcaespitosum</i> (Chapman) Wdkd.	<i>Bethanophyllum litvovitschae</i> (Soshk.)	<i>Calceola sandalina</i> Lam.	<i>Campophyllum soetenicum</i> Schütt.
<i>Stringophyllum duplex</i> Wdkd.	<i>Neostriophyllum dijlicite</i> Soshk.	<i>Dyalithophyllum crassiseptatum</i> Bulv.	<i>Palaeophyllum rhenana</i> (Frech)
<i>Str. normale</i> Wdkd.	<i>Neostriophyllum waltheri</i> (Joh)	<i>Neostriophyllum waltheri</i> (Joh)	<i>Stenophyllum hedstromi</i> Wdkd.
<i>Dyalithophyllum crassiseptatum</i> Bulv.	<i>Neostriophyllum waltheri</i> (Joh)	<i>Pseudomicroplasma fontigi</i> (Joh)	<i>Stringophyllum duplex</i> Wdkd.
<i>Pseudomicroplasma uralica</i> Soshk.	<i>Pseudomicroplasma fontigi</i> (Joh)	<i>Pseudomicroplasma fontigi</i> (Joh)	<i>Str. normale</i> Wdkd.
<i>Ps. fongi</i> (Joh)	<i>Palaeophyllum rhenana</i> (Frech) var. <i>vulgaris</i> (Soshk.)		
<i>Ps. acervatus</i> Pavl. (msk.)			
<i>Heliohyllum aiense</i> Wdkd.			
<i>H. halli</i> E.—H.			
<i>H. obconicum</i> Hall			

Neostriophyllum waltheri (Joh)
N. difficile Soshk.
Bethanophyllum litvovitschae (Soshk.)
Columnaria vagranensis Soshk.
Palaeophyllum rhenana (Frech)
P. rhenana (Frech) var. *vulgaris* (Soshk.)
P. minima (Jvania)
P. carinata Pavl. (msc.)
Alaiophyllum jarushewskyi Gorian.

Южно-Ферганский комплекс ругоз отличается от такового из шандинских и салаиркинских слоев Кузбасса, несмотря на то, что имеется несколько общих видов. Отдельные виды, встречающиеся в отложениях эйфельского яруса Южной Ферганы, известны в разновозрастных отложениях Чехии, Германии, Австралии (см. табл. 3).

5. Намечается определенное сходство ругоз из живетского яруса Южной Ферганы с ругозами из афонинских, чувсовских и чesлавских слоев Урала; керлегешских, сафоновских и лебедянских слоев Кузбасса; стрингоцефаловых слоев Германии (см. табл. 4), хотя родовой состав их в Южной Фергане значительно беднее и однообразнее.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горянов В. Б. Стратиграфия девонских отложений хребта Ярунтуз (Южная Фергана). В кн. «Геология Средней Азии», изд. ЛГУ, 1961.
2. Горянов В. Б. Стратиграфическое положение *Fasciphyllum prismaticum* Soshkina в девоне Южной Ферганы. Тр. УГ и ОН при Совете Министров Киргиз. ССР, сб. 2, 1962.
3. Горянов В. Б. О значении тетракораллов для стратиграфии девона Южного Тянь-Шаня. Вестн. Ленинградского ун-та, № 24, 1963.
4. Павлова А. П. Раннедевонские фасцифиллиды Южной Ферганы. «Палеонтол. ж.», 1963, № 4.

Резюме

Макалада Түштүк Фергананын девон доорундагы пайда болгон тоо тектериндеги ругозалардын таралыштары жөнүндө мүнөздөмөлөр берилет да жана аларды башка райондогу ошол доордо пайда болгон тоо тектеринин ругозаларына салыштырмалары келтирилет.

М. Б. Орловский, Б. В. Поярков

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ МЕЖДУРЕЧЬЯ АБШИР-СОХ (ЮЖНАЯ ФЕРГАНА)

В пределах Южноферганского или Туркестано-Алайского ртутно-сурьмяного пояса широко развиты отложения нижнего девона. Последние отражают особенности начального этапа дифференциации различных герцинских структур названного района, роль которых в размещении месторождений ртути была показана Н. М. Синицыным. Поэтому выяснение детальной стратиграфии образований этого возраста имеет первостепенное значение для понимания истории геологического развития региона, а, следовательно, и для определения направлений поисков ртутно-сурьмяных месторождений.

Впервые нижнедевонские отложения в Южной Фергане, или точнее — передовых хребтах Алая, были установлены более полувека тому назад В. Н. Вебером. Он считал, что наиболее низким горизонтом девонской системы в этом районе является «ак-кульский известняк», залегающий в основании северного подножья хр. Катран (Вебер, 1910). Возраст его, на основании заключения Д. В. Наливкина, определявшего брахиопод, В. Н. Вебер установил как силур-девон. Отложения, одновозрастные «ак-кульским известнякам», Д. В. Наливкин в 1926 г. выделил в манакские слои, рассматривая их как переходные между силуром и девонем. После монографического изучения брахиопод в 1946 г. О. И. Никифорова отнесла манакские слои и одновозрастные им «ак-кульские известняки» к жединскому ярусу. В 1962 г. В. Б. Горянов высказал предположение о том, что возраст ак-кульских известняков, скорее всего, переходный от жединского яруса к кобленцкому, но убедительных фактических данных в подтверждение этого не привел. На современных картах эти отложения выделяются под наименованием ак-кульской свиты (Горянов и др., 1961).

Белые мраморизованные известняки северного склона хр. Катран, залегающие на ак-кульских, В. Н. Вебер (1910, 1929, 1934) описал как «герцинские». Д. В. Наливкин (1926)

считал, что эти породы принадлежат верхней (возможно — местами средней) части нижнего девона. Впоследствии Д. П. Резвой (1959) и Г. А. Каледа (1960) отнесли указанные известняки к кобленцкому ярусу, а В. Б. Горянов и др. (1961) выделили их в сандальскую свиту. Таким образом, схема стратиграфии карбонатных отложений нижнего девона, разработанная В. Н. Вебером, по существу без изменений сохранилась до наших дней.

По иному обстояло дело с терригенными отложениями, развитыми к северу от хребтов Катран и Юрунтуз. В 1910 г. В. Н. Вебер причислил эти образования к нижнему девону; однако в последующих работах (1928, 1929, 1934) он стал считать их верхнепалеозойскими. В 1941 г. Н. П. Васильковский описываемые породы рассматривал как силурийские. Н. М. Синицын в 1941 г. в бассейне р. Исфайрам в глинистых сланцах, отнесенных В. Н. Вебером к верхнему палеозою, нашел граптолиты. Позднее В. В. Меренков среди терригенных пород в районе Чаувайского рудника (устье сая Кан-Джилга) обнаружил остатки флоры нижнего девона.

В конце сороковых годов, в результате среднемасштабной геологической съемки Туркестано-Алайской горной системы, проведенной под руководством Д. П. Резвого (1959), нижнедевонские терригенные образования были в основном отделены от силурийских и закартированы. Возраст их на основании отдельных находок фауны определялся в пределах жединского яруса. Однако этот исследователь к нижнему девону также относил и терригенные толщи более молодого возраста — конгломераты гор Илячин, Ишкаль и Алька-Кара (они рассматриваются в отдельной статье М. Б. Орловского и Б. В. Пояркова, 1964).

Впоследствии терригенные образования нижнего девона были выделены в джидалинскую свиту, последняя в бассейне р. Исфайрам подразделялась на три подсвиты (Миклухо-Маклай и Поршняков, 1954; Горянов и др., 1961). Возраст джидалинской свиты эти исследователи определили как ранний, средний и, возможно, поздний девон. Основанием для такой ревизии возраста нижнедевонских терригенных образований, послужили определения некоторых остатков флоры, кораллов и брахиопод. Однако повторные сборы брахиопод, приведенные совместно представителями разных точек зрения, не подтвердили присутствия отложений более молодых, чем раннедевонские. Имеющиеся же данные по флоре и кораллам противоречивы и не дают оснований для пересмотра раннедевонского возраста вмещающих отложений (Каледа, 1962; Орлов-

ский, Поярков, 1962). В последнее время М. Л. Рывкин (1962) также пришел к выводу о жединском возрасте джидалинской свиты. Однако он не совсем правильно полагает, что ак-кульская свита одновозрастна джидалинской (объем ак-кульской свиты иной, чем у джидалинской, и можно лишь говорить о возможном ее соответствии верхам последней).

Таким образом, в результате трудов многих исследователей была установлена следующая последовательность основных подразделений нижнего девона: джидалинская, ак-кульская, и сандальская свиты.

В 1958—1962 гг. авторы занимались изучением детальной стратиграфии терригенных и карбонатных отложений нижнего девона междуречья Абшир-Сох. Основные результаты этих исследований изложены в настоящей статье.

Об объеме нижнего девона в рассматриваемом районе

Решение вопроса о положении границ нижнего девона на Алае невозможно без учета особенностей геологического развития этого региона, который в среднепалеозойское время представлял собой часть подвижной, геосинклинальной области. Н. М. Сеницын объяснил наблюдающуюся резкую изменчивость мощностей и фаций девона и нижнего карбона на территории высоких предгорий Алая наличием «полных» и «неполных», сокращенных разрезов. Он указал, что «полные» разрезы, как правило, связаны с фрагментами синклиналей, а «неполные» — с участками, подобным антиклиналям, т. е. образование осадков происходило в седиментационных структурах, созданных резко дифференцированными тектоническими движениями. Среди седиментационных структур им выделены «седиментационные мульды» и «антиклинальные отмли» (Сеницын, 1960).

Н. М. Сеницын полагал, что в силурийское и раннедевонское время по сравнению со второй половиной среднего палеозоя тектонические движения были слабо дифференцированы и менее контрастны. Этот вывод был обусловлен отсутствием сведений о таких колебаниях мощностей среднего палеозоя в конкретных разрезах Алая, которые свидетельствовали бы о создании подобных седиментационных структур в додевонское время. Данные последних лет (устное сообщение Р. Е. Риненберг) позволяют предполагать наличие «седиментационных мульд» и «антиклинальных отмелей» в силурийское и раннедевонское время. Вместе с тем выяснилось, что участки с максимальными мощностями силурийскими отложе-

ний не всегда пространственно совпадают с площадями развития максимальных мощностей девонских и нижнекаменноугольных пород. Это указывает, по-видимому, на то, что план расположения седиментационных структур в силуре несколько отличался от такового в девоне и раннем карбоне. Подобное несоответствие, в совокупности с неодновременным замыканием силурийских и заложением девонских седиментационных мульд, заставляет особенно тщательно подходить к определению характера и положения границы силура с девоном в каждом изучаемом разрезе. Очевидно, должны существовать как разрезы с непрерывными переходами от силура к девону, так и разрезы, в которых какая-то часть пограничных слоев может выпадать.

В целом в осадконакоплении наблюдается следующая закономерность. Замыкание седиментационных мульд силурийского плана, для которых характерно исключительно терригенное осадконакопление, обычно происходит к позднему лудлову. Иногда оно несколько запаздывает и завершается в раннем девоне. Примером может служить Кара-Джигачская структура. Заложение седиментационных мульд, развивавшихся в основном в девонское и раннекаменноугольное время, происходит с позднего лудлова и до среднего девона. В седиментационных мульдах, возникших в позднелудловское время, происходило формирование мощных известняковых отложений Ошских гор, хребтов Ишме-Тау, Тамчи и др. В ряде случаев (хр. Катран-Юрунтуз) формирование непрерывных карбонатных разрезов начиналось в раннем девоне, а иногда и еще позднее — в среднем девоне (хребты Катран-Баши, Арпалык-Боарды и др.).

Таким образом, на северном склоне Алайского хребта в зависимости от характера осадконакопления и времени заложения седиментационных мульд наблюдается три типа разрезов пограничных слоев силура с девоном:

а) непрерывный разрез известняков верхнего лудлова и нижнего девона (граница литологически четко не выражена и проводится по изменению в составе фауны);

б) непрерывная толща терригенных пород лудлова и нижнего девона (граница может быть установлена литологически и фаунистически);

в) породы нижнего девона залегают с перерывом на разных горизонтах силура (граница весьма четко устанавливается литологически и фаунистически, но, возможно, какая-то часть пограничных слоев девона с силуром выпадает).

В непрерывных карбонатных разрезах силура — девона по-

ложение границы между этими системами было установлено Д. В. Наливкиным (1926) и уточнено в 1937, 1946 гг. О. И. Никифоровой. Ими было показано, что этот рубеж совпадает с границей маргиналиевых и манакских слоев, но обычно может быть установлен лишь по смене фаунистических комплексов. Так, наиболее полный карбонатный разрез пограничных слоев силура с девоном наблюдается несколько восточнее рассматриваемого района, на северном склоне гор Чиль-Майрам. Там в маргиналиевых слоях найдены остатки многочисленных и разнообразных брахиопод — *Dicoelosia biloba* (L.), *Brooksina turkestanica* Nikif., *Gypidula pelagica* Barr., *Camarotoechia carens* Barr., *C. ex gr. jamula* Barr., *Spirigerina marginalis* (Dalm.), *Lissatrypa linguata* Buch., *Eospirifer lynxoides* Nal., *Proreticularia? pentameriformis* (Tschern.).

Выше залегают манакские слои, в которых содержатся остатки как раннедевонских, так и некоторых силурийских брахиопод. Преобладают раковины раннедевонских брахиопод, из которых наиболее характерны — *Gypidula procerula* Barr., *G. acutolobata* (Sandb.), *Sieberella sieberi* Buch., *Chonetes verneuilli* Barr., *Uncinulus kekelikensis* (Nal.), *Spirigerina marginaloides* (Nal.), группа *Karpinskia conjugula* Tschern.

Таким образом, граница между силуром и девоном в карбонатных разрезах северных предгорий Алая проводится по исчезновению представителей родов *Lissatrypa*, *Brooksina* и по появлению целого ряда видов, известных с раннего девона: *Karpinskia conjugula* Tschern., *Gypidula acutolobata* (Sandb.), *Chonetes verneuilli* Barr., *Pentamerella arataejormis* Nikif., *Sieberella sieberi* Buch.

По данным М. А. Ржонсницкой (1961, 1962), О. И. Никифоровой и А. М. Обути (1961) и др., манакские слои сопоставляются с крековскими слоями Кузбасса и верхами петропавловской свиты Урала, по подошве которых в этих регионах проводится нижняя граница девона. В междуречье Абшир-Сох непрерывные карбонатные разрезы верхнего лудлова и нижнего девона развиты незначительно. Они известны лишь в хр. Тамчи и горах Ишме-Тау.

Шире в рассматриваемом районе развиты терригенно-карбонатные осадки, залегающие на различных горизонтах силура. Это отложения ак-кульской свиты, развитой вдоль северного подножья хребтов Катран и Юрунтуз. На левом берегу р. Исфайрам она залегают на различных горизонтах лудлова и содержит комплекс брахиопод, близкий к таковому из манакских слоев. Это в первую очередь *Karpinskia conjugula* Tschern., *Chonetes verneuilli* Barr., *Sieberella sieberi* (Buch.),

Eospirifer irbitensis (Tschern.), а также свойственные этой свите *Chonetes ferganensis* Nikif., *Ferganella turkestanica* Nikif.

Вместе с тем ак-кульская свита, по-видимому, отвечает не полному объему манакских слоев, а, возможно, только их верхней части. Подтверждением является то, что она не связана постепенными переходами с отложениями силура и кое-где залегают прямо на пульгонской свите верхнего венлоканского лудлова, местами — на отложениях средней джидалинской подсвиты, относящейся к раннему девону (Орловский, Поярков, 1962; Рывкин, 1962 и др.).

Непрерывный разрез терригенных отложений силура и раннего девона известен лишь в Кара-Джигач-Сая. Там наблюдается следующая последовательность залегания пород:

1. Пульгонская свита (Sw₃—ld₁) темных сланцев с остатками граптолитов.
2. Толща черных сланцев в верхней части — с прослоями гравелитов, содержащих обломки *Ferganella turkestanica* Nikif. Мощность толщи 65 м.
3. Джидалинская свита, сложенная в нижней части песчаниками, сланцами, конгломератами с линзами известняков, содержащих остатки брахиопод: *Cymostrophia stephani* (Barr.), *Stropheodonta constatula* Barr., *Chonetes ferganensis* Nikif., *Camarotoechia nympha* Barr., *C. daphne* Barr., *Ferganella turkestanica* Nikif. и др. Мощность свиты более 1000 м.

По составу брахиопод джидалинская свита полностью отвечает ак-кульской. Однако на левом борту Шахимардана и далее на запад до Анхор-Сая на средней джидалинской подсвите залегают ак-кульская. Это позволяет считать, что джидалинская свита (или, по крайней мере, нижняя или средняя ее подсвиты) занимает более низкое положение в разрезе по сравнению с ак-кульской.

Таким образом, на площади междуречья Абшир-Сох нижнюю границу девона в непрерывных терригенных разрезах литологически следует проводить, по мнению авторов, по подошве джидалинской свиты. Этот рубеж четко выражен и хорошо прослеживается в пределах всего района, так как в основании джидалинской свиты появляются прослои и пласты конгломератов, отсутствующие в силурийских образованиях. Кроме того, в отложениях свиты часто встречаются остатки девонских ругоз, табулят, брахиопод и мшанок. Указанный рубеж, вероятно, более или менее соответствует границе манакских слоев с маргиналиевыми.

Верхний рубеж нижнего девона весьма четко устанавливается по изменению в составе фауны. Здесь появляются первые продуктиды (*Productella mesodevonica* Nal.) и целый ряд

видов брахиопод (*Gypidula ivdelensis* Khod., *Camarotoechia alatica* Nal., *Desquamatia desquamata* (Sow.), *Ucinulus paralelepipedus* (Вгопп.), не встречающихся в нижележащих отложениях. Этот комплекс брахиопод известен под названием ляглинской фауны (Наливкин, 1926).

Среднедевонские отложения присутствуют далеко не во всех местах развития нижнедевонских образований. Так, в северной части междуречья Абшир-Сох, в непрерывной толще терригенных пород лудлова и нижнего девона, вопреки мнению В. Б. Горянова и др. (1961), среднедевонские отложения, вероятно, отсутствуют, что было показано нами ранее (Орловский, Поярков, 1962). Поэтому на рассматриваемой территории граница между средним и нижним отделами девонской системы устанавливается лишь в карбонатных разрезах, сформировавшихся в девонских седиментационных мульдах. Заложение последних произошло либо в позднем лудлове, либо в раннем девоне. При этом в ряде случаев (хребты Ишме-Тау—Тамчи) эта граница четко не выражена литологически, так как проходит в толще однородных известняков. В других же разрезах (хр. Катран-Ярунтуз) среднедевонские образования довольно четко отличаются от нижнедевонских как по фауне, так и литологически. Там на темно-серых криноидных известняках с *Gypidula globa* Schnur., *Chonetes verneuli* Waгg., *Eospirifer secans* Waгg. и др., относящихся к верхам сандальской свиты нижнего девона, согласно залегают белые, розоватые крупнокристаллические известняки, содержащие остатки упомянутой ляглинской фауны.

Таким образом, принимая объем нижнего девона от основания манакских слоев и одновозрастных им образований до подошвы отложений с ляглинской фауной, мы относим к нижнему девону три свиты: джидалинскую, ак-кульскую и сандальскую. В настоящее время представляется целесообразным для Южной Ферганы временно сохранить свитовое деление нижнего девона в связи с некоторой неопределенностью его ярусного расчленения. Из указанных свит две верхние более подробно в настоящее время расчленить не удастся. Джидалинская же свита местами подразделяется на три подсвиты (Горянов и др., 1961).

В результате проведенных исследований было установлено, что выделенные подсвиты джидалинской свиты хорошо различаются по составу мшанок (последние детально изучались М. Б. Орловским). Авторы попытались также проследить указанные подразделения на значительной территории междуречья Абшир-Сох. Поскольку такая фаунистическая

корреляция разрезов джидалинской свиты производится впервые, то этот вопрос разобран наиболее подробно.

Джидалинская свита

Отложения джидалинской свиты обнажаются в виде отдельных пятен. В пределах таких выходов отложения свиты по литологическим признакам более или менее четко подразделяются на две или три части. Но эти местные подразделения из-за резкой фацальной изменчивости с трудом коррелируются по внешним признакам даже в разрезах близко расположенных выходов. Поэтому на территории междуречья Абшир-Сох до сих пор уверенное сопоставление их производилось лишь в объеме всей свиты. В настоящее время благодаря изучению мшанок, широко распространенных по всему разрезу джидалинской свиты, оказалась возможной корреляция удаленных друг от друга разрезов. По данным изучения других групп фауны такого сопоставления производить не удавалось. Поэтому прежде чем приступить к описанию отдельных подразделений джидалинской свиты, кратко рассмотрим изменение состава мшанок по разрезу.

Наиболее полно джидалинская свита представлена на левом борту р. Исфайрам, в бассейне Кара-Джигач-Сая, где она подразделяется на три подсвиты (Горянов и др., 1961). Весьма сбильны и разнообразны мшанки в отложениях нижней джидалинской подсвиты, в которой известны представители родов *Isphairamella*, *Ceramoporella*, *Crepipora*, *Monotrypa*, *Monotrypella*.

Виды *Isphairamella crigeli* Orl., *Isph. isphairamensis* Orl., *Isph. faveolata* Orl. msc., *Ceramoporella devonica* Orl., *C. aff. irregularis* Bassler, *Monotrypa decorata* Orl., *Monotrypella uniforma* Orl. встречаются только в отложениях нижней джидалинской подсвиты. Представители *Monotrypa* aff. *osgoodensis* Bassler, *Monotrypella uniforma* Orl., присутствуют как в нижней, так и в средней джидалинской подсвите. Два вида *Isphairamella peristomata* Orl. и *Crepipora ferganensis* Orl. распространены по всему разрезу свиты.

В средней джидалинской подсвите комплекс мшанок более однообразный. Тем не менее, кроме видов, известных и в нижележащих образованиях, имеются свойственные только этой подсвите *Crepipora subglobosa* Orl., *Ceramoporella convexa* Orl. В верхах средней джидалинской подсвиты появляются многочисленные фенестеллиды, развитые также и в

верхней подсвите. Таким образом, по составу мшанок среднюю джидалинскую подсвиту удастся подразделить на две части: нижнюю, содержащую циклостомат и трепостомат, и верхнюю, где наряду с ними встречаются и фенестеллиды.

В отложениях верхней джидалинской подсвиты комплекс мшанок наиболее бедный. Циклостоматы здесь представлены двумя видами — *Crepipora ferganensis* Orl. и *Isphairamella peristomata* Orl., известными и в нижележащих отложениях. Трепостоматы отсутствуют. Как и в верхней части средней подсвиты, встречаются фенестеллиды.

Выделенные подсвиты различаются не только по комплексам мшанок, но и по ассоциациям обломочных минералов тяжелой фракции песчаников. Так, для района Кара-Джигач-Сая намечаются следующие комплексы: для нижней подсвиты — гранат-пироксеновый, для средней — турмалин-гранат-пироксеновый, для верхней — турмалин-апатитовый. Кроме того, несколько меняется по разрезу свиты процентное содержание циркона. Если в нижней подсвите и низах средней количество циркона редко превышает 50% шлиха протоочки, то в верхах средней и в верхней — количество циркона, как правило, не опускается ниже 60—70%.

Таким образом, как данные изучения мшанок, так и отчасти результаты исследования минералогического состава тяжелой фракции песчаников позволяют коррелировать между собой достаточно удаленные друг от друга разрезы. Ниже приводится краткое описание джидалинской свиты по подсвитам.

Нижняя джидалинская подсвита на площади междуречья Абшир-Сох развита локально. Эти отложения известны лишь на левом берегу р. Исфайрам, в Кара-Джигач-Сае.

На этом участке песчаники и конгломераты подсвиты залегают согласно на темных глинистых сланцах силура. Верхняя граница подсвиты тоже достаточно четкая. Она проводится в основании конгломератов, залегающих на пачке ритмичного чередования сланцев и алевролитов верхней части нижней подсвиты.

Наиболее полно отложения нижней джидалинской подсвиты изучены в средней части Кара-Джигач-Сая. Здесь на темно-серых глинистых сланцах силура залегают (снизу вверх):

1. Пачка переслаивающихся песчаников и конгломератов; мощность 128 м.

В основании пачки массивные гравийные мелкозернистые конгломе-

раты (2 м), которые сменяются толщей песчаников зеленовато-серых, слоистых, обычно крупнозернистых, с прослоями гравийных мелкозернистых конгломератов той же окраски; в песчаниках часто встречаются обломки черных сланцев (0,1—1 см). В основании пачки были собраны остатки табуляты¹ *Thamnopora* sp., *Alveolites* sp., *Tyrganolites* sp., мшанок — *Isphairamella faveolata* Orl., msc., *Isph. isphairamensis* Orl., *Isph. crigeli* Orl., *Monotrypella uniforma* Orl.; в средней части — остатки мшанок *Crepipora ferganensis* Orl., *Isphairamella crigeli* Orl., *Monotrypella uniforma* Orl., табулят — *Thamnopora* aff. *alta* (Tschern.), *Th. ex gr. alta* (Tschern.); в кровле пачки — остатки мшанок — *Isphairamella faveolata* Orl., msc., *Isph. peristomata* Orl., *Isph. crigeli* Orl., *Ceratomyrella* aff. *irregularis* Bassler, *C. devonica* Orl., *Monotrypella mutilata* Orl.

2. Пачка переслаивающихся сланцев и песчаников с прослоями алевролитов и конгломератов; мощность 232 м. Сланцы черные тонкослоистые (преобладают), переслаиваются с темно-серыми разнозернистыми песчаниками. Встречаются редкие прослои черных яшмовидных алевролитов, часто с точечными включениями пирита. Изредка отмечаются прослои конгломератов, гравийных мелкозернистых и мелкогалечных. В средней части пачки собраны остатки табуляты — *Tyrganolites miklucho-maklayi* Sok., *Pachyfavosites* sp., *Cladopora* sp. мшанок — *Isphairamella peristomata* Orl., *Isph. crigeli* Orl., *Monotrypella uniforma* Orl.

3. Пачка переслаивающихся конгломератов, песчаников, сланцев; мощность 59 м.

Нижняя часть пачки представлена переслаиванием конгломератов и песчаников при полном отсутствии сланцев. Конгломераты гравийные мелкозернистые, слоистые, с обильным цементом, зеленоватые. Песчаники грубозернистые, зеленовато-серые, слоистые. Верхняя часть пачки состоит из переслаивающихся песчаников с черными сланцами при преобладании первых. Песчаники зеленовато-серые, среднезернистые, тонкослоистые. В основании пачки собраны остатки табуляты *Alveolites* sp., *Thamnoporidae*, брахиопод — *Camarotoechia* sp., *Machaeraria? atrypoidea* Nikif., мшанок — *Isphairamella peristomata* Orl., *Trematopora* sp., *Monotrypella uniforma* Orl.

К востоку от линии разреза, в устьевой части Кара-Джигач-Сая, наблюдается некоторое изменение в составе нижней части подсвиты, что выражается в погрубении терригенных отложений и появлении линз известняков. В одной из линз (риф ?) были собраны остатки многочисленных брахиопод — *Stropheodonta interstitialis* Phill., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Chonetes ferganensis* Nikif., *Ferganella turkestanica* Nikif., *Atrypa reticularis* Lin., *Eospirifer* cf. *irbitensis* Tshern. и др.

Мощность отложений нижней джидалинской подсвиты в бассейне Кара-Джигач-Сая порядка 420 м.

Средняя джидалинская подсвита очень широко развита в междуречья Абшир-Сох.

¹ Определения брахиопод произведены А. А. Волковой, табулят — И. А. Черновой.

Наиболее полно образования подсвиты представлены в водораздельной части между саями Кара-Джигач и Ташказан, а также по левому борту последнего. Западнее отложения подсвиты были изучены по правому борту р. Шахимардан, в Джидале-Сае, в междуречье Шахимардан-Анхор, по правому борту р. Сох. В междуречье Исфайрам-Абшир средняя джидалинская подсвита развита по левому борту р. Чаувай, в районе сая Кан-Джилга.

В бассейне Кара-Джигач-Сая в составе подсвиты удается выделить две части: нижнюю — конгломерато-песчаную и верхнюю — песчаную с прослоями сланцев и конгломератов. В этом районе на породах нижней подсвиты залегают (снизу вверх):

1. Пачка переслаивающихся песчаников и конгломератов; мощность 91 м.
В нижней части преобладают конгломераты, а в верхней — песчаники. Конгломераты от гравийных мелкозернистых до мелкогалечных, с обломками кремней, сланцев, реже песчаников и алевролитов. Песчаники зеленовато-серые, чаще всего крупнозернистые, тонкослоистые. В цементе конгломератов найдены обломки створок брахиопод. принадлежащих, по-видимому, *Ferganella turkestanica* Nikif.
2. Пачка переслаивания конгломератов, песчаников и сланцев; мощность 65 м.
Конгломераты, от гравийных мелкозернистых до мелкогалечных, состоят из плохо окатанных обломков кремней (50%), песчаников (15%), известняков (5%). Песчаники зеленовато-серые, средне- и мелкозернистые. Встречаются отдельные прослои бурых и зеленоватых алевролитов. В цементе конгломератов собраны остатки табулят *Tyrganolites miklucho-maklayi* Sok., *T.* aff. *miklucho-maklayi* Sok., *T.* sp., *Striatopora?* sp. *Pachyfavosites* sp. и мшанок *Crepipora ferganensis* Orl., *Ceramoporella convexa* Orl., *Monotrypella uniformis* Orl.
3. Пачка конгломератов с редкими прослоями песчаников; мощность 34 м.
Конгломераты гравийные, мелкозернистые, редко мелко- и среднегалечные, состоящие из обломков кремней (60%), песчаников (16%), сланцев (24%). Конгломераты к кровле становятся более мелкозернистыми и местами сменяются песчаниками. Песчаники серые и зеленовато-серые, в основном среднезернистые и мелкозернистые, тонкослоистые. В верхней части пачки собраны остатки табулят — *Tyrganolites miklucho-maklayi* Sok., *T.* sp.; брахиопод — *Leptaena rhomboidalis* Wilck.
4. Пачка песчаников с прослоями сланцев и конгломератов; мощность 75 м.
Песчаники серые и зеленовато-серые, в основном средне- и мелкозернистые, тонкослоистые. Конгломераты гравийные мелкозернистые до мелкогалечных, занимают подчиненное положение и снизу вверх по разрезу постепенно переходят в песчаники. Состав обломков конгломератов: кремни — 40%, песчаники — 20, сланцы — 14, алевролиты — 18, известняки — 8. Встречаются редкие прослои черных сланцев.

5. Пачка переслаивающихся серых и зеленовато-серых песчаников и черных сланцев с прослоями конгломератов; мощность пачки 179 м. Конгломераты гравийные, мелкозернистые, нередко в кровле переходящие в крупнозернистые песчаники. Конгломераты сложены обломками кремней (36%), песчаников (36), алевролитов (26) и известняков (2%).

В нижней половине пачки, в цементе конгломератов, найдены остатки табулят — *Alveolites* sp., *Tyrganolites miklucho-maklayi* Sok., мшанок: *Ceramopora* sp., *Crepipora ferganensis* Orl., *Cr. subglobosa* Orl., *Isphairamella peristomata* Orl., *Monotrypella uniformis* Orl., брахиопод — *Leptaena* sp., *Atrypa* sp. (cf. *Atr. reticularis* Lin.).

В песчаниках средней части пачки собраны остатки табулят: *Thamnopora* aff. *reticulata* (Blainville), *Th.* aff. *kolodoensis* Dub., *Tyrganolites* sp. и мшанок — *Monotrypella uniformis* Orl. В верхах, в песчаниках и цементе конгломератов, обнаружены остатки табулят — *Tyrganolites miklucho-maklayi* Sok., мшанок — *Semicoscinium* sp., *Fenestella* sp., брахиопод — *Leptaena* sp., *Ferganella turkestanica* Nikif., *Atrypa* ex gr. *reticularis* Lin.

На западе отложения средней джидалинской подсвиты широко развиты по правому и левому бортам р. Шахимардан и далее до Анхор-Сая, где без видимого несогласия они залегают на темно-серых сланцах силура. На этом участке в основании разреза девона преобладают сланцы с редкими прослоями песчаников. Выше сланцевой толщи появляются прослои гравийных конгломератов, мощность которых меняется значительно даже на небольшом расстоянии. Верхние части разрезов сложены преимущественно сланцами, прослои песчаников редки.

В районе Аркан-Сая без видимого несогласия на пультонской свите верхнего венлока — нижнего лудлова залегают (снизу вверх):

1. Пачка черных глинистых сланцев с прослоями песчаников и редкими пластинами конгломератов; мощность 181 м.
Черные глинистые сланцы преобладают; серые и зеленовато-серые песчаники встречаются в виде тонких и редких прослоев, на 1 м переслаивания приходится не более 7—10 см песчаников. Прослои конгломератов встречаются лишь в самой кровле пачки. Конгломераты разногалечные, с обильным известковым цементом, в котором «плавают» обломки. Состав обломков — сланцы (50—60%), песчаники (8—10), алевролиты (16—20), кремни (20—28%).
В основании пачки собраны остатки мшанок *Fistulipora* sp., *Loculipora* ex gr. *lineolata* Pocta, а в кровле *Monotrypa* sp., *Monotrypella* sp.
2. Пачка черных глинистых сланцев; мощность 51 м.
Сланцы микро- и тонкослоистые с листоватой и игольчатой отдельностями.
3. Пачка черных сланцев с прослоями серовато-зеленых, крупно- и среднезернистых песчаников; мощность пачки 187 м.
При мощности каждого пласта сланцев 1,5—2 м мощность прослоев песчаников не превышает 15 см. В средней части пачки собраны обрывки мшанок *Semicoscinium* sp., sp.

Осадки джидалинской свиты в аллохтонном залегании известны на карбонатных отложениях хр. Ак-Таш (правый борт Джидале-Сая). Породы свиты представлены сланцами с редкими прослоями песчаников. Обнажающиеся в аллохтонном покрове породы сходны с образованиями низов подсвиты, развитыми в саяе Джидале. По нашему мнению, скорее всего они принадлежат к средней джидалинской подсвите.

Самый западный выход отложений средней джидалинской подсвиты был изучен по правому борту р. Сох. Там в основании нижней части подсвиты залегают песчаники с редкими прослоями конгломератов, алевролитов и сланцев. Конгломераты серо-зеленые гравийные и местами мелкогалечные в виде прослоев в толще песчаников. Нередко наблюдается переход конгломератов (вверх по разрезу) в песчаники. Песчаники зеленоватые и серо-зеленые, обычно крупнозернистые, реже попадаются мелкозернистые разновидности. Алевролиты развиты лишь в основании разреза, имеют черную окраску и шестоватую отдельность. Черные глинистые сланцы встречены в виде мелких линз и редких тонких (2—3 см) прослоев в песчаниках.

В кровле наблюдается пачка средне- и разногалечных конгломератов (72 м). Состав обломков конгломератов, залегающих в нижней части разреза, следующий: кремни—81%, известняки—15, песчаники—3, алевролиты—1. Несколько выше по разрезу соотношение литологических разновидностей обломков несколько меняется: кремни—62%, песчаники—14, известняки—12, алевролиты—4, эффузивы—4, сланцы—4%.

В песчаниках по всему разрезу встречаются остатки мшанок *Monotrypa* sp., *Monotrypella* sp., которые позволяют сопоставить развитые здесь отложения с породами нижней и средней джидалинской подсвиты района Кара-Джигач-Сая.

Однако особенности минерального состава тяжелой фракции (количество обломков циркона достигает 80—100% и наблюдаются редкие зерна граната и турмалина) указывают на значительную близость рассматриваемых отложений к образованиям средней джидалинской подсвиты, развитой в междуречье Шахимардан-Анхор.

Восточнее Кара-Джигач-Сая отложения джидалинской свиты известны в междуречье Исфайрам-Абшир. Там, обнажающаяся на склонах сая Кан-Джилга, нижняя часть терригенной толщи сложена сланцами с прослоями песчаников. Выше в этой толще появляются прослои гравийных и реже галечных конгломератов. Верхняя часть свиты представлена песчаниками с подчиненными прослоями конгломератов. Далее вверх

по разрезу количество конгломератов увеличивается и в самых верхах толщи они преобладают. В нижней части разреза были собраны мшанки *Semicoscinium* sp., *Monotrypa* sp., *Monotrypella* sp. Примерно такое же строение имеют отложения свиты и по правому борту р. Абшир, где были собраны остатки мшанок *Monotrypella uniforma* Orl., *M. prolata* Orl., *M. sp. Amplexoporidae*, *Ceramoporella* sp., *Ceramoporidae*, что дает возможность относить породы всего (или большей части) разреза к средней джидалинской подсвите.

Отдельный выход терригенных отложений на северном склоне хр. Арпалык был отнесен к алмалыкской свите (Горьнов и др. (1961)). Поступившие в наше распоряжение мшанки из этих образований — *Semicoscinium* sp., sp., *Monotrypella* sp., *Ceramoporidae*, указывают, скорее всего, на принадлежность их к средней джидалинской подсвите.

Мощность отложений средней джидалинской подсвиты сильно меняется: наибольшая (порядка 500 м) наблюдается на западе изученной площади (правый борт р. Сох), средняя (360 м) — в Анхор-Саяе и наименьшая (250—260 м) — в саях Аркан и Джидале. Еще восточнее, в районе Кара-Джигач-Сая, мощность подсвиты вновь увеличивается, достигая 430 м. В районе сая Кан-Джилга она порядка 300 м, а на самом востоке (правый борт р. Абшир) не превышает 100—150 м.

Верхняя джидалинская подсвита развита лишь в мульдовой части Кара-Джигачской синклинали, в районе Таш-Казан-Сая. По левому борту этого сая установлена следующая последовательность залегания пород (снизу вверх):

1. Пачка черных сланцев с прослоями песчаников; мощность 35 м. Сланцы темно-серые, почти черные с игольчатой отдельностью, с редкими тонкими (2—5 см) прослоями буроватых мелкозернистых песчаников, в которых собраны остатки мшанок *Crepipora ferganensis* Orl.
2. Пачка черных сланцев с частыми тонкими (5—20 см) прослоями темно-серых мелкозернистых песчаников; общая мощность 16 м. В песчаниках найдены остатки мшанок *Hemitrypa* sp.
3. Пачка сланцев темно-серых с зеленоватым оттенком; мощность 33 м. Среди сланцев наблюдаются редкие прослои (5—20 см) зеленоватых мелкозернистых песчаников.
4. Пачка зеленовато-серых сланцев, коричнево-серых и серых мелкозернистых песчаников, зеленовато-серых алевролитов; мощность 81 м. В песчаниках собраны остатки брахиопод *Camarotoechia* sp., *Atrypa?* sp. и мшанок *Crepipora* sp., *Isphairamella peristomata* Orl.
5. Пачка чередующихся сланцев и песчаников; мощность 67 м. Представлена частым чередованием черных микрослоистых сланцев и тонкослоистых песчаников (местами несколько преобладают). Песчаники черные в свежем изломе, бурые и зеленоватые на выветрелой поверхности. Мощность слоев сланцев и песчаников 2—3 см. Встречаются

отдельные прослои сильно известковистых песчаников мощностью до 20—25 см. Изредка наблюдаются прослои гравийных мелкозернистых конгломератов. В самых верхах пачки были собраны остатки брахиопод — ядро *Dalmanellidae*, точнее неопределимой, *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Atrypa* sp. indet., *Eospirifer* cf. *irbitensis* (Tschern.), *Eosp.*, sp. indet., «*Spirifer*» sp. indet. (по М. А. Ржонсницкой). Примерно в этой же части разреза, но несколько восточнее, были найдены остатки брахиопод *Levenea* sp. indet., *Schellwienella* sp. indet., *Stropheodonta* sp. indet., *Cymostrophia* ex gr. *stephani* (Barr.), *Nymphorhynchia* ex gr. *nympha* (Barr.), *Atrypa* sp. indet. *Atr.* ex gr. *reticularis* Lin., *Eospirifer* cf. *irbitensis* (Tschern.), *Deithyris* sp. indet. (Определения М. А. Ржонсницкой).

Примерная мощность отложений верхней джидалинской подсвиты в районе Кара-Джигач-Сая не менее 230—250 м.

Ак-кульская свита

Отложения ак-кульской свиты в междуречье Исфайрам-Сох развиты узкой полоской вдоль северного подножья хр. Катран-Сандаль. Самый восточный выход этих пород известен на северном склоне горы Сандаль. К западу свита прослеживается вдоль северного подножья хребта в урочище Падак-Кунгей, по левому борту Джидале-Сая, в верховьях Аркан-Сая и далее до перевала Шаматалы-Казы.

Почти повсеместно ак-кульская свита без видимого несогласия залегает на темно-серых глинистых сланцах силура. На левобережье р. Шахимардан (правый борт Анхор-Сая) известняковые песчаники и сланцы располагаются без видимого несогласия на породах средней джидалинской подсвиты.

Литологический состав ак-кульской свиты сильно изменчив. Однако в междуречье Исфайрам-Шахимардан почти везде выдерживается ее двучленное строение: нижняя часть — конгломераты с прослоями песчаников, сланцев с линзами известняков и верхняя — серые известняки с прослоями и линзами конгломератов и песчаников.

Наиболее полный и хорошо фаунистически охарактеризованный разрез наблюдается в урочище Падак-Кунгей, где отмечена следующая последовательность пород:

1. Пачка конгломератов с прослоями и линзами известняков; мощность 70 м.

Конгломераты средне- и мелкогалечные, состоящие из обломков сланцев и реже доломитов. Цемент песчанистый. Вверх по разрезу конгломераты сменяются известняками, которые очень сильно обогащены терригенным материалом. Последний имеет вид отдельных мелких линз песчаников, а также обломков сланцев (в большом количестве), рассеянных в породе. В кровле пачки залегают конгломераты гравийные, мелко- и среднегалечные. В цементе конгломератов и в известняках собраны остатки брахиопод *Chonetes ferganensis* Nikif., *Eospirifer* ve-

tulus Eichw., *Eosp.* cf. *secans* (Barr.), *Eosp. irbitensis* Tschern., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Cymostrophia stephani* (Barr.) и др.; табуляты *Tyrganolites miklucho-maklayi* Sok., *T.* aff. *miklucho-maklayi* Sok., *Alveolitina* sp., мшанок — *Fenestella ferganica* Orl., *Semicoscium lilicum* Orl., *S. jarushevskiy* Orl., *Loculipora anastomosa* Orl.

2. Пачка серых криноидных известняков с прослоями конгломератов; суммарная мощность пачки 27 м.

Известняки темно-серые, массивные, криноидные. Конгломераты гравийные до мелкогалечных с известковистым цементом. В известняках собраны остатки брахиопод *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Cymostrophia stephani* (Barr.), *Chonetes embryo* Schnur, *Ch. ferganensis* Nikif., *Pentamerella* sp., *Camarotoechia emaciata* Barr., *Ferganella turkestanica* Nik., *Eospirifer irbitensis* (Tschern.) и др.; мшанок — *Semicoscium jarushevskiy* Orl.

Несколько западнее, в верховьях сая Джидале, в нижней конгломератовой части свиты, прослоев и линз известняков не наблюдается. Поэтому по левому борту р. Шахимардан отложения ак-кульской свиты имеют иное строение. На этом участке для названной свиты характерно переслаивание серых известковистых крупнозернистых песчаников и черных сланцев. Двучленное строение свиты, отмечавшееся восточнее, здесь не прослеживается. Остатки фауны встречаются редко, найдены лишь брахиоподы *Atrypa* ex gr. *reticularis* Lin., *Stropheodonta* cf. *pecten* Schell., *Eospirifer irbitensis* (Tschern.).

На самом западе, в районе перевала Шаматал-Казы, отложения ак-кульской свиты представлены известняками, серыми, до темно-серых, крупнокристаллическими. В них содержатся остатки брахиопод — *Cyrtina* cf. *heteroclita* Defr., *Atrypa* cf. *flabellata* var. *prunum* Gort., *Eospirifer admirabilis* Nikif. и др., а также мшанок — *Loculipora anastomosa* Orl.

Мощность ак-кульской свиты в урочище Падак-Кунгей достигает 100 м, на правобережье р. Шахимардан, по Джидале-Саю, колеблется в пределах 55—60 м, к западу от р. Шахимардан — 0 — 25 м, на левом берегу р. Исфайрам она не превышает 30 м.

Сандальская свита

Отложения сандальской свиты в междуречье Абшир-Сох встречены только в основании карбонатной толщи хребтов Катран-Яурунтуз. При этом они не имеют повсеместно распространения и встречаются в виде разобщенных выходов. Наиболее восточный выход отложений сандальской свиты установлен на правобережье р. Исфайрам, в верховьях Курчайвай-Сая. Далее к западу породы свиты были изучены на лево-

бережье р. Исфайрам, по северному склону горы Сандаль, в урочище Падак-Кунгей, по правому борту р. Шахимардан, в Джидале-Сае и у северного подножья горы Сангибалинд.

Известняки и доломиты описываемой свиты залегают согласно на отложениях ак-кульской.

Наиболее полно породы сандальской свиты изучены на правобережье р. Исфайрам, в верховьях Курчаувай-Сая, где описан следующий (снизу вверх) разрез:

1. Светло-серые кристаллические массивные доломиты — 10 м.
2. Светло-серые, местами почти белые, микрокристаллические известняки — 18 м.
3. Светло-серые с голубоватым оттенком кристаллические доломиты—65 м.
4. Серые до темно-серых, криноидные, микрокристаллические и кристаллические известняки — 26 м.

В них обнаружены остатки брахиопод: *Gypidula globa* Schnur, *Chonetes verneuilli* Barr., *Eospirifer secans* Barr., *Carinatina arimaspus* Eichw.

Западнее, на левобережье р. Исфайрам, отложения сандальской свиты имеют уже несколько иное строение: в основании отмечаются светло-серые массивные искрящиеся доломиты (50 м), которые перекрываются толстослоистыми светлыми, чуть розовыми, криноидными известняками (70 м). В той же части свиты на правом берегу р. Шахимардан (северное подножье горы Сангибалинд) залегают серые и светло-серые, крупнокристаллические известняки (52 м). Выше они сменяются светло-серыми, чуть голубоватыми мелкокристаллическими доломитами (33 м). Местами наблюдаются постепенные переходы известняков в доломиты. В известняках собраны остатки брахиопод *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Cymostrophia stephani* (Barr.), *Chonetes* cf. *verneuilli* Barr., *Gypidula acutolobata* Sandb., *G. procerula* Barr., *G. pseudoivdensis* Khod., *Sieberella* sp., *Camarotoechia nympa* Barr., *C. pseudolivonica* Barr., *C. daphne* Barr. *Machaeraria? atrypoides* (Nikif.), *Atrypa* ex gr. *reticularis* Lin., *Atr. comata* Barr., *Atr. comata* Barr. var. *barbara* Nikif., *Karpinskia conjugula* Tschern., *K.* cf. *fedorovi* Tschern., *Carinatina arimaspus* Eichw., *Eospirifer secans* (Barr.), *Eosp.*, *irbitensis* (Tschern.), *Eosp.* cf. *togatus* (Barr.), — *Delthyris kayseri* Scupin, *D.* ex gr. *tiro* (Barr.) и др., мшанок—*Hemitrypa* sp., *Semicoscinium repentinum* Orl. и табулят — *Favosites* sp., *Cladopora* sp., *Thamnopora* sp., *Alveolites* sp.

Мощность отложений сандальской свиты в междуречье Абшир-Сох достигает 100—120 м.

Таким образом, в результате проведенных исследований мы приходим к следующим выводам.

1. В северной части междуречья Абшир-Сох к нижнему девону в настоящее время относятся три свиты — джидалинская, ак-кульская и сандальская, сменяющие друг друга в разрезе. При этом весьма вероятно, что ак-кульская свита является возрастным аналогом верхней джидалинской подсвиты. Аналоги сандальской свиты в терригенных отложениях пока не обнаруживаются, и она поэтому должна считаться венчающей разрез нижнего девона.

2. Данные изучения мшанок дают возможность не только расчленять на три части джидалинскую свиту, но и коррелировать разрезы ее в пределах подсвит территории междуречья Абшир-Сох.

3. Наиболее широко развита на рассматриваемой территории средняя джидалинская подсвита; нижняя и верхняя же присутствуют локально — только в Кара-Джигач-Сае. Поэтому в будущем, возможно, окажется более рациональным ограничить джидалинскую свиту лишь в объеме средней подсвиты. Нижняя и верхняя тогда могут рассматриваться как самостоятельные стратиграфические единицы, тем более, что верхняя подсвита может параллелизоваться с ак-кульской свитой. Это вполне допустимо и с формальной точки зрения, так как в стратотипическом разрезе (сай Джидале) развиты лишь отложения средней джидалинской подсвиты.

4. Уточнение границ, объема и литологии стратиграфических подразделений нижнего девона позволяет выявить осложнения дифференциальной тектонической подвижности, возникшие на силур-девонском рубеже в пределах Туркестано-Алайского ртутно-сурьмяного пояса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильковский Н. П. Геологическая карта Средней Азии. Лист К-42-Г, юго-восточная четверть (Коканд), Госгеолиздат, 1941.
2. Вебер В. Н. Геологические исследования в Фергане в 1909 — 1910 гг. Изв. Геол. ком., т. XXIX, 1910.
3. Вебер В. Н. Исфайрам, выше Валякиша. Путеводитель экск. 3-го всег. геол. съезда, М., 1928.
4. Вебер В. Н. Дополнительные геологические исследования в районе Маргеланского листа (УП-6)-10-верстной карты. Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. за 1926 — 1927 гг., М., 1929.
5. Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии. Лист УП-6 (Исфайрам), северная половина, ОНТИ, 1934.
6. Горянов В. Б., Миклухо-Маклай А. Д., Поршняков Г. С., Яговкин А. В. Стратиграфия палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. Уч. зап. САИГИМС, вып. 6, 1961.
7. Горянов В. Б. Стратиграфическое положение *Fasciophyllum prismaticum* Soshkina в девоне Южной Ферганы. Тр. УГ и ОН при Совете Министров Киргиз. ССР, сб. 2, 1962.

8. Калед а Г. А. Девонские отложения Южной Ферганы. Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня, т. II, изд. Львовского ун-та, 1960.
9. Калед а Г. А. О состоянии стратиграфии девонских отложений Алайского и Туркестанского хребтов. Изв. высших учебных заведений, геология и разведка, № 11, 1962.
10. Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Туркпечать, 1926.
11. Никифорова О. И., Обут А. М. К вопросу о границе силура и девона в СССР. «Сов. геология», 1961, № 2.
12. Орловский М. Б. О мшанках из терригенных отложений пограничных слоев силура и девона Южной Ферганы. Изв. АН Киргиз. ССР. сер. естеств. и техн. наук, т. III, вып. 4, 1961.
13. Орловский М. Б. и Поярков Б. В. О возрасте джидалинской свиты Алая. Тр. УГ и ОН при Совете Министров Киргиз. ССР, сб. 2, 1962.
14. Орловский М. Б., Поярков Б. В. О стратиграфическом положении конгломератов гор. Илячин, Ишкаль и хребта Алька-Кара (Южная Фергана). Сб. матер. по геологии Тянь-Шаня. Изд-во АН Киргиз. ССР, 1964.
15. Поршняков Г. С., Миклухо-Маклай А. Д. К стратиграфии и фацальной характеристике девонских отложений Южной Ферганы. Вестн. ЛГУ, № 1, 1954.
16. Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня, т. 1, изд. Львовского ун-та, 1959.
17. Ржонсницкая М. А. Корреляция карбонатных отложений нижнего и среднего девона СССР и Западной Европы. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 42, 1961.
18. Ржонсницкая М. А. Девонские отложения главнейших разрезов Сибири и их корреляция с девоном Европы. «Сов. Геология», 1962, № 10.
19. Рывкин М. Л. К стратиграфии нижнедевонских отложений Туркестано-Алайской горной системы (междуречье Сох-Исфайрам). Тр. Управления геологии Узб. ССР, сб. 2, геология, 1962.
20. Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы, изд. ЛГУ, 1960.

Резюме

Бул иште, Абшир жана Сох сууларынын ортосунун тундук тарабында жайланышкан (Түштүк Фергана) Девондун төмөнкү катмарларынын стратиграфиясы каралат. Девондун төмөнкү катмарларынын көлөмү манак чөкмөлөрүнүн төмөнкү таманынан тартып ляглан фауналарын (катмарларына) чейин эсептелет. Кээ бир чечилбеген маселелерге байланыштуу, азыркы учурда Девондун төмөнкү катмарларын ярустук бөлүүнүлөргө келтирүүгө болбой турат. Ошондуктан мурунку свиталык бөлүүнүлөр сакталууда. Бул статьяда Джидале, Аккуль жана Сандаля свиталарынын стратиграфиясы толугу менен каралат.

М. Б. Орловский, В. П. Скворцов

К СТРАТИГРАФИИ ФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧАТКАЛЬСКОГО ХРЕБТА

Фаменские отложения широко развиты на юго-восточном склоне Чаткальского хребта — в верховьях рек Ала-Буга, Мынджилкты и далее на восток до верховьев р. Афлатун. Кроме того, в виде узкой полосы они обнажаются в осевой части Чаткальского хребта.

При изучении фаменских отложений в юго-восточной части Чаткальского хребта Н. В. Ивановым было установлено, что они повсеместно подразделяются на две свиты (Иванов, 1940 и др.). Нижняя свита — терригенно-карбонатная — была отнесена им к нижнефаменскому, а верхняя — карбонатная — к верхнефаменскому подъярису. Им также было отмечено резкое увеличение мощностей фаменских отложений в направлении от осевой части Чаткальского хребта в сторону его юго-восточного склона.

Б. В. Поярковым (1960, 1963) фаменские отложения западной части Тянь-Шаня на основании изучения фораминифер, брахиопод и мшанок подразделяются на четыре горизонта: коголысайский, донгуз-тауский, сайрамский и кок-терекский.

В результате обработки материала, собранного в полевые сезоны 1960—1962 гг., авторам статьи удалось проследить указанные горизонты и в юго-восточной части Чаткальского хребта.

Ниже (при описании горизонтов фаменских отложений) мы придерживаемся единого плана — вначале рассматриваем соответствующие отложения юго-восточного склона Чаткальского хребта, а затем его осевой части.

Коголысайский горизонт. Наиболее полно отложения этого горизонта на юго-восточном склоне Чаткальского хребта развиты в верховьях р. Джалбакан, где описан следующий разрез отложений (снизу вверх).

1. Пачка переслаивания известняков и песчаников с подчиненными про- слоями алевролитов. Известняки темно-серые, мелкокристаллические. Песчаники серые, зеленовато-серые и коричнево-серые, мелкозернистые, с ред-

кими маломощными прослоями серых и зеленовато-серых алевролитов.

В основании пачки собраны остатки брахиопод¹ — *Mesoplica* sp. (cf. *M. praelonga* (Sow.), *Cyrtospirifer* sp. indet., *Junanellina triaequalis* Nal., *Camarotoechia gosseleti* Moulton. В верхней её половине были найдены остатки харофитов — *Quasiumbella rotunda* (E. Byk.), *Q. nana* (Reitl.) subsp. *myndgylktynensis* Skvor. msc., *Umbella regularis* Skvor. msc., фораминифер — *Archaesphaera minima* Sul., *Arch. crassa* Lip., *Stegnammina justisaeformis* Pojark. msc.

Мощность пачки 30 м.

2. Пачка песчаников.

Песчаники темно-серые, серые и зеленовато-серые, мелкозернистые с редкими маломощными прослоями темно-серых органогенно-детритусовых известняков. В средней части пачки из прослоев известняков собраны остатки харофитов — *Quasiumbella rotunda* (E. Byk.), *Trochiliscus* sp.; фораминифер — *Archaesphaera grandis* Lip., *Parathuramina polypora* Ant.

Мощность пачки 43 м.

3. Пачка известняков и песчаников.

Переслаивание известняков темно-серых, песчанистых, комковатых и песчаников серых и темно-серых, мелкозернистых. В основании пачки собраны остатки харофитов — *Trochiliscus dgalbakensis* Skvor. msc., *T. aculeocostus* Skvor. msc.; фораминифер — *Parathuramina suleimanovi* Lip. subsp. *stellata* Lip., *P. polypora* Ant., *Eotuberitina* sp. В средней части пачки были найдены остатки харофитов — *Quasiumbella fungiformis* Skvor. msc., *Q. rotunda* (E. Byk.), *Umbella tenuissima* Skvor. msc., *U. regularis* Skvor. msc., *Trochiliscus* sp.

Мощность пачки 77 м.

4. Пачка известняков, песчаников и алевролитов.

Переслаивание известняков темно-серых, песчаников серых и темно-серых, мелкозернистых и алевролитов серых и зеленовато-серых. Песчаники и алевролиты преобладают. В основании пачки собраны остатки харофитов — *Quasiumbella rotunda* (E. Byk.), *Trochiliscus sphaericus* Skvor. msc.; фораминифер — *Archaesphaera grandis* Lip., *Parathuramina suleimanovi* Lip. subsp. *stellata* Lip., *Stegnammina justisaeformis* Pojark. msc., *St. pseudocamerata* Pojark. msc., *St. kasachstanica* Pojark. msc. В средней части пачки собраны остатки харофитов — *Quasiumbella fungiformis* Skvor. msc., брахиопод — *Mesoplica vlangalii* Rom., *Cyrtospirifer archiaci* Murch. В верхах пачки найдены остатки фораминифер — *Uslonia irregularae* Skvor. msc., *Stegnammina justisaeformis* Pojark. msc.; брахиопод — *Cyrtospirifer aquilinus* Rom., *C. sp.* (cf. *C. calcaratus* Sow.).

Мощность пачки 137 м.

5. Пачка светло-серых песчаников и темно-серых известняков без заметного преобладания какой-либо разности пород. В средней части пачки собраны остатки фораминифер — *Stegnammina justisaeformis* Pojark. msc.; брахиопод — *Cyrtospirifer* cf. *archiaci* Murch., *C. aquilinus* Rom., *Camarotoechia turanica* Rom.

Мощность пачки 53 м.

6. Пачка известняков, песчаников и алевролитов.

Песчаники светло-серые, серые и зеленовато-серые, мелкозернистые. Известняки темно-серые, в отдельных прослоях органогенно-детритусовые. Алевролиты зеленовато-серые. Песчаники и алевролиты преобладают.

В верхах пачки собраны остатки фораминифер — *Archaesphaera minima* Sul. и брахиопод — *Cyrtospirifer aquilinus* Rom.

Мощность пачки 64 м.

7. Пачка известняков и песчаников.

Переслаивание темно-серых глинистых известняков и серых и светло-серых мелкозернистых песчаников. В переслаивании известняки несколько преобладают. В основании пачки собраны остатки харофитов — *Quasiumbella pararotunda* Skvor. msc., *Q. nana* (Reitl.) subsp. *myndgylktynensis* Skvor. msc., *Trochiliscus ovoidalis* Skvor. msc., *Tr. sphaericus* Skvor. msc., фораминифер — *Archaesphaera minima* Sul., *Bisphaera elegans* Viss., *Parathuramina suleimanovi* Lip. subsp. *stellata* Lip., *P. cushmani* Ant., *Cribrosphaeroides minimus* Pojark. msc., *Uslonia irregularae* Skvor. msc., *Stegnammina justisaeformis* Pojark. msc., *St. pseudocamerata* Pojark. msc., *St. kasachstanica* Pojark. msc. В кровле пачки собраны остатки харофитов — *Umbella pseudopugatschovensis* Skvor. msc., *Quasiumbella pararotunda* Skvor. msc., *Trochiliscus dgalbakensis* Skvor. msc., *Sygidium tschatcalicum* Skvor. msc., фораминифер — *Neotuberitina* sp., *Bisphaera elegans* Viss., *Parathuramina cushmani* Sul. subsp. *minima* Ant., *P. oldae* Lip., *Uslonia irregularae* Skvor. msc., *Cribrosphaeroides minimus* Pojark. msc., *Stegnammina tenuissima* Pojark. msc.

Мощность пачки 55 м.

8. Пачка песчаников с подчиненными прослоями известняков и крайне редкими прослоями алевролитов.

Песчаники светло-серые, серые, зеленовато-серые, мелкозернистые, в отдельных прослоях известковистые. Известняки темно-серые, глинистые. Алевролиты зеленовато-серые. В нижней половине пачки собраны остатки брахиопод — *Camarotoechia omaliusi* Goss., *C. boloniensis* Goss., *Mesoplica praelonga* (Sow.); мшанок — *Stereotoechus crassus* (Orl.), *St. gratus* Orl. В средней — остатки харофитов — *Quasiumbella fungiformis* Skvor. msc., *Umbella tenuissima* Skvor. msc., *U. regularis* Skvor. msc., *U. pseudopugatschovensis* Skvor. msc., *Trochiliscus polycostus* Skvor. msc., *Sygidium tschatcalicum* Skvor. msc.; фораминифер — *Stegnammina tenuissima* Pojark. msc., *St. justisaeformis* Pojark. msc., *St. kasachstanica* Pojark. msc.; мшанок — *Shulgina cokuensis* Orl., *Sh. nonnulla* Orl. msc.

Мощность пачки 76 м.

9. Пачка известняков и алевролитов с подчиненными прослоями песчаников.

Известняки серые, темно-серые и черные, глинистые. Алевролиты зеленовато-серые и серые. Песчаники светло-серые, мелкозернистые. В переслаивании известняки значительно преобладают. В основании пачки собраны остатки мшанок — *Stereotoechus gratus* Orl. и брахиопод — *Cyrtospirifer aquilinus* Rom., *C. archiaci* Murch. Несколько выше были собраны остатки брахиопод — *Mesoplica praelonga* (Sow.), *Junanella ericroni* Grabau, *Junanellina triaequalis* Nal., *Cyrtospirifer archiaci* Murch. В верхах — остатки мшанок — *Shulgina cokuensis* Orl., *Sh. nonnulla* Orl. msc.; харофитов — *Quasiumbella fungiformis* Skvor. msc., *Trochiliscus ovoidalis* Skvor. msc., *Tr. sphaericus* Skvor. msc., *Tr. dgalbakensis* Skvor. msc., *Tr. aculeocostus* Skvor. msc.; фораминифер — *Archaesphaera minima* Sul., *Arch. crassa* Lip., *Uslonia irregularae* Skvor. msc., *Stegnammina tenuissima* Pojark. msc.

Мощность пачки 104 м.

10. Пачка известняков и песчаников с редкими прослоями алевролитов. Известняки темно-серые и серые, глинистые, в отдельных прослоях песчано-глинистые. Песчаники светло-серые и серые, мелкозернистые. Алевролиты серые. В основании и в средней части собраны остатки мшанок — *Shulgina valentinae* Orl. msc. В кровле пачки собраны остатки брахиопод — *Mesoplica simplicior* (Whidb.), *Camarotoechia turanica* Rom., *Cyrtospirifer calcaratus* Sow.

Мощность пачки 121 м.

¹ Брахиоподы были определены А. Н. Волковой, фораминиферы — В. П. Скворцовым, мшанки — М. Б. Орловским.

Западнее р. Джалбакан, в междуречье Ала-Бука — Мынджилкты, коголысайский горизонт сложен переслаиванием песчаников и известняков с незначительным преобладанием последних. Алевролиты отсутствуют. Изредка встречаются прослой глинистых сланцев. К востоку от р. Джалбакан, в верховьях рек Итокар, Утур и Афлатун, отмечается общее погружение пород коголысайского горизонта.

Нижняя часть разреза здесь представлена различными песчаниками, в большинстве своем розовыми кварцитовидными, с подчиненными прослоями алевролитов. Известняки встречаются редко, в виде отдельных прослоев небольшой мощности. В верхней части разреза роль известняков несколько возрастает, и лишь последние 150—200 м слагаются известняками с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов.

В осевой части Чаткальского хребта наиболее западный выход отложений коголысайского горизонта был установлен в истоках р. Мынджилкты. В основании разреза здесь залегает небольшой пласт песчаников серых, зеленовато-серых и желтовато-бурых, преимущественно мелкозернистых, известковистых (11 м). Более высокая часть разреза слагается серыми известковистыми песчаниками с подчиненными прослоями серых и темно-серых мелкокристаллических известняков (49 м). В прослоях известняков, в средней части этого пласта, собраны остатки харофитов — *Quasiumbella rotunda* (E. Byk.), *Q. nana* (Reitl.) subsp. *myndgylktyensis* Skvor. msc. *Q. jungiformis* Skvor. msc., *Trochiliscus ovalis* Skvor. msc., *Tr. aculeocostus* Skvor. msc., *Tr. dgalbakensis* Skvor. msc.; фораминифер — *Archaesphaera crassa* Lip., *Stegnammina justisaeformis* Pojark. msc.

Далее к востоку в отложениях коголысайского горизонта количество известняков постепенно возрастает, а в наиболее восточных выходах они даже несколько преобладают. Так, в районе перевала Афлатун описан следующий разрез отложений коголысайского горизонта (снизу вверх):

1. Известняки темно-серые, алевролитистые — 1 м.
2. Частое переслаивание серых и бурых известковистых песчаников с темно-серыми алевритистыми известняками — 17 м.
3. Песчаники серые с желтоватым, реже розоватым, оттенками, мелкозернистые, известковистые.
4. Известняки серые, алевритистые, с отпечатками растений и остатками харофитов — *Quasiumbella* sp.; *Umbella* sp. — 0,3 м.
5. Песчаники темно-серые, реже серые и черные, мелкозернистые, известковистые, с остатками харофитов — *Quasiumbella* sp. — 17 м.
6. Известняки темно-серые, алевритистые, местами онколитовые, с остатками харофитов — *Quasiumbella* sp. и фораминифер — *Archaesphaera minima* Sul., *Arch. grandis* Lip. — 34 м.
7. Песчаники серые, бурые и зеленоватые, мелкозернистые — 7,2 м.

8. Переслаивание черных и темно-серых алевролитистых известняков и известковистых песчаников — 9,8 м.

Наибольшей мощности отложения коголысайского горизонта достигают на юго-восточном склоне Чаткальского хребта, в верховьях р. Джалбакан — 760 м.

К западу, в бассейне р. Ала-Бука, мощность отложений горизонта постепенно уменьшается и не превышает 440 м. К северо-востоку от р. Джалбакан также отмечается постепенное уменьшение мощностей коголысайского горизонта до 600—650 м по р. Утур и до 450 м, либо несколько более, в бассейне р. Афлатун.

В осевой части Чаткальского хребта мощность отложений коголысайского горизонта значительно меньше — 60—100 м.

Донгуз-тауский горизонт. В юго-восточной части Чаткальского хребта, как, впрочем, и в пределах всей западной части Тянь-Шаня, донгуз-тауский горизонт отличается значительным постоянством литологического состава. Повсеместно отложения горизонта представлены переслаиванием серых и темно-серых брахиоподовых известняков с глинистыми известняками. Изредка в основании горизонта встречаются единичные маломощные прослой зеленовато-серых песчаников и алевролитов.

В отложениях донгуз-тауского горизонта были собраны остатки брахиопод — *Camarotoechia omaliusi* Goss., *C. turanica* Rom., *C. boloniensis* Goss., *Cyrtospirifer aquilinus* Rom., *C. cf. archiaci* Murch. *C. ex gr. verneuili* Murch., *C. cf. semisbugensis* Nal., *Mesoplica praelonga* Sow., *M. simplicior* Whidd., *Chonetes armata* Bouch., *Athyris sulcifera* var. *intermedia* Nal., *Junanella erisoni* Grabau; мшанок — *Stereotoechus gratus* Orl., *St. doubles* Orl., *St. crassus* (Orl.), *St. complexus* (Orl.), *Shulgina valentinae* Orl. msc., *Nicklesopora crassa* Orl. msc., *N. gyrata* Orl. msc., *N. recta* Orl. msc., харофитов — *Quasiumbella rotunda* (E. Byk.), *Q. nana* (Reitl.) subsp. *myndgylktyensis* Skvor. msc., *Umbella regularis* Skvor. msc., *Trochiliscus aculeocostus* Skvor. msc.; фораминифер — *Archaesphaera minima* Sul., *Arch. crassa* Lip., *Arch. grandis* Lip., *Vicinisphaera squallida* Ant., *Bisphaera elegans* Viss., *B. fungiformis* Pojark. msc., *Eovolulina elementa* Ant., *Eotuberitina* aff. *reitlingerae* M.-MacLay, *Parathuramina oldae* Lip., *P. suleimanovi* Lip. subsp. *stellata* Lip., *Cribrosphaeroides minimus* Pojark. msc., *Hyperrammina minima* Bir., *Stegnammina tenuissima* Pojark. msc., *St. justisaeformis* Pojark. msc., *St. kasachstanica* Pojark. msc., *Tournayella mica* Skvor. msc.

Наибольшей мощности отложения донгуз-тауского горизонта достигают на юго-восточном склоне Чаткальского хреб-

та — 200—210 м. В осевой его части мощность разновозрастных отложений уменьшается до 140—150 м близ перевала Афлатун и до 80—90 м в истоках р. Мынджилкты.

Сайрамский горизонт. Почти повсеместно в юго-восточной части Чаткальского хребта отложения сайрамского горизонта представлены темно-серыми и черными скрытокристаллическими известняками. В отдельных случаях в основании горизонта фиксируется пласт темно-серых брахиоподово-мшанковых известняков мощностью до 20—30 м. В самых восточных выходах, в районе перевала Афлатун, нижняя часть сайрамского горизонта состоит из онколитовых известняков, сменяющихся выше темно-серыми скрытокристаллическими известняками.

Из остатков ископаемых организмов в отложениях сайрамского горизонта собраны остатки брахиопод — *Camarotoechia omaliusi* Goss., *C. turanica* Rom., *C. boloniensis* Goss., *C. aff. gosseleti* Murlon, *C. ex gr. livonica* Buch., *Cyrtospirifer* ex gr. *archiaci* Murch., *C. communis* Sid., *Mesoplica simplicior* Whidb., *M. praelonga* Sow., *Schuchertella devonica* (d'Orb.), *Chonetes armata* Bouch; мшанок — *Stereotoechus privus* Orl. msc., *St. brevisus* Orl. msc., *Stereotoechus skvorzovi* Orl. msc., *Schulgina irissuensis* Orl., *Atactotoechus sonculensis* Orl; фораминифер — *Archaesphaera minima* Sul., *Arch. crassa* Lip., *Vicinisphaera squalida* Ant., *V. angulata* Ant., *Bisphaera elegans* Viss., *Parathurammia suleimanovi* Lip., *P. cushmani* Sul., *Cribrosphaeroides minimus* Pojark. msc., *Stegnammina tenuissima* Pojark. msc., *St. justisaeformis* Pojark. msc., *St. kasahstanica* Pojark. msc., *St. pseudocamerata* Pojark. msc., *Tournayella mica* Skvor. msc; харофитов — *Quasiumbella rotunda* (E. Вук.), *Q. globula* Reith. msc., *Umbella cylindrica* sp. nov., *U. minima* Pojark. msc., *Trochiliscus* sp. и дазикладаций — *Calcisphaera* sp.

На юго-восточном склоне Чаткальского хребта мощность отложений сайрамского горизонта изменяется в пределах 100—170 м. В осевой части хребта она уменьшается до 60—80 м.

Кок-терекский горизонт. Отложения этого горизонта на юго-восточном склоне Чаткальского хребта изучены в среднем течении р. Мынджилкты и в верховьях р. Джалбакан. В указанных пунктах кок-терекский горизонт слагается переслаиванием слоистых и тонкослоистых, скрытокристаллических и микрокристаллических известняков с ясно наблюдаемой микрополосчатостью. В нижней части разреза известняки нередко глинистые.

В отложениях описываемого горизонта собраны остатки

фораминифер — *Archaesphaera minima* Sul., *Arch. crassa* Lip., *Bisphaera elegans* Viss., *Eotuberitina reitlingerai* M.-Maclay, *Eot. crassa* Pojark., *Paracaligella* sp., *Baituganella* cf. *vulgaris* Lip., *Parathurammia* sp., *Uslonia* sp., *Cribrosphaeroides minimus* Pojark. msc., *Stegnammina justisaeformis* Pojark. msc., *Septaglomospiranella* (*Rectoseptaglomospiranella*) sp; харовых водорослей — *Umbella* cf. *mica* Pojark. msc. и единичные остатки водорослей семейства *Dasycladaceae*.

Мощность отложений кок-терекского горизонта в бассейне р. Мынджилкты 70 м; в верховьях р. Джалбакан — порядка 200 м.

Таким образом, в результате проведенных исследований было установлено следующее:

1. Схема расчленения фаменских отложений на четыре горизонта, предложенная Б. В. Поярковым (1960, 1963) для западной половины Тянь-Шаня, вполне применима для детальной стратиграфии фаменских отложений в юго-восточной части Чаткальского хребта.

2. Выделенная Н. В. Ивановым (1940 и др.) терригенно-карбонатная свита отвечает коголысайскому горизонту. Вышезалегающая карбонатная свита включает три горизонта — донгуз-тауский, сайрамский и кок-терекский.

3. Подтверждается вывод Н. В. Иванова (1940 и др.) о значительном возрастании мощности фаменских отложений в направлении от осевой части Чаткальского хребта в сторону его юго-восточного склона. Однако это увеличение мощности происходит в основном за счет коголысайского горизонта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аделунг А. С., Иванов Н. В. и Синицын Н. М. Геологическая карта Средней Азии, лист К-42-Г, северо-восточная четверть (Чаткал). Гостоптехиздат, Л.-М., 1940.
2. Поярков Б. В. О стратиграфии фаменских и нижнетурнейских отложений западных отрогов Тянь-Шаня. Изв. АН Киргиз. ССР, сер. естеств. и технич. наук, т. II, вып. 9, 1960.
3. Поярков Б. В. О границе между девоном и карбоном в западных отрогах Тянь-Шаня. Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 2, М., 1963.

Резюме

Бул макалада Чаткал тоо кыркасынын туштук-чыгыш бөлүгүнүн фамен доорундагы чөкмөлөрдүн стратиграфиясы баяндалат.

Жүргүзүлгөн изилдөөлөрдүн негизинде фамен доорунун чөкмөлөрүн төрт горизонтко бөлүүгө мүмкүндүк болду. Алар — коголысай, донгузтоо, сайрам, жана көктерек горизонттору.

Б. В. Поярков, В. П. Скворцов

РАСЧЛЕНЕНИЕ ВИЗЕЙСКОГО ЯРУСА СЕВЕРНОЙ ФЕРГАНЫ

(по данным изучения фораминифер)

В Северной Фергане широко развиты отложения нижнего карбона, представленные повсеместно турнейским и визейским ярусами. Намюрские образования в этом районе распространены локально. В настоящее время они достоверно известны лишь в горах Эчкилик-Тау.

В связи с проведением в Северной Фергане крупномасштабных геолого-съёмочных работ возникла необходимость создания детальной схемы биостратиграфии нижнекаменноугольных отложений. Для турнейского яруса такая схема была предложена Б. В. Поярковым (1960). Исследования же по расчленению визейского яруса проводились в 1960—1963 гг. Управлением геологии и охраны недр при Совете Министров Киргизской ССР. В настоящей статье излагаются основные результаты этих исследований.

Наиболее полный, непрерывный и хорошо фаунистически охарактеризованный разрез нижнекаменноугольных отложений, развитых в Северной Фергане, располагается в горах Ак-Таш. Эти горы служат водоразделом между верховьями рек Сумсар и Кок-Сарек. В этом районе авторы составили ряд разрезов по верхнетурнейским и визейским образованиям. Кроме того, были изучены визейские и намюрские известняки гор Эчкилик-Тау, располагающиеся на правом берегу р. Касан, несколько западнее села Ала-Бука.

Всего из отложений визейского яруса было отобрано 358 образцов, из которых 257 содержали остатки фораминифер. Кроме того, было исследовано около 50 образцов намюрских и верхнетурнейских известняков.

Нижняя граница визейского яруса нами проводится в основании слоев, содержащих остатки *Plicatifera humerosa* Sow. и следующий комплекс фораминифер: *Brunsiina uralica* Lip., *Septatourayella* sp., *Septaglomospiranella* sp., *Plectogyra concava* (Mal.), *Haplophragmella* sp., *Tetrataxis media* Rauser, *T. minima* Lee et Chen, *T. angusta* Viss., *Eoparastaffella ak-*

taschiensis Skvor., *Propermodiscus krestovnikovii* var. *koktjubensis* (Raus.).

Принятый нами стратиграфический уровень соответствует положению границы между визейским и турнейским ярусами в Европейской части СССР, но располагается несколько ниже того уровня, на котором проводят эту границу в Приконкулье А. Я. Гладченко (1955, 1960) и О. И. Сергунькова (1958) в Западном Таласе. Завышение указанной границы этими исследователями уже отмечалось Б. В. Поярковым (1960, 1961) и В. П. Скворцовым (1962).

Верхняя граница визейского яруса проводится в основании известняков, содержащих комплекс фораминифер намюрского яруса: *Ammodiscus multivolutus* Reith., *Glomospira gordialis* Jones et Park., *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Astroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Ast. rugosus* (Rauser), *Neoarchaediscus gregorii* (Dain), *N. parvus* (Raus.) var. *regularis* (Sul.). В визейском ярусе были найдены представители 153 видов фораминифер. Анализ распределения их по разрезу позволил расчленить визейские отложения на 4 горизонта: ташлакский, нанайский, гавасайский и эчкилик-таусский. При выделении горизонтов были учтены также данные изучения брахиопод и кораллов. Однако основным материалом послужили все-таки фораминиферы, так как они играют главную роль при разработке и применении на практике детальной биостратиграфии визейских отложений в Северной Фергане. Это связано с тем, что из всех групп фауны фораминиферы наиболее равномерно распределены по разрезу, наиболее обильны и обладают большой флитивной изменчивостью.

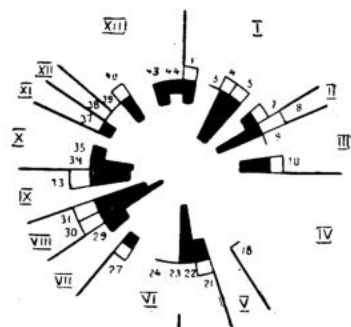
Ниже приводится детальное описание выделенных биостратиграфических горизонтов.

Ташлакский горизонт

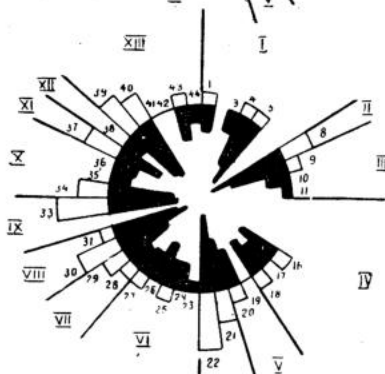
Отложения ташлакского горизонта широко развиты в горах Ак-Таш и Эчкилик-Тау, где они согласно залегают на известняках бадамского горизонта турнейского яруса. В этих районах нижняя граница проводится по кровле темно-серых и серых слоистых известняков с кремнями, которые сменяются серыми криноидными известняками, переходящими выше в темно-серые, почти черные, известняки с кремнями.

Стратотип ташлакского горизонта располагается в верховьях р. Сумсар, по его правому притоку — Катта-Ташлак-Саю, в водораздельной части г. Ак-Таш. Разрез начинается на северном склоне горы, где на темно-серых и серых слоистых известняках, содержащих прослойки и линзы темных кремней и

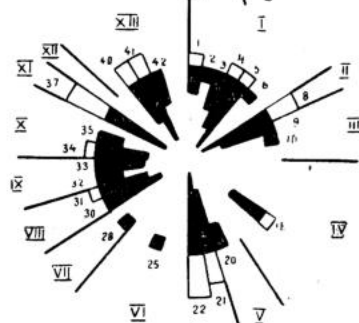
Г



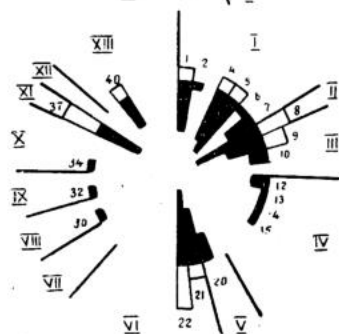
Б



В



А



Диаграммы структур родовых сообществ фораминифер ташлакского (А), нанайского (Б), гавасайского (В) и эчкиликтауского (Г) горизонтов визейского руса Северной Ферганы. Длина зачерненных участков пропорциональна логарифму вероятности нахождения представителей рода. Длина светлых участков пропорциональна количеству видов данного рода.

I. Sregnamminidae

1. Archaesphaera.
2. Quasituberitina.
3. Neotuberitina.
4. Eotuberitina.
5. Tuberitina.
6. Bisphaera.
7. Parathurammina.

25. Globoendothyra.
26. Endothyranopsis.
27. Bradyina.

VII. Quasiendothyridae

28. Dainella.
29. Endostaffella.

VIII. Ozawainellinae

30. Eostaffella.
31. Mediocris.

IX. Staffellinae

32. Eoparastaffella.
33. Pseudoendothyra.

X. Textulariidae

34. Palaeotextularia.
35. Cribrostomum.
36. Climacammina.

XI. Tetrataxidae

37. Tetrataxis.

XII. Lasiodiscidae

38. Howchinia.

XIII. Archaediscidae

39. Archaediscus.
40. Propermodiscus.
41. Planoarchaediscus.
42. Permodiscus.
43. Asteroarchaediscus.
44. Neoarchaediscus.

II. Hyperamminidae

8. Hyperammina.

III. Ammodiscidae

9. Ammodiscus.
10. Glomospirella.
11. Glomospira.

IV. Tournayellidae

12. Tournayella.
13. Septatournayella.
14. Septaglomospiranella.
15. Brunsiina.
16. Forchia.
17. Forschiella.
18. Lituotubella.

V. Lituolidae

19. Mstinia.
20. Haplophragmella.

VI. Endothyridae

21. Endothyra.
22. Plectogyra.
23. Mikhailovella.
24. Gribrospira.

Схема биостратиграфического расчленения визейского яруса Северной Ферганы

Ярус	Полъярус	Характерные черты комплекса фораминифер		Виды, свойственные полъярису	Виды, свойственные горизонту
		полъяруса	горизонта		
Визейский	Верхний	3	Горизонт	6	7
		2	Горизонт	<p><i>Mikhailovella gracilis</i> (Raus.), <i>Bradyina modica</i> Gan., <i>Endostaffella tantilla</i> (Gan.), <i>Eostaffella proikhensis</i> Raus., <i>Pseudoendothyra afflicta</i> (Durk.), <i>Ps. kerka</i> (Durk.), <i>Palaeotextularia longiseptata</i> Lip., <i>Howchinia gibba</i> (Moell.), <i>Archaeodiscus grandiculus</i> Schlyk., <i>Astroarchaeodiscus rugosus</i> (Raus.), <i>Neoarchaeodiscus parvus</i> (Raus.).</p>	<p><i>Glomospira gordialis</i> Jon. et Park., <i>Gl. gordialis</i> Jon. et Park. var. <i>irregularis</i> Raus., <i>Bradyina rotula</i> (Eichw.), <i>Eostaffella prisca</i> Raus., var. <i>ovoides</i> Raus., <i>Mediocris ovalis</i> (Viss.).</p> <p><i>Ammodiscus priscus</i> Raus., <i>For-schiella prisca</i> Mikh., <i>Lituotubella glomospiroides</i> Raus., <i>L. magna</i> Raus., <i>Plectogyra tantilla</i> (Schlyk.), <i>Pl. kokariensis</i> Skvor., <i>Cribrospira mira</i> Raus., <i>Endothyranopsis crassus</i> (Brady), <i>Endostaffella parva</i> (Moell.), <i>End. pauperis</i> (Durk.), <i>Eostaffella minutissima</i> Raus., <i>Eost. ikensis</i> Viss., <i>Eost. subtilis</i> Durk., <i>Pseudoendothyra sagittaria</i> (Schlyk.), <i>Ps. struvei</i> (Moell.), <i>Ps. schlykovaе</i> (Durk.), <i>Ps. nodus</i> (Durk.), <i>Ps. rhomboidea</i> Skvor., <i>Archaeodiscus glomus</i> Gan., <i>Archaeodiscus convexus</i> Grozd. et Leb., <i>Archaeodiscus itinerarius</i> Schlyk., <i>Arch. moelleri</i> Raus., <i>Arch. moelleri</i> Raus. var. <i>gigas</i> Raus., <i>Propermodiscus elongatus</i> Skvor.</p>
		1	Горизонт		
Визейский	Средний	3	Горизонт	<p>Резкое обеднение видового состава, фораминиферы встречаются редко</p>	<p><i>Ammodiscus priscus</i> Raus., <i>For-schiella prisca</i> Mikh., <i>Lituotubella glomospiroides</i> Raus., <i>L. magna</i> Raus., <i>Plectogyra tantilla</i> (Schlyk.), <i>Pl. kokariensis</i> Skvor., <i>Cribrospira mira</i> Raus., <i>Endothyranopsis crassus</i> (Brady), <i>Endostaffella parva</i> (Moell.), <i>End. pauperis</i> (Durk.), <i>Eostaffella minutissima</i> Raus., <i>Eost. ikensis</i> Viss., <i>Eost. subtilis</i> Durk., <i>Pseudoendothyra sagittaria</i> (Schlyk.), <i>Ps. struvei</i> (Moell.), <i>Ps. schlykovaе</i> (Durk.), <i>Ps. nodus</i> (Durk.), <i>Ps. rhomboidea</i> Skvor., <i>Archaeodiscus glomus</i> Gan., <i>Archaeodiscus convexus</i> Grozd. et Leb., <i>Archaeodiscus itinerarius</i> Schlyk., <i>Arch. moelleri</i> Raus., <i>Arch. moelleri</i> Raus. var. <i>gigas</i> Raus., <i>Propermodiscus elongatus</i> Skvor.</p>
		2	Горизонт		
Визейский	Нижний	3	Горизонт	<p>Широкое развитие пермодискусов, планоархедискусов</p>	<p><i>Endothyra convexa</i> Raus., <i>Plectogyra exilis</i> (Raus.), <i>Pl. similis</i> (Raus. et Reiti) var. <i>amplis</i> (Schlyk.), <i>Tetrataxis eominima</i> Raus., <i>Planoarchaeodiscus spirilinoides</i> (Raus.), <i>Permodiscus sumsiariensis</i> Skvor.</p>
		2	Горизонт		

Продолжение

1	2	3	4	5	6	7
Визейский	Нижний	3	Горизонт	<p>Широкое развитие разнообразных аммодискусов, гломоспирелл, тетратаксисов, пропермодискусов. Представители озаваинеллид редки и однообразны</p>	<p><i>Plectogyra pozneri</i> (Gan.), <i>Eoparastaffella ataschiensis</i> Skvor., <i>Tetrataxis submedia</i> Viss., <i>T. pusillus</i> Gol.</p>	<p><i>Endothyra convexa</i> Raus., <i>Plectogyra exilis</i> (Raus.), <i>Pl. similis</i> (Raus. et Reiti) var. <i>amplis</i> (Schlyk.), <i>Tetrataxis eominima</i> Raus., <i>Planoarchaeodiscus spirilinoides</i> (Raus.), <i>Permodiscus sumsiariensis</i> Skvor.</p> <p><i>Ammodiscus irregulariformis</i> Skvor., <i>Glomospirella sairamica</i> Pojark., <i>Endothyra beata</i> Mal., <i>Plectogyra concava</i> (Mal.).</p>
		2	Горизонт			

Таблица

Распространение фораминифер в визейских отложениях Северной Ферганы

Виды	Северная Фергана (Тянь-Шань)				Русская платформа, Западный склон Урала			
	Визейский ярус				Визейский ярус			
	Биостратиграфические горизонты				Надгоризонты			
	ташкентский	нанайский	гарасайский	эчкилик- тауский	мелиновский	яснополя- нинский	окский	серпухов- ский
1	2	3	4	5	6	7	8	9

<i>Archaeosphaera minima</i> Sul.	○	××	××	×××				
<i>Arch. crassa</i> Lip.	○	××	××	××				
<i>Bisphaera malevkensis</i> Bir.	××							
<i>B. sp.</i>		××						
<i>Eotuberitina reitlingerae</i> M.—Maclay	○○○	○	○○	○○○				
<i>Eot. crassa</i> Pojark.	××	○	××	○○				
<i>Quasituberitina magna</i> Pojark.	××	××						
<i>Tuberitina malakhovae</i> Pojark.	●	●●	○○○	●●				
<i>T. magna</i> Pojark.	○	●	○○○	×××				
<i>Neotuberitina maljawkini</i> (Mikh.)		×××	××	××				
<i>Parathuramina suleimanovi</i> Lip.	××			××				
<i>P. cushmani</i> Sul.				××				
<i>Hyperammia minima</i> Bir.	●●	××	×××					+
<i>H. elegans</i> Raus. et Reitl.	●	●	●					+
<i>H. moderata</i> Mal.	○	○	○	××				
<i>H. vulgaris</i> Raus. et Reitl. var. <i>minor</i> Raus.	●	○○○	●	○○				+
<i>H. vulgaris</i> Raus. et Reitl.	○	○○○	○○	×××				+
<i>Ammodiscus volgensis</i> Raus.	aff	××	××					+
<i>Amm. priscus</i> Raus.	××	××	××					+
<i>Amm. aff. diadema</i> Brazhn.			××					+
<i>Amm. irregulariformis</i> Skvor.	××			××				
<i>Glomospirella sairamica</i> Pojark.	××							

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Gl. spiralinoides</i> (Groz. et Gleb.)		××	××					+
<i>Glomospira gordialis</i> Jon. et Park.				○				+
<i>Gl. gordialis</i> Jon. et Park., var. <i>irregularis</i> Raus.				××				+
<i>Septatourayella</i> sp.	××							
<i>Septaglomospiranella</i> sp.	××							
<i>Brunsiina uralica</i> Lip.	××							
<i>Forschia parvula</i> Raus.		××	××					+
<i>F. mikhailovi</i> Dain		××	×××					+
<i>Forschiella prisca</i> Mikh.			××					+
<i>Lituotubella glomospiroides</i> Raus.			××					+
<i>L. magna</i> Raus.			××					+
<i>Endothyra prisca</i> Raus. et. Reitl.	×××	×××	×××	××				+
<i>End. obsoleta</i> Raus.		××	××	××				+
<i>End. obsoleta</i> Raus. var. <i>magna</i> Skvor. msc.		××	××					
<i>End. pauciseptata</i> Raus.		××	××					+
<i>End. beata</i> Mal.	××		×					
<i>End. convexa</i> Raus.		××						+
<i>Plectogyra latispiralis</i> forma <i>typica</i> (Lip.)	××							
<i>Pl. paracosvensis</i> (Lip.)	××							
<i>Pl. menneri</i> Bog. et Ufer.	××							
<i>Pl. tuberculata</i> (Lip.)	××							
<i>Pl. cf. bellicosa</i> (Mal.)	××							
<i>Pl. timanica</i> (Durk.)			×					+
<i>Pl. pozneri</i> (Gan.)	××	×××						+
<i>Pl. aff. explicata</i> (Gan.)			×					
<i>Pl. concava</i> (Mal.)	××							
<i>Pl. wjasmensis</i> (Gan.)	××	×××	××					+
<i>Pl. aff. peculiaris</i> (Durk.)			×					
<i>Pl. cf. geniculata</i> (Gan.)			×					
<i>Pl. excelsa</i> (Gan.)		××	×					
<i>Pl. exilis</i> (Raus.)		××						+
<i>Pl. tantilla</i> (Schlyk.)			××					+
<i>Pl. pannusaeformis</i> (Schlyk.)		××	××					+
<i>Pl. frequentata</i> (Gan.)			×					+
<i>Pl. mirifica</i> (Raus.)			×					+
<i>Pl. similis</i> (Raus. et Reitl.)		××	×					
<i>Pl. similis</i> (Raus. et Reitl.) var. <i>lenocinosa</i> (Schlyk.)			×					+

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Pl. omphalota</i> var. <i>minima</i> (Raus. et Reitl.)		○	×××				+	+
<i>Pl. koksariensis</i> Skvor.			××					
<i>Pl. cf. omphalota</i> (Raus. et Reitl.)	××	××	××					
<i>Pl. samarica</i> (Raus.)		××	××	××				
<i>Globoendothyra</i> cf. <i>pseudoglobula</i> Reitl.			×					
<i>Gl. ishimica</i> (Raus.)		××	××				+	
<i>Mikhailovella gracilis</i> (Raus.)			×	××				+
<i>Cribrospira mira</i> Raus			××			+	+	
<i>Endothyranopsis crassus</i> (Brady)			××			+	+	
<i>Bradyina modica</i> Gan.			×	××			+	
<i>Br. rotula</i> (Eichw.)				××			+	
<i>Br. ex gr. rotula</i> (Eichw.)			××					
<i>Endostaffella parva</i> (Moell.)			××				+	+
<i>End. tantilla</i> (Gan.)			○	×××			+	+
<i>End. pressula</i> (Gan.)			×				+	
<i>End. pauperis</i> (Durk.)			××				+	
<i>End. mira</i> Skvor. msc.			×					
<i>Eoparastaffella aktaschiensis</i> Skvor.	××	××						
<i>Pseudoendothyra sagittaria</i> (Schlyk.)			××				+	
<i>Ps. spectata</i> (Durk.)		××	×××				+	
<i>Ps. struvei</i> (Moell.)			××				+	+
<i>Ps. struvei</i> (Moell.) var. <i>suppressa</i> (Schlyk.)			××				+	+
<i>Ps. sublimis</i> (Schlyk.) var. <i>juxta</i> (Durk.)			××				+	
<i>Ps. schlykovae</i> (Durk.)			××				+	
<i>Ps. nautiliformis</i> (Durk.)			×				+	
<i>Ps. afflientia</i> (Durk.)			××				+	
<i>Ps. cf. dobrynini</i> (Durk.)			×					
<i>Ps. kerka</i> (Durk.)			×	××			+	
<i>Ps. aff. kerka</i> (Durk.)			××					
<i>Ps. juvena</i> (Durk.)			×				+	
<i>Ps. nodus</i> (Durk.)			××				+	
<i>Ps. vytchegda</i> (Durk.)			×				+	
<i>Ps. rhomboidea</i> Skvor			××	×				
<i>Eostaffella minutissima</i> Raus			××				+	
<i>Eost. mosquensis</i> Viss			×				+	+
<i>Eost. mosquensis</i> Viss var. <i>attenta</i> Gan.			××				+	+
<i>Eost. proikensis</i> Raus			×××	×××			+	+
<i>Eost. ikensis</i> Viss			××				+	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Eost. ikensis</i> var. <i>tenebro-sa</i> Viss							×	
<i>Eost. prisca</i> Raus		××	×××	××				+
<i>Eost. prisca</i> Raus var. <i>settella</i> Gan.				×				+
<i>Eost. prisca</i> Raus. var. <i>butinae</i> Gan.				×				+
<i>Eost. prisca</i> Raus. var. <i>ovoidea</i> Raus.					××			+
<i>Eost. subtilis</i> Durk				××				+
<i>Mediocris mediocris</i> (Viss.)		××	○	×××			+	+
<i>M. mediocris</i> var. <i>ovalis</i> (Viss.)				×××				+
<i>M. breviscula</i> (Gan.)		○	○○○	○				+
<i>Palaeotextularia longisep-tata</i> Lip.			××	×××			+	+
<i>P. longisep-tata</i> var. <i>crassa</i> Lip.			××	××				+
<i>P. consobrina</i> Lip.				×			+	+
<i>P. diversa</i> N. Tchern.			××				+	+
<i>P. aff. diversa</i> N. Tchern.		××						
<i>P. gibbosa</i> d'Orb. var. <i>minima</i> Lip.				×				+
<i>Cribrostomum</i> sp.		××	××	×××				+
<i>Climacammina prisca</i> Lip.				×				+
<i>Tetrataxis minima</i> Lee et Chen		××	×××	××			+	+
<i>T. eominima</i> Raus. var. <i>lata</i> Gol.			××				+	+
<i>T. paraminima</i> Viss.		××	××	××			+	+
<i>T. angusta</i> Viss.	×××	××	××				+	+
<i>T. media</i> Viss.		××					+	+
<i>T. submedia</i> Viss.		××	××				+	+
<i>T. izhmica</i> Durk.			××	×				+
<i>T. aff. izhmica</i> Durk.			××	×				+
<i>T. conica</i> Ehrenb.			××	××	××		+	+
<i>T. aff. pressulus</i> Mal.				×				+
<i>T. pusilus</i> Gol.	××	××					+	+
<i>Howchinia gibba</i> (Moell.).				××				
<i>H. sp.</i>					××			
<i>Haplophragmella minima</i> Brazhn.							×	
<i>H. cf. tetraloculi</i> Raus.							×	
<i>H. sp.</i>	×××	××	××					
<i>Mstinia</i> sp.							×	
<i>Archaediscus grandiculus</i> Schlyk.			××	××				+
<i>Arch. glomus</i> Gan.				××				+

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Arch. convexus</i> Grozd. et Leb.			XX			+	+	
<i>Arch. rhombiformis</i> Gan.			X				+	
<i>Arch. itinerarius</i> Schlyk.			XX				+	
<i>Arch. moelleri</i> Raus.			XX			+	+	+
<i>Arch. moelleri</i> var. <i>gigas</i> Raus.							+	+
<i>Arch. elongatus</i> Skvor.			XX					
<i>Propermodiscus krestovnikovi</i> (Raus.)	XX	XXX	XXX	XXX		+	+	+
<i>Pr. krestovnikovi</i> var. <i>koktjubensis</i> (Raus.)	XX	XX	XX	XX		+	+	+
<i>Pr. elegantus</i> Skvor.			XXX					
<i>Pr. infantis</i> (Schlyk.)			XXX				+	
<i>Pr. tenuissimus</i> Skvor.		XX	XX					
<i>Planoarchaediscus spirilinoides</i> (Raus.)		OO	X			+	+	
<i>Pl. spirilinoides</i> (Raus.) var. <i>grandis</i> (Gol.),		XX					+	
<i>Pl. longus</i> Skvor.		XX						
<i>Permodiscus reftus</i> Mal.			X				+	
<i>P. sumariensis</i> Skvor.		XX						
<i>P. sp.</i>	XX	XX						
<i>Asteroarchaediscus rugosus</i> (Raus.)			XX	XX			+	+
<i>Ast. aff. ovoides</i> (Raus.)			XX					
<i>Neoarchaediscus parvus</i> (Raus.)			XX	XXX			+	+

Примечание. Вероятность нахождения в %: + — присутствуют; X — менее 0,01; XX — от 0,01 до 0,05; XXX — от 0,05 до 0,10; O — от 0,10 до 0,15; OO — от 0,15 до 0,20; OOO — от 0,20 до 0,30; ● — от 0,30 до 0,40; ●● — более 0,40.

относящихся к бадамскому горизонту турнейского яруса, залегают следующие слои (снизу вверх) ташлакского горизонта.

1. Серые криноидные известняки с *Tuberitina malakhovae* Pojark., *Plectogyra concava* (Mal.), 5,4 м

2. Темно-серые, почти черные, слоистые известняки со стебельчатыми и желвакообразными стяжениями кремней. *Archaeosphaera minima* Sul., *Eotuberitina reitlingerae* M.-Maclay, *Tuberitina malakhovae* Pojark., *T. magna* Pojark., *Hyperammia elegans* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *Ammodiscus* aff. *volgensis* Raus., *Amm. irregulariformis* Skvor., *Amm. aff. diadema* Brazhn. *Glomospirella sairamica* Pojark., *Septaglomospiranella* sp., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *Plectogyra wjasmensis* (Gan.), *Eoparastaffella aktaschiensis* Skvor., *Tetrataxis minima* Lee et Chen, *Propermodiscus krestovnikovi* (Raus.), *Haplophragmella* sp., *Palaeotextularia* sp. 32,0 м

3. Серые и темно-серые слоистые известняки с *Archaeosphaera minima* Sul., *Eotuberitina reitlingerae* M.-Maclay, *Tuberitina malakhovae* Pojark., *Hyperammia elegans* Raus. et Reitl., *H. minima* Bir., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *Glomospirella sairamica* Pojark., *Ammodiscus irregulariformis* Skvor., *Brunsiina uralica* Lip., *Septatournayella* sp., *Plectogyra tuberculata* (Lip.), *Pl. menneri* Bog. et Juf., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *Haplophragmella* sp. 4,1 м.

4. Темно-серые почти черные слоистые известняки с кремнями. Из брахиопод найдены *Plicatifera humerosa* Sow. из фораминифер — *Archaeosphaera crassa* Lip., *Eotuberitina reitlingerae* M.-Maclay, *Tuberitina malakhovae* Pojark., *T. magna* Pojark., *Hyperammia minima* Bir., *H. elegans* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *Plectogyra tuberculata* (Lip.), *Pl. latispiralis* forma *typica* (Lip.), *Pl. cf. bellicosta* (Mal.) 28,3 м.

5. Серые известняки с редкими линзами и стяжениями кремней. Из брахиопод найдены *Plicatifera humerosa* Sow. из фораминифер — *Archaeosphaera minima* Sul., *Eotuberitina reitlingerae* M.-Maclay, *T. magna* Pojark., *T. malakhovae* Pojark., *Hyperammia elegans* Raus. et Reitl., *H. moderata* Mal., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *Ammodiscus* sp., *Endothyra* cf. *prisca* Raus. et Reitl., *Plectogyra menneri* Bog. et Juf. 94,3 м.

6. Серые и темно-серые известняки с прослоями криноидных. Породы местами содержат редкие кремни. *Tuberitina malakhovae* Pojark., *H. elegans* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *Plectogyra* sp., *Endothyra* sp., *Tetrataxis angusta* Viss., *T. media* Viss., *T. submedia* Brazhn. 78,7 м.

7. Светло-серые слоистые известняки с кремнями и редкими прослоями криноидных известняков *Hyperammia vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus. et Reitl., *Propermodiscus* sp. 27,2 м.

8. Темно-серые слоистые известняки с *Tuberitina malakhovae* Pojark., *Hyperammia elegans* Raus. et Reitl., *Tetrataxis angusta* Viss. 19,7 м.

9. Розовые, с поверхности выветривания желто-бурые, слоистые известняки. 10 м.

10. Серые и светло-серые криноидные известняки с *Quasituberitina magna* Pojark., *Hyperammia elegans* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *Ammodiscus* sp., *Tetrataxis paraminima* Viss., *Propermodiscus* sp. 41,7 м.

11. Серые слоистые известняки сливной структуры, с раковистым изломом. *Tuberitina malakhovae* Pojark., *Bisphaera malevokensis* Bir., *H. elegans* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *H. minima* Bir., *Ammodiscus* sp., *Endothyra* sp., *Plectogyra* sp., *Eostaffella* sp., *Tetrataxis* cf. *paraminima* Viss. 96,7 м.

Закрты осыпью 36 м.

12. Светло-серые толстослоистые известняки с *Eotuberitina reitlingerae* M.-Maclay, *Tuberitina malakhovae* Pojark., *T. magna* Pojark., *Plectogyra* sp., *Tetrataxis* cf. *angusta* Viss., *T. pusillus* Gol. 106 м.

13. Светло-серые толстослоистые известняки с прослоями и линзами кремней. *Eotuberitina reitlingerae* M.-Maclay, *Tuberitina magna* Pojark., *Glomospirella* sp., *Plectogyra* cf. *omphalota* (Raus. et Reitl.), *Propermodiscus* cf. *krestovnikovi* (Raus.), *Tetrataxis* sp. 8,7 м.

552,8 м.

Выше залегают светло-серые массивные криноидные известняки с *Planoarchaediscus spirilinoides* (Raus.) и др., относящиеся уже к нанайскому горизонту.

В целом ташлакский горизонт складывается в низах (270 м) серыми, темно-серыми тонко- и толстослоистыми известняками с кремнями и прослоями криноидных известняков; в верхах (270 м) белыми, светло-серыми, серыми, реже темно-серыми слоистыми и толстослоистыми, иногда криноидными известняками. В этой части разреза известняки с кремнями наблюдаются в виде прослоев.

В ташлакском горизонте по всему разрезу встречаются остатки многочисленных фораминифер и криноидей, брахиоподы же приурочены к отдельным пластам, залегающим в нижней половине горизонта. Брахиоподы однообразны: по определению А. Я. Галицкой, они представлены всего одним видом — *Plicatifera humerosa* Sow.

Сообщество фораминифер ташлакского горизонта более разнообразно по сравнению с таковым из бадамского горизонта турнейского яруса (43 вида 21-го рода по сравнению с 32 видами 15 родов). Комплекс фораминифер ташлакского горизонта является как бы переходным между турнейским и визейским сообществом фораминифер. Этот переходный характер выражается в том, что основную часть комплекса (около 75%) составляют представители семейств родов и видов, широко развитых в турнейских отложениях (*Stegnamminidae*, *Brunsiina*, *Septaglomospiranella*, *Plectogyra latispiralis* (Lip.), *Septatourayella* и др. Вместе с тем в этом горизонте появляются представители родов и семейств, широко развитых в вышележащих визейских отложениях; это — *Tetrataxis*, *Glomospirella*, *Haplophragmella*, *Propermodiscus*, *Eoparastaffella* и др. Однако, несмотря на переходный характер, комплекс фораминифер ташлакского горизонта более тесно связан с комплексом нанайского (27 общих видов, а с бадамским — всего 18). В целом для ташлакского горизонта характерно наличие большого числа видов широкого вертикального распространения: *Archaesphaera minima* Sul., *Eotuberitina reitlingerae* M.-MacLay, *Hyperammia elegans* Raus. et Reitl. и др. (см. таблицу). Встречаются виды, широко развитые и в турнейских отложениях. К ним относятся *Brunsiina uralica* Lip., *Plectogyra latispiralis* (Lip.), форма *typica* (Lip.), *Pl. paracosvensis* (Lip.), *Pl. tuberculata* (Lip.).

Здесь также найдены виды, известные и в вышележащих горизонтах: *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *Tetrataxis minima* Lee et Chen, *T. paraminima* Viss. и др. (см. таблицу). Видов же, свойственных только ташлакскому горизонту, всего 6; это — *Ammodiscus irregulariformis* Skvor., *Glomospirella sairamica* Pojark. *Plectogyra menneri* Bog. et Juf., *Pl. cf. bellicosta* (Mal.), *Pl. concava* (Mal.), *Tetrataxis media* Viss.

Таким образом, своеобразной особенностью сообщества фораминифер ташлакского горизонта является наличие в нем элементов визейской фауны наряду с присутствием последних представителей родов и видов, характерных для турнейских отложений (см. таблицу и рис. 1). Вместе с тем, основной фон сообщества фораминифер составляют виды и роды, которые имеют широкое вертикальное распространение. Мощность ташлакского горизонта в бассейне р. Сумсар около 552 м.

Нанайский горизонт

Отложения нанайского горизонта широко развиты в горах Ак-Таш и Эчкилик-Тау, где они согласно и постепенно сменяют образования ташлакского горизонта. Нижняя граница нанайского горизонта проводится по кровле серых и светло-серых толстослоистых известняков с кремнями, на которые ложатся серые тонкослоистые известняки с кремнями, выше по разрезу последние замещаются криноидными слоистыми известняками. Фаунистически эта граница совпадает с появлением первых представителей рода *Planoarchaediscus*.

Стратотип нанайского горизонта располагается на правом склоне долины р. Кок-Сарек, по второму саю, считая от северо-западного выхода из ущелья, образуемого этой рекой. Здесь на серых слоистых известняках, содержащих редкие линзы и желваки кремней, залегают следующие породы нанайского горизонта (снизу вверх).

1. Серые тонкослоистые известняки с серыми, бурными и черными кремнями, образующими среди известняков прослойки и линзы мощностью до 5 см. *Eotuberitina reitlingerae* M.-MacLay, *Tuberitina malakhovae* Pojark., *Hyperammia elegans* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *Plectogyra excelsa* (Gan.), *Pl. pozneri* (Gan.), *Eoparastaffella aktaschiensis* Skvor., *Tetrataxis minima* Lee et Chen, *Propermodiscus tenuissimus* Skvor., *Planoarchaediscus spirilinoides* (Raus.), *Pl. spirilinoides* (Raus.) var. *grandis* (Gol.), *Propermodiscus* sp. 24,3 м.

2. Серые криноидные известняки в верхней части слоя с редкими линзами и стяжениями черных и бурных кремней. *Tuberitina malakhovae* Pojark., *T. magna* Pojark., *Hyperammia elegans* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *Plectogyra omphalota* (Raus. et Reitl.), var. *minima* (Raus. et Reitl.), *Pl. pozneri* (Gan.), *Endothyra convexa* Raus., *End. obsoleta* Raus. var. *magna* Skvor., *Planoarchaediscus spirilinoides* (Raus.), *Pl. spirilinoides* (Raus.) var. *grandis* (Gol.), *Tetrataxis angusta* Viss., *T. conica* Ehrenb. 23,3 м.

3. Серые криноидные известняки с *Neotuberitina maljawkini* (Mikh.), *Tuberitina malakhovae* Pojark., *T. magna* Pojark., *Hyperammia elegans* Raus. et Reitl., *H. moderata* Mal., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *Forschia parvula* Raus., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *Plectogyra samarica* (Raus.), *Pl. exilis* Raus., *Eostaffella* sp., *Mediocris breviscula* (Gan.), *Pseudoendothya* sp., *Cribrostomum* sp., *Tetra-*

taxis paraminima Viss., *T. conica* Ehrenb., *T. izhmica* Durk., *Planoarchaediscus spirilinoides* (Raus.), *Pl. longus* Skvor., *Propermodiscus krestovnikovi* (Raus.), *Pr. krestovnikovi* var. *koktjubensis* (Raus.), 43,3 м.

4. Серые слоистые известняки псевдооолитовой структуры с *Tuberitina magna* Pojark., *Hyperammina elegans* Raus. et Reitl., *H. moderata* Mal., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *Ammodiscus* sp., *Forschia* cf. *mikhailovi* Dain, *Endothyra obsoleta* Raus., *Plectogyra omphalota* (Raus. et Reitl.) var. *omphalota* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella* sp., *Mediocris breviscula* (Gan.) *Pseudoendothyra* sp., *Palaeotextularia* sp., *Tetrataxis* aff. *izhmica* Durk., *Planoarchaediscus spirilinoides* (Raus.), *Pl. longus* Skvor. 12,8 м.

5. Темно-серые известняки 6,9 м.

6. Светло-серые известняки, в верхней части мраморизованные. *Tuberitina malakhovae* Pojark., *Hyperammina elegans* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus., et Reitl. var. *minor* Raus., *Glomospirella spirilinoides* (Grozd. et Gleb.), *Ammodiscus volgensis* Raus., *Endothyra paucisepata* Raus., *Plectogyra similis* (Raus. et Reitl.), *Pl. exilis* (Raus.), *Eostaffella* sp., *Palaeotextularia longisepata* var. *crassa* Lip., *Tetrataxis* aff. *eominima* Raus., *T. angusta* Viss., *Planoarchaediscus spirilinoides* (Raus.), *Propermodiscus* sp., *Permodiscus* sp. 54 м.

164,6 м.

Выше залегают серые мраморизованные известняки с прослоями темно-серых криноидных известняков, относящиеся уже к гавасайскому горизонту.

В общем нанайский горизонт слагается серыми и темно-серыми слоистыми и тонкослоистыми известняками, большей частью криноидными. В известняках иногда, преимущественно в нижней части горизонта, встречаются желваки кремней.

Фауна в основном представлена многочисленными фораминиферами и криноидеями. Брахиоподы редки и, как правило, плохой сохранности. Состав фораминифер в нанайском горизонте более разнообразный, чем в нижележащем горизонте (60 видов 25 родов по сравнению с 43 видами 21 рода). В рассматриваемых отложениях состав стегнамнид и гиперамнид не претерпевает особых изменений. Из аммодисцид также присутствует *Ammodiscus volgensis* Raus. и появляется *Glomospirella spirilinoides* (Grozd. et Gleb.), встречающаяся и в вышележащем горизонте. Характерно также появление первых форший (*Forschia parvula* Raus. и *F. cf. mikhailovi* Dain). Обновление видового состава наблюдается среди эндотир. Вместе с *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., широко развитой в нижележащих отложениях, в нанайском горизонте найдена *Endothyra convexa* Raus., *End. obsoleta* Raus., *End. obsoleta* Raus. var. *magna* Skvor. За исключением первого вида, все остальные встречаются и в вышележащих горизонтах. Среди плектогир появляются как виды, широко развитые в вышележащих отложениях (*Plectogyra pannusaeformis* (Schlyk.), *Pl. similis* Raus. et Reitl.) и др., так и виды свойственные только

этому горизонту — *Plectogyra exilis* (Raus.) и др. (см. таблицу). Озаваинеллиды немногочисленны и довольно однообразны. Они представлены видами, характерными в основном для вышележащих визейских отложений — *Eostaffella prisca* Raus., *Mediocris mediocris* (Viss.), *M. breviscula* (Gan.), *Pseudoendothyra spectata* (Durk.). Исключение составляет лишь *Eoparastaffella aktaschiensis* Skvor., характерная как для нанайского, так и для ташлакского горизонта.

Тетратакисы, так же, как и в ташлакском горизонте, развиты весьма широко. Их видовой состав более разнообразен, чем в нижележащем горизонте (девять видов по сравнению с шестью). В нанайском горизонте впервые появляются представители *Tetrataxis eominima* Raus., var. *lata* Gol., *T. conica* Ehrenb., Из архедисцид встречаются редкие *Propermodiscus tenuissimus* Skvor., *Propermodiscus krestovnikovi* (Raus.) var. *koktjubensis* (Raus.) *Pr. krestovnikovi* (Raus.), *Permodiscus sumpsariensis* Skvor. Для нанайского горизонта характерно исключительно широкое развитие планархедискусов *Planoarchaediscus spirilinoides* (Raus.) var. *grandis* (Gol.), *Pl. spirilinoides* (Raus.), *Pl. longus* Skvor.

В целом для комплекса фораминифер нанайского горизонта типично широкое развитие планоархедискусов, тетратакисов, которые достигают максимума своего развития в этом горизонте, наравне с появлением видов и родов, получивших массовое развитие в вышележащем гавасайском горизонте.

Мощность нанайского горизонта в Северной Фергане колеблется в пределах 115—160 м.

Гавасайский горизонт

Отложения гавасайского горизонта широко распространены в горах Ак-Таш и Эчкилик-Тау, где они тесно связаны с образованиями нанайского. Стратотип гавасайского горизонта располагается в том же районе, что и стратотип нанайского. На светло-серых и серых кристаллических мраморизованных известняках последнего залегают следующие слои (снизу вверх) пород гавасайского горизонта.

1. Серые массивные мраморизованные известняки с прослоями темно-серых слоистых криноидных известняков. *Tuberitina malakhovae* Pojark., *T. magna* Pojark., *Neotuberitina maljawkini* (Mikh.), *Hyperammina elegans* Raus. et Reitl., *H. moderata* Mal., *Glomospirella spirilinoides* (Grozd. et Gleb.), *Glomospira* sp., *Plectogyra* cf. *geniculata* (Gan.), *Dainella* sp., *Pseudoendothyra* aff. *lientia* (Durk.), *Propermodiscus* sp. 31,4 м.

2. Темно-серые слоистые криноидные известняки с прослоями светло-серых мраморизованных. *Tuberitina malakhovae* Pojark., *Hyperammina elegans* Raus. et Reitl., *H. moderata* Mal., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *Glomospirella*

rella spirulinoides (Grozd. et Gleb.), *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *End. obsoleta* Raus., *End. obsoleta* Raus. var. *magna* Skvor., *Plectogyra mirifica* (Raus.), *Dainella* sp., *Mikhailovella gracilis* (Raus.), *Eostaffella mosquensis* Viss., var. *attenta* Gan., *Eost. subtilis* Durk., *Eost. proikensis* Raus., *Mediocris breviscula* (Gan.), *Pseudoendothyra rhomboidea* Skvor., *Ps. spectata* (Durk.), *Palaeotextularia* sp., *Propermodiscus tenuissimus* Skvor. 23,7 м

3. Темно-серые и серые известняки *Archaesphaera minima* Sul., *Hyperammia vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *Plectogyra* sp. *Eostaffella* sp. и брахиоподы *Gigantoproductus mirus* Fred. 17,0 м

4. Темно-серые слоистые криноидные известняки с *Eotubertina reitlingerae* M.-Maclay, *Tuberitina malakhovae* Pojark., *T. magna* Pojark., *Hyperammia vulgaris* Raus. et Reitl., var. *minor* Raus., *Eostaffella subtilis* Durk., *Tetrataxis angusta* Viss., *T. conica* Ehrenb., *Howchinia gibba* (Moell.), *Propermodiscus elegantus* Skvor., *Pr. tenuissimus* Skvor., *Archaediscus convexus* Grozd. et Leb., *Planoarchaediscus spirulinoides* (Raus.). 14,1 м

5. Черные мелкокристаллические известняки 2,8 м

6. Серые крупнокристаллические органогенные известняки, переполненные створками крупных брахиопод *Gigantoproductus mirus* Fred., *G. sarsim-baii* Serg. 4,3 м

7. Серые и темно-серые известняки, в верхней части криноидные с *Tuberitina malakhovae* Pojark., *T. magna* Pojark., *Hyperammia vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *Plectogyra omphalota* (Raus. et Reitl.) var. *minima* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella prisca* Raus., *Pseudoendothyra spectata* (Durk.), *Ps. sublimis* (Schlyk.) var. *juxta* (Durk.), *Palaeotextularia* sp. 12,3 м

8. Черные слоистые известняки с *Eotubertina reitlingerae* M.-Maclay, *Tuberitina malakhovae* Pojark., *T. magna* Pojark., *Hyperammia elegans* Raus. et Reitl., *H. moderata* Mal., *H. vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *Lituotubella magna* Raus., *Forschiella prisca* Mikh., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *End. obsoleta* Raus., *Plectogyra* sp., *Endothyranopsis* sp., *Eostaffella prisca* Raus., *Eost. proikensis* Raus., *Mediocris mediocris* (Viss.), *M. breviscula* (Gan.), *Endostaffella tantilla* (Gan.), *End. pauperis* (Durk.), *Pseudoendothyra aff. kerka* (Durk.), *Ps. schlykova* (Durk.), *Ps. sagittaria* (Schlyk.), *Palaeotextularia longiseptata* Lip., *Cribrostomum* sp., *Propermodiscus elegantus* Skvor. 28,2 м

9. Серые и темно-серые известняки, в нижней части криноидные с *Tuberitina malakhovae* Pojark., *Hyperammia elegans* Raus. et Reitl., *H. elegans* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *Forschia mikhailovi* Dain., *Endothyra obsoleta* Raus., *End. obsoleta* Raus. var. *magna* Skvor., *Plectogyra wjasmenis* (Gan.), *Eostaffella subtilis* Durk., *Mediocris breviscula* (Gan.), *Tetrataxis conica* Ehrenb., *T. aff. izhmica* Durk., *Palaeotextularia* sp., *Archaediscus grandiculus* Schlyk. 11,9 м

10. Черные, темно-серые и серые слоистые известняки. Найдены брахиоподы — *Gigantoproductus* sp. indet. *Striatifera striata* Fisch.; кораллы — *Litostrotion* cf. *irregulare* Fhill., *L. rossicum* Stuk; фораминиферы — *Eotubertina reitlingerae* M.-Maclay, *Tuberitina malakhovae* Pojark., *Hyperammia elegans* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *Ammodiscus priscus* Raus., *Forschia* cf. *mikhailovi* Dain., *Forschiella prisca* Mikh., *Lituotubella magna* Raus., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *Plectogyra omphalota* (Raus. et Reitl.) var. *minima* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella prisca* Raus., *Mediocris mediocris* (Viss.), *M. breviscula* (Gan.), *Pseudoendothyra sagittaria* (Schlyk.), *Ps. spectata* (Durk.), *Ps. sublimis* (Schlyk.) var. *juxta* (Durk.), *Ps. struvei* (Moell.), *Haplophragmella* sp., *Tetrataxis* sp., *Bradyina* sp., *Palaeotextularia longiseptata* var. *crassa* Lip., *Propermodiscus elegantus* Skvor., *Propermodiscus krestovnikovi* var. *koktjubensis* (Raus.), *Asteroarchaediscus* aff. *ovoides* (Raus.) 33,8 м

11. Светло-серые и серые известняки, местами криноидные с *Hyperammia moderata* Mal., *Forschia parvula* Raus., *Plectogyra omphalota* (Raus. et Reitl.) var. *minima* (Raus. et Reitl.), *Pl. samarica* (Raus.), *Endothyranopsis crassus* (Brady), *Mediocris mediocris* (Viss.), *Tetrataxis minima* Lee et Chen, *Palaeotextularia* sp., *Archaediscus moelleri* var. *gigas* Raus., *Arch. rhombiformis* Gan., и брахиоподами *Gigantoproductus* sp. indet., *Striatifera striata* Fisch. 36,0 м

12. Серые и темно-серые криноидные известняки с брахиоподами — *Striatifera striata* Fisch., *Gigantoproductus* sp. indet. и фораминиферами — *Eotubertina reitlingerae* M.-Maclay, *Tuberitina malakhovae* Pojark., *T. magna* Pojark., *Hyperammia elegans* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *Ammodiscus* sp. *Forschia mikhailovi* Dain., *Lituotubella* sp., *Endothyra pauciseptata* Raus., *Plectogyra* sp., *Mediocris breviscula* (Gan.), *Endostaffella parva* (Moell.), *Pseudoendothyra* sp., *Archaediscus* sp. 31,6 м

13. Серые слоистые известняки с прослоями известняков кремового цвета. Найдены кораллы — *Gangophyllum* sp.; из фораминифер — *Tuberitina malakhovae* Pojark., *Hyperammia elegans* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *Ammodiscus volgensis* Raus., *Forschia parvula* Raus., *F. mikhailovi* Dain., *Forschiella prisca* Mikh., *Mstina* sp., *Haplophragmella* sp., *Plectogyra samarica* (Raus.), *Bradyina* ex gr. *rotula* (Eichw.), *Pseudoendothyra* cf. *dobrynini* (Durk.), *Tetrataxis* aff. *pressulus* Mal., *T. conica* Ehrenb., *Howchinia gibba* (Moell.), *Palaeotextularia gibbosa* d'Orb. var. *minima* Lip., *P. diversa* N. Tschern., *Archaediscus convexus* Grozd. et Leb., *Propermodiscus krestovnikovi* var. *koktjubensis* (Raus.). 14,2 м

14. Серые, темно-серые, черные слоистые известняки, в средней части криноидные. Найдены брахиоподы — *Chonetipustula ferganensis* Jan., *Echinoconchus punctatus* Mart., *Ech. aff. defensis* Thom., *Antiquatonia subinculpta* (Rot.), *Striatifera striata* Fisch., *Gigantoproductus edelburgensis* Phill., кораллы — *Aulina carinata* Curr., *Litostrotion* sp. *Dibunophyllum* sp., *Caninia* sp., *Lophophyllum* sp., фораминиферы — *Eotubertina reitlingerae* M.-Maclay, *Tuberitina malakhovae* Pojark., *T. magna* Pojark., *Neotuberitina maljawkini* (Mikh.), *Hyperammia elegans* Raus. et Reitl., *H. minima* Bir., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *Forschia* sp., *Lituotubella glomospiroides* Raus., *L. magna* Raus., *Endothyra obsoleta* Raus., *End. pauciseptata* Raus., *Plectogyra omphalota* (Raus. et Reitl.) var. *minima* (Raus. et Reitl.), *Pl. koksariensis* Skvor., *Endothyranopsis crassus* (Brady), *Bradyina* ex gr. *rotula* (Eichw.), *Endostaffella parva* (Moell.), *End. pauperis* (Durk.), *End. mira* Skvor., *Eostaffella prisca* Raus., *Eost. mosquensis* Viss. var. *attenta* Gan., *Mediocris mediocris* (Viss.), *M. breviscula* (Gan.), *Pseudoendothyra sagittaria* (Schlyk.), *Ps. rhomboidea* Skvor., *Tetrataxis minima* Lee et Chen, *T. paraminima* Viss., *T. conica* Ehrenb., *T. izhmica* Durk., *Climacamina prisca* Lip., *Archaediscus moelleri* var. *gigas* Raus., *Archaediscus convexus* Grozd. et Leb., *Arch. itinerarius* Schlyk., *Propermodiscus elegantus* Skvor., *Pr. infantis* (Schlyk.), *Pr. krestovnikovi* (Raus.), *Asteroarchaediscus* aff. *ovoides* (Raus.). 7,4 м

15. Светло-серые кремевые известняки с прослоями темно-серых. 6,7 м

16. Серые и темно-серые слоистые известняки. Найдены брахиоподы — *Krotovia multituberculata* Jan., *Dictyoclostus* sp. indet., *Gigantoproductus* cf. *latissimus* Sow., *G. superbus* Sow. (?), *Striatifera striata* Fisch.; кораллы — *Lophophyllum* sp., *Archnolasma* sp. (?), *Litostrotion* sp. (?), *Dibunophyllum* sp. и фораминиферы — *Eotubertina reitlingerae* M.-Maclay, *Tuberitina malakhovae* Pojark., *Hyperammia elegans* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *Ammodiscus* sp., *Forschia parvula* Raus., *Forschiella prisca* Mikh., *Lituotubella glomospiroides* Raus.,

Endothyra prisca Raus et Reitl. *End. obsoleta* Raus., *End. pauciseptata* Raus., *Endothyranopsis* sp., *Plectogyra omphalota* (Raus. et Reitl.) var. *minima* (Raus. et Reitl.), *Pl. samarica* (Raus.), *Pl. similis* (Raus. et Reitl.) var. *lenocinosa* (Schlyk.), *Globoendothyra* cf. *pseudoglobula* Reitl., *Endostaffella tantilla* (Gan.), *End. pauperis* (Durk.), *End. parva* (Moell.), *Bradyna ex gr. rotula* (Eichw.), *Eostaffella minutissima* Raus., *Eost. proikensis* Raus., *Mediocris breviscula* (Gan.), *Pseudoendothyra* sp., *Tetrataxis minima* Lee et Chen. *T. paraminima* Viss., *Howchinia gibba* (Moell.), *Glimacamma prisca* Lip., *Palaeotextularia* sp., *Archaeodiscus elongatus* Skvor., *Archaeodiscus convexus* Grozd. et Leb., *Arch. glomus* Gan., *Asteroarchaediscus* aff. *ovoides* (Raus.), *Neoarchaediscus parvus* (Raus.), *Propermodiscus krestovnikovii* (Raus.), *Pr. krestovnikovii* var. *koktjubensis* (Raus.), *Propermodiscus elegantus* Skvor., *Pr. infantis* (Schlyk.).

19,5 м.
295 м.

Выше залегают светло-серые слоистые мраморизованные известняки эчкилик-тауского горизонта.

В целом гавасайский горизонт слагается серыми и темно-серыми в основном кристаллическими известняками с прослоями криноидных и брахиоподовых известняков.

В описываемом горизонте встречаются многочисленные фораминиферы и криноиды. Кораллы и брахиоподы встречаются реже. Они приурочены, как правило, к отдельным пластам. Из брахиопод А. Я. Галицкой определены *Gigantoproductus sarsimbaii* Serg., *G. mirus* Fred. (в нижней части горизонта) и у кровли — *Chonetipastula ferganensis* Jan., *Krotovia multituberculata* Jan., *Gigantoproductus* cf. *latissimus* Sow., *G. edelburgensis* Phill., *Striatifera striata* Fisch., *Ehinoconchus punctatus* Mart., *E. aff. devensis* Thom., *Antiquatonia subinsculpta* (Rot.). Из кораллов найдены *Litostrotion* cf. *irregularis* Phill., *L. rossicum* Stuck., *Aulina carinata* Carg., *Dibunophylum* sp., *Lophophyllum* sp. (определения В. Я. Щукиной).

Фораминиферы в гавасайском горизонте весьма многочисленны и комплекс их наиболее разнообразен: 118 видов 36 родов (см. рисунок).

По составу представителей семейств *Stenamminidae*, *Hyperamminidae* и *Ammodiscidae* сообщество фораминифер гавасайского горизонта почти не отличается от сообщества нанайского горизонта. Вместе с тем, несмотря на многочисленность фораминифер, тетратакисы встречаются значительно реже, чем в нижележащих горизонтах и среди них не появилось ни одного нового вида. Видовой состав эндотир по сравнению с предыдущим горизонтом остался без существенных изменений, в то время как плектогиры стали еще более разнообразными, за счет появления *Plectogyra tantilla* (Schlyk.), *Pl. koksariensis* Skvor. и др. (см. рисунок).

А для гавасайского горизонта характерно появление пред-

ставителей родов *Globoendothyra*, *Mikhailovella*, *Criboospira*, *Endothyranopsis* и мелких примитивных брэдин. Исключительного разнообразия в гавасайском горизонте достигают архедисциды и озаваинеллиды. Они составляют почти 50% всего видового сообщества фораминифер. Из них наиболее часты и свойственны только гавасайскому горизонту — *Eostaffella minutissima* Raus., *Eost. mosquensis* Viss. var. *attentata* Gan., *Eost. ikensis* Viss., *Eost subtilis* Durk., *Pseudoendothyra sagittaria* (Schlyk.), *Ps. sclykovae* (Durk.), *Ps. nodus* (Durk.), *Ps. rhomboidea* Skvor., *Archaeodiscus glomus* Gan., *Arch. convexus* Grozd. et Leb., *Arch. itinerarius* Schlyk., *Arch. moelleri* Raus., *Arch. moelleri* Raus. var. *gigas* Raus., *Propermodiscus elegantus* Skvor., *Pr. infantis* (Schlyk.), *Asteroarchaediscus* aff. *ovoides* (Raus.).

Таким образом, комплекс фораминифер описываемого горизонта характеризуется широким развитием родов и видов, свойственных визейскому ярусу (литуотубеллы, форшии, форшиеллы, эндоштаффеллы, зоштаффеллы, псевдоэндотире, медиокрисы, архедискусы и др.). Одновременно в верхней половине горизонта появляются единичные *Asteroarchaediscus* и редкие *Neoarchaediscus*. Представители указанных родов получают широкое развитие в вышележащих отложениях.

Мощность гавасайского горизонта порядка 300—330 м.

Эчкилик-тауский горизонт

Породы, относимые к этому горизонту, прослеживаются вдоль правого склона долины реки Кок-Сарек, где они согласно подстилаются известняками гавасайского горизонта и несогласно перекрываются эффузивно-осадочными породами мин-булакской свиты среднего карбона. Более полный разрез наблюдается в горах Эчкилик-Тау, где на северо-западном склоне описываемый горизонт согласно залегает на гавасайском горизонте и постепенно переходит в известняки намюрского яруса; в связи с этим верхняя граница эчкилик-тауского горизонта четко не выражена и проводится внутри известняков по появлению намюрского комплекса фораминифер. Нижняя граница более отчетлива, так как совпадает с кровлей темно-серых слоистых известняков, на которых залегают серые крупнокристаллические, мраморизованные известняки.

Стратотип эчкилик-тауского горизонта располагается на западном склоне Эчкилик-Тау, в верховьях первого правого притока Ингырчак-Сая. Здесь на темно-серых слоистых известняках гавасайского горизонта залегают следующие слои (снизу вверх) эчкилик-тауского горизонта.

1. Светло-серые толстослойные известняки с мелкими кремнистыми стяжениями. *Eotuberitina reitlingerae* M.-Maclay, *Tuberitina malakhovae* Pojark., *Neotuberitina maljawkini* (Mikh.), *Parathuramina* aff. *cushmani* (Sul.), *P.* aff. *suleimanovi* Lip., *Hyperamina elegans* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *Glomospira gordialis* Jon. et Park., *Ammodiscus* aff. *diadema* Brazhn., *Endothyra obsoleta* Raus., *Plectogyra* sp., *Bradyina* sp., *Cribrospira* sp., *Mikhailovella gracilis* (Raus.), *Eostaffella prisca* Raus. var. *settella* Gan., *Eost. prisca* Raus. var. *butinae* Gan., *Eost. proikensis* Raus., *Mediocris medicris* (Viss.), *M. ovalis* (Viss.), *M. breviscula* (Gan.), *Pseudoendothyra* sp., *Palaeotextularia longiseptata* Lip., *Cribrostomum* sp., *Tetrataxis* sp., *Archaeodiscus grandiculus* Schlyk. 83,5 м.

2. Светло-серые массивные кристаллические известняки *Archaeosphaera crassa* Lip., *Eotuberitina reitlingerae* M.-Maclay, *Tuberitina malakhovae* Pojark., *T. magna* Pojark., *Hyperamina elegans* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *Glomospira gordialis* Jon. et Park., *Lituotubella* sp., *Dainella* aff. *tujmasensis* (Viss.), *Bradyina rotula* (Eichw.), *Br. modica* Gan., *Plectogyra* sp., *Endostaffella pauperis* (Durk.), *End. tantilla* (Gan.), *Endothyra prisca* Raus. et Reitl. *Eostaffella prisca* Raus., *Eost. proikensis* Raus., *Eost. ikensis* Viss., *Eost. prisca* Raus. var. *ovoidea* Raus., *Mediocris breviscula* (Gan.), *Pseudoendothyra kerka* (Durk.), *Ps. afflientia* (Durk.), *Ps. rhomboidea* Skvor., *Palaeotextularia longiseptata* Lip., *Asteroarchaediscus* sp., *Neoarchaediscus parvus* (Raus.). 94 м.

177,5 м.

Выше залегают светло-серые, почти белые, массивные известняки намюрского яруса, содержащие *Glomospira gordialis* Jon. et Park., *Ammodiscus multivolutus* Reitl., *Globivalvulina* ex gr. *moderata* Reitl., *Neoarchaediscus parvus* (Raus.) var. *regularis* (Sul.), *N. gregorii* (Dain), *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.).

В целом эчкилик-тауский горизонт слагается серыми и светло-серыми, иногда белыми кристаллическими известняками. Иногда в известняках нижней части горизонта присутствуют мелкие кремнистые стяжения.

Эчкилик-тауский горизонт отличается от всех ранее описанных бедностью остатков ископаемых организмов. Встречены лишь редкие фораминиферы и единичный гониатит (*Goniatites* ex gr. *striatus* Sow., найденный В. И. Долматовым и определенный А. В. Яговкиным).

Родовой состав комплекса фораминифер почти ничем не отличается от состава предыдущего, гавасайского горизонта (см. рисунок). В то же время число встреченных видов сокращается в 3 раза (со 118 до 39). По видовому составу сообщество фораминифер эчкилик-тауского горизонта более тесно связано с таковым гавасайского горизонта, нежели намюрского яруса. С первым он имеет 29 общих видов, а со вторым лишь 14. Весьма характерно, что в эчкилик-тауском горизонте не появилось ни одного вида, перешедшего в вышележащие отложения. Видов, свойственных только этому горизонту, то-

же немного. Это — *Bradyina rotula* (Eichw.), *Eostaffella prisca* var. *ovoidea* Raus., *Mediocris ovalis* Viss.).

Состав стегнамминид и гиперамминид такой же, как и в предыдущем горизонте. Аммодисциды весьма редки и из них наиболее характерны *Glomospira gordialis* Jon. et Park. Из литуотубелл встречен лишь один обрывок неопределимый до вида; форшии и форшиеллы, столь типичные для гавасайского горизонта, в эчкилик-тауском совершенно отсутствуют. Эндотирры представлены двумя видами — *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *End. obsoleta* Raus., а плектогиры одним — *Plectogyra samarica* (Raus.). Встречаются редкие *Mikhailovella gracilis* (Raus.), *Cribrospira* sp.

Значительное обеднение видового состава наблюдается у озаваинеллид и архедисцид. Если в гавасайском горизонте 45 видов этих семейств, т. е. почти 50% видового сообщества, то в эчкилик-тауском горизонте всего 13 видов, что составляет лишь 1/3 комплекса фораминифер. Характерно почти полное исчезновение тетратаксисов.

Таким образом, отличительной чертой комплекса фораминифер эчкилик-тауского горизонта является резкое обеднение видового состава и численности фораминифер при сохранении общих черт, типичных для сообщества фораминифер гавасайского горизонта.

Мощность эчкилик-тауского горизонта в Северной Ферганае порядка 160—300 м.

Итак, визейский ярус Северной Ферганы на основании анализа распределения фораминифер может быть расчленён на четыре биостратиграфических горизонта, каждому из которых свойственен характерный комплекс фораминифер (см. схему). При этом в визейском веке отмечается два более крупных этапа в развитии простейших. Первый охватывает ташлакский и нанайский горизонты и характеризуется широким развитием тетратаксисов, пропермодискуссов и планоархеодискуссов. Для второго, включающего гавасайский и эчкилик-тауский горизонты, весьма типично массовое развитие зоштаффелл, медиокрисов, псевдоэндотир и архедискуссов, при резком сокращении представителей рода *Tetrataxis* (см. рисунок).

В связи с этим визейский ярус Северной Ферганы предлагается расчленить на два подъяруса: нижний (ташлакский и нанайский горизонты) и верхний (гавасайский и эчкилик-тауский). Нижний подъярус в какой-то мере одновозрастен малиновскому и яснополянскому надгоризонтам Русской платформе и западного склона Урала. На это указывает широкое развитие и в тех и других отложениях разнообразных тетра-

таксисов, планоархаедискусов и единичных озаваинелленид; верхний — соответствует в какой-то мере окскому и серпуховскому надгоризонтам тех же районов. Для сравниваемых подразделений характерно широкое развитие зоштаффелл, медиокрисов, псевдоэндотир, форший, форшиелл, глобоэндотир, литуотубелл, среди которых более 70% общих видов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гладченко А. Я. Полевой атлас руководящих брахиопод нижнего карбона Северной Киргизии. Изд-во АН Киргиз. ССР, Фрунзе, 1955.
2. Гладченко А. Я. Брахиоподы и стратиграфия нижнего карбона Присонкульского района Киргизии. Изд-во АН Киргиз. ССР, Фрунзе, 1960.
3. Поярков Б. В. О стратиграфии фаменских и нижнетурнейских отложений Юго-Западной Киргизии (западные отроги Тянь-Шаня). УГ и ОН при Совете Министров Киргиз. ССР, сб. 1, Госгеолтехиздат, 1960.
4. Пуркин М. М., Поярков Б. В., Рожанец В. М. Стратиграфия и новые виды фораминифер турнейских отложений хр. Борколдой (Тянь-Шань). Изв. АН Киргиз. ССР, сер. естеств. и техн. наук, т. III, вып. 4. Изд-во АН Киргиз. ССР, Фрунзе, 1961.
5. Сергунькова О. И., Соловьева М. Н. Схема стратиграфического расчленения карбона Средней Азии. Тезисы докладов к совещанию по унификации стратиграфических схем Средней Азии. Госгеолтехиздат, 1958.
6. Скворцов В. П. Распространение фораминифер в турнейских и нижневизейских отложениях Южного Присонкуля. Изв. АН Киргиз. ССР, сер. естеств. и техн. наук, т. IV, вып. 7, Изд-во АН Киргиз. ССР, Фрунзе, 1962.

Резюме

Түндүк Ферганадагы визе ярусунун катмарлары фораминиферлерди изилдөөнүн негизинде 4 горизонтко бөлүнөт (астынан жогору): ташлак, нанай, гавасай жана эчкилик-тоо. Бул макалада ар бир жогоруда бөлүнгөн горизонттор үчүн кеңири фауналык мүнөздөмө берилген жана алар менен бир жаштагы Орус платформасындагы жана Уралдагы катмарлар менен салыштыруу жүргүзүлгөн.

А. В. Попов

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ ВИЗЕЙСКИХ ГОНИАТИТОВЫХ ФАЦИИ ВОСТОЧНОГО МОЛДО-ТОО И РАЙОНА ОЗ. СОН-КУЛЬ

В хр. Молдо-Тоо и Южном Присонкулье развиты две взаимосвязанные толщи, содержащие обильные остатки гониатитов. Это джапрыкская свита и органогенно-обломочные известняки акчеташской свиты (Смирнов, 1940; Либрович, 1927; Королев, 1955 а, в). Полевые исследования, проведенные автором в 1963 г. в Южном Присонкулье и в восточном окончании хр. Молдо-Тоо с целью изучения визейских аммоноидей и отложений, их заключающих, позволили собрать новые данные по фауне и стратиграфии указанных толщ.

Рассматриваемые гониатитовые фации обнажаются в хребтах, окаймляющих с севера и с юга депрессию р. Нарын. Наиболее широко они развиты в горах северного обрамления Нарынской впадины: Молдо-Тоо, Бауралбас, Ительгиуя, Баук и Акча-Таш.

Джапрыкская свита и органогенно-обломочные известняки в своём распространении тесно связаны с акчеташской и каракиинской свитами раннекаменноугольного возраста (Королев, 1955 а, в). На первую из этих свит описываемые отложения ложатся, а последняя их перекрывает. Полоса выходов джапрыкской свиты, пространственно тяготеющая к границе Северной и Чаткало-Нарынской структурно-фациальных зон, достигает наибольшей ширины (15—18 км) южнее оз. Сон-Куль, сужаясь к западу и исчезая к востоку. Область развития органогенно-обломочных известняков акчеташской свиты не полностью совпадает с районом распространения джапрыкской свиты и смещена от нее несколько к югу. В пределах распространения описываемых осадков наблюдается зависимость размещения их от структур, установленная В. Г. Королевым (1955а, в), который подметил, что джапрыкская свита приурочена к мульдам синклиналей, а органогенно-обломочные известняки — к сводовым частям антиклиналей. Такое пространственное расположение указанных фаций объясняется обстановкой их образования, обусловленной приуроченностью этих

отложений к различным частям палеобассейна и палеорельефа его дна (Попов, 1964).

Джапрыкская свита, развитая отдельными пятнами, ложится на акчеташскую свиту известняков с кремнями, верх которой в местах отсутствия джапрыкской свиты представлены органогенно-обломочными известняками. Эти известняки и джапрыкская свита, фациально замещающие друг друга перекрываются каракиинской свитой. Последняя иногда залегает непосредственно на акчеташских известняках с кремнями, что, очевидно, свидетельствует о замещении в некоторых местах этими известняками джапрыкской свиты и органогенно-обломочных известняков. Налегание джапрыкской свиты на акчеташские известняки с кремнями — согласное с постепенными, но быстрыми переходами. Реже свита располагается на органогенно-обломочных известняках, сверху она также согласно и с переходами перекрывается каракиинской песчано-сланцевой толщей. Органогенно-обломочные известняки без угловых несогласий и с переходами залегают на известняках с кремнями и в свою очередь согласно подстилают каракиинскую свиту. Фациальные взаимоотношения рассматриваемых осадков и зависимость их от палеорельефа отражены на схеме (рис. 1). Неполное замещение акчеташских органогенно-об-

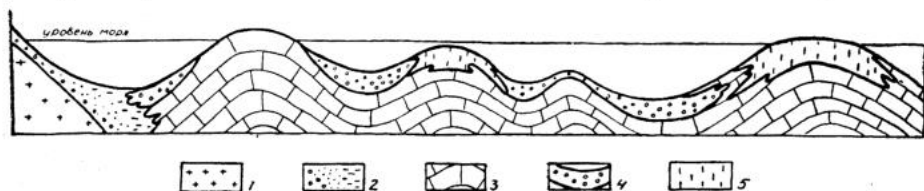


Рис. 1. Схема расположения гониотитовых фаций в зависимости от форм подводного рельефа.
1—каледонское основание; 2—прибрежные фации; 3—известняки с кремнями акчеташской свиты; 4—джапрыкская свита; 5—рифовые известняки (органогенно-обломочные известняки акчеташской свиты).

ломочных известняков известняками с кремнями можно наблюдать на левом склоне долины р. Кокджар в среднем ее течении (Восточный Молдо-Тоо), где на расстоянии 60—80 м по простиранию нижняя их часть мощностью 30—40 м замещается известняками с кремнями. В основании органогенно-обломочных известняков имеются маломощные пачки (1,5—3 м) известняков с кремнями, цвет которых заметно светлее, чем обычно. Остановимся более подробно на характеристике указанного района (рис. 2).

В среднем течении р. Кок-Джар, на левом склоне долины,

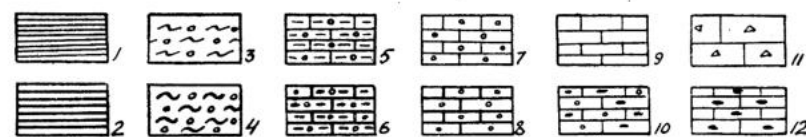
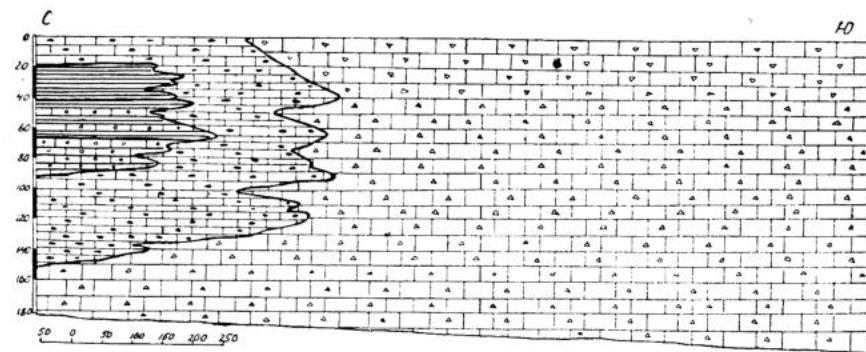


Рис. 2. Фациальные взаимоотношения джапрыкской свиты и органогенно-обломочных известняков в нижнем течении р. Кок-Джар (левый склон долины).

1—зеленые известково-глинистые сланцы; 2—красно-коричневые известково-глинистые сланцы; 3—зеленые конгломерато-сланцы; 4—красно-коричневые конгломерато-сланцы; 5—зеленые конгломератовидные мергели; 6—красно-коричневые конгломератовидные мергели; 7—конгломератовидные известняки с пропластками зеленых сланцев; 8—конгломератовидные известняки с пропластками желтых и красных сланцев; 9—серые слоистые известняки; 10—известняки с известняковой галькой и желваками кремней; 11—органогенно-обломочные известняки; 12—известняки с кремнями.

в непосредственной близости от выходов джапрыкской свиты, обнажаются органогенно-обломочные известняки акчеташской свиты. На расстоянии около 1 км джапрыкские фации полностью замещаются органогенно-обломочными известняками. В описываемом месте наблюдается следующая последовательность слоев: на акчеташских известняках с кремнями залегают органогенно-обломочные известняки (32 м), выше их — пачка известняков с кремнями (61 м), которые перекрыты джапрыкской свитой (71 м). Последняя сменяется известняками с линзочками кремней (19 м), которые подстилают каракиинскую свиту. Отличительной чертой этого разреза является присутствие выше и ниже джапрыкской свиты пачек известняков с кремнями.

В 0,8—1,2 км южнее описанных выходов джапрыкской свиты среди сплошного поля каракиинских сланцев имеется не-

сколько обнажений органогенно-обломочных известняков, представляющих собой сводовые части антиклинальной структуры. Полная мощность известняков, замеренная в 0,8 км южнее этих выходов, составляет около 200 м. Здесь на массивные криноидные органогенно-обломочные известняки налегают черные глинистые сланцы каракиинской свиты, начинающейся серыми известковистыми сланцами (2—3 м). Из наиболее северного выхода органогенно-обломочных известняков собраны аммоноидеи, представленные исключительно видами рода *Beyrichoceras*. Последние приурочены непосредственно к самому контакту известняков с каракиинскими сланцами. Эти аммоноидеи имеют более молодой возраст, чем джапрыкские (Попов, 1964).

В обнажениях органогенно-обломочных известняков, расположенных южнее, из более низких слоев, залегающих на 5—10 м ниже кровли, собраны *Dzhaprakoceras sonculika* (Libr.), *D. tianshanicum* (Libr.), *D. subglobosum* (Libr.), *Ammonellipsites tianshanicus* (Libr.), *A. kochi* (Hohz.), *Bollandites* sp., *Merocanites djaprakensis* (Libr.).

В 1884 г. А. Hyatt установил новый род *Muensteroceras*, в качестве генотипа которого он избрал *Goniatites oweni*, var. *parallela*, выделив последний в самостоятельный вид. Касаясь основных отличий выделенного рода, А. Hyatt отмечает, что его вентральная лопасть глубокая, часто прямосторонняя с небольшим зачаточным седлом. Эта же особенность была подмечена еще J. Hall (1860), который в характеристике, данной им *Goniatites oweni* var. *parallela*, указывал на полную параллельность сторон вентральной лопасти. Изображения лопастной линии голотипа, приложенные Hall, подтверждают его описание. Для того, чтобы получить полное представление о лопастной линии типичного вида, можно воспользоваться прекрасными зарисовками А. К. Miller и W. Fernish (1958), сделанными с топотипов, на которых описываемая особенность лопастной линии хорошо видна. Здесь же помещены изображения лопастных линий других представителей рода *Muensteroceras*, которые в начертании вентральной лопасти весьма сходны с *M. parallelum* (Hall). А. К. Miller и С. Collinson (1951) пишут, что, хотя лопастные линии представителей рода распознаются уверенно, они постоянно имеют узкие вентральные лопасти, с почти прямыми более или менее параллельными сторонами.

Однако к роду *Muensteroceras* часто относят также виды, стороны вентральной лопасти которых, несмотря на общую параллельность, имеют слабые, но постоянно присутствующие лирообразные изгибы. Эти виды, возможно, относятся к другому роду, для которых здесь предлагается название *Dzhaprakoceras* (типичный вид *Muensteroceras tianshanicum* Libr.). Многие виды, которые на основании формы вентральной лопасти должны быть включены в состав *Dzhaprakoceras*, отнесены так же к роду *Nautellipsites*. Последний не имеет четкого описания, а типовой вид *Ellipsolites ovatus* Sower. основан на раковине плохой сохранности (J. Sowerby, 1813). До сих пор нет удовлетворительной зарисовки лопастной линии голотипа типичного вида *Nautellipsites*, а наиболее существенным отличием его от *Muensteroceras* является узкое умбо, хотя можно найти постепенные переходы в ширине умбо между видами, относимыми к этим двум родам среди

аммоноидей джапрыкской свиты. На трудности в разграничении видов указанных родов по ширине умбо в свое время обращал внимание О. Schindewolf (1951). Учитывая изложенные выше соображения, очевидно, нужно отбросить название *Nautellipsites*.

В заключение необходимо отметить, что описанные выше особенности вентральной лопасти, на основании которых различаются эти два близких друг другу рода, без труда устанавливаются на раковинах, но, очевидно, не всегда отражены на зарисовках лопастных линий некоторыми авторами, особенно ранними.

Приведенный выше комплекс гониатитов близок по возрасту джапрыкскому.

Таким образом, в органогенно-обломочных известняках долины р. Кок-Джар имеется два разновозрастных комплекса аммоноидей: один молодой, представленный исключительно бейрихоцератидами, приурочен к контакту с каракиинской свитой, другой — более древний, близкий по возрасту джапрыкскому, развит в 5—10 м ниже кровли этих известняков.

Ранее из верхних слоев органогенно-обломочных известняков были известны только остатки аммоноидей, сходных с джапрыкскими. По-видимому, в некоторых местах кровля известняков может быть моложе джапрыкской свиты. На некоторую разновозрастность органогенно-обломочных известняков в разных районах их развития указывала А. Я. Галицкая (1960), основываясь на данных изучения брахиопод.

Предполагаемый характер фациальных взаимоотношений описываемых осадков в указанном районе отражен на рис. 2. Замещение джапрыкской свиты акчеташскими известняками с кремнями подтверждается наличием в этом разрезе свиты прослоев темно-серых известняков с кремнями, аналогичных акчеташским, и значительно меньшим, чем обычно, количеством глинистой примеси в ее породах.

Для джапрыкской свиты типичная фациальная пестрота и изменчивость, несмотря на которую свита почти всегда имеет постоянный набор пачек:

- 1) переходные слои;
- 2) мелкогалечные глинистые конгломератовидные известняки;
- 3) мелкогалечные известняковые конгломератовидные мергели;
- 4) известняковые конгломерато-сланцы;
- 5) известняково-глинистые сланцы.

1. Переходные слои от акчеташских известняков с кремнями к джапрыкским конгломератам в местах развития наиболее показательных разрезов джапрыкской свиты обычно представлены маломощной пачкой (6,5—12 м) серых и темно-серых тонкоплитчатых (6—12 см) тонкокристаллических известня-

ков с пропластками (2—4 см) темно-серых и желтых известковисто-глинистых сланцев, количество которых увеличивается снизу вверх. В нижней части пачки встречаются одиночные кремни. Известняки здесь заметно светлее нижележащих известняков с кремнями. Желваки кремней в последних, по мере приближения к подошве переходных слоев, уменьшаются в размерах, а затем исчезают совсем. Иногда (верховье р. Кара-Тал, Южное Присонкулье) переходные слои представлены темно-серыми известняками с гравийной известняковой галькой и желваками кремней, причем, если размер и количество галек снизу вверх увеличивается от 0,5 до 0,8 см и у кровли пачки терригенный материал переполняет породу, то величина и количество желваков кремней постепенно сокращается, а затем исчезает. В верхней части пачки появляются пропластки зеленых сланцев. В 0,6—0,7 км южнее переходные слои состоят из обычных для них серых слоистых известняков мощностью в 17 м с тонкими пропластками зеленых сланцев в верхней половине.

В наиболее южных районах распространения джапрыжской свиты, где она нередко залегает на органогенно-обломочных известняках, в переходных слоях, представленных серыми слоистыми (10—12 см, реже 20—30 см) тонкокристаллическими известняками, содержится редкая мелкая (1—2 см) известняковая галька.

2. Мелкогалечные глинистые конгломератовидные известняки в типичных разрезах (верховье рек Кок-Джар, Кара-Тал и Джапрык) представляют собой зеленовато-серые или желтовато-серые (желтые на выветрелой поверхности) разнослоистые (5—25 см) мелкогалечные (0,5—2 см) известняковые конгломераты с тонкими зелеными (желтыми на выветрелой поверхности) глинистыми пропластками (1 см, реже 2—3 см). Порода плотная, более крепкая в сравнении с другими литологическими разновидностями джапрыжской свиты. Галька (серый тонкокристаллический известняк), обычно плохо окатанная, составляет 20—25% объема породы. Внутри слоев она заметно обособляется в неясные расплывчатые прослои. Цемент представляет собой зеленовато-серый и желтовато-серый глинистый тонкокристаллический известняк. Поверхность напластования бугристая (за счет выпуклости гальки). На свежем изломе галька с трудом отличима от цемента. В основании пачки часто содержатся прослои серых тонкокристаллических известняков, типичных для переходной зоны.

Для разрезов, характеризующих, по-видимому, участки дна палеобассейна, приуроченные к высоким частям склонов

подводных поднятий, типичны комковатые известняки. Так, в долине р. Джины (Южное Присонкулье) выше переходных слоев залегают серые тонкослоистые тонкокристаллические известняки с прослоями глинистых комковатых известняков. Последние представляют собой породу, сложенную из комочков и желваков тонкокристаллического серого известняка размером 1 см, облеченных желтыми и красно-коричневыми глинистыми пленками, которые придают породе слоистость. Плоскости напластования известняков мелкобугристые, и при ударе они колются по слоистости, обнаруживая пеструю окраску глинистых примазок.

В наиболее южных разрезах джапрыжской свиты (реки Кок-Джар, Куртка) количество глинистого материала уменьшается, и цвет пород становится зеленым. В низовьях р. Куртка среди мелкогалечных конгломератов встречаются прослои известняковых конгломератов с частой и более крупной (0,5—3 см) хорошо окатанной галькой светло-серых тонкокристаллических известняков. Цемент поровый, известняковый. Мощность конгломерато-известняков обычно колеблется в пределах 20—40 м, но иногда увеличивается до 81 м (верховье р. Кок-Джар, Восточный Молдо-Тоо).

3) Известняковые конгломератовидные мергели в типичных местах развития джапрыжской свиты сложены красно-коричневыми, желтыми, реже зелеными разнослоистыми (10—20 см) мелкогалечными (1—2 см) конгломератами с тонкими (0,5—1 см) сланцевыми пропластками. Количество гальки в сравнении с нижележащей пачкой заметно увеличивается и достигает 30—40% объема породы, а окатанность ее становится лучше. Размер галек варьирует в пределах 1—2 см, реже достигая 3—4 см. Галька обычно состоит из обломков розового тонкокристаллического известняка. Цемент представляет собой крипнокристаллический пелитоморфный мергель красно-коричневого или зеленого цвета. Иногда слой конгломерата венчается пропластком тонкокристаллического розового известняка, но сортировки терригенного материала в его нижней части не наблюдается. И в этом случае между слоями имеются тонкие (0,5—1 см) пропластки известковистых сланцев.

Описываемая пачка отличается от нижележащей значительно большим содержанием глинистой примеси и более интенсивной окраской, которая обычно быстро меняется как по простиранию пород, так и вкост. Иногда пачка конгломерато-мергелей выпадает из разреза, уступая место лежащим выше конгломерато-сланцам (верховье р. Джапрык, Южное Присонкулье). В южных разрезах (реки Кок-Джар, Куртка) по-

роды описываемой пачки содержат меньше глинистой примеси и имеют зеленый цвет. Мощность конгломерато-мергелей обычно 10—20 м, реже достигает 30 м.

4) Конгломерато-сланцы в типичных разрезах джапрыкской свиты представляют собой красно-коричневые, желто-зеленые, реже зеленые известняково-глинистые сланцы с мелкой несортированной, плохо окатанной известняковой галькой. В конгломерато-сланцах заметна неясная слоистость, образованная скоплением почти неокатанных галек. Границы этих прослоев расплывчаты, а мощность их не превышает 6—8 см. Конгломератовые слои разделены сланцевыми прослоями мощностью 3—4 см.

Нередко (левый приток р. Кара-Тал в его верховьях) в зависимости от количества глинистого материала породу можно отнести или к сильно рассланцованным конгломерато-сланцам с бугристой поверхностью напластования, или к плотным конгломератовидным мергелям. Последние отличаются значительно меньшей рассланцованностью. Вообще сланцеватость породы находится в прямой зависимости от количества глинистого материала: чем его больше, тем лучше выражена рассланцованность.

Цвет пород очень изменчив. Часто смена окраски происходит на расстоянии нескольких сантиметров (даже 2—3 см), и порода в этом случае на изолированном участке в 0,5—1,5 м² приобретает иной цвет; нередко тонкие глинистые слои, следующие друг за другом, имеют разную окраску: красную, желтую и зеленую, что при разрушении породы, происходящей по слоистости, создает характерную для джапрыкских слоев пеструю окраску. К конгломерато-сланцам приурочены наиболее обильные залежи остатков аммоноидей. Мощность пачки всегда невелика — 5—10 м, а иногда пачка практически отсутствует, особенно в южных разрезах (реки Кок-Джар, Куртка).

5) Сланцы завершают разрез джапрыкской свиты. Цвет пород красно-коричневый, желтый, зеленый; состав пелитоморфный известково-глинистый. В сланцах нередко встречаются глинистые стяжения желвакообразной формы. В основании пачки, как правило, присутствует розовая известняковая галька (2—6 см). Часто наблюдается чередование зеленых и красных сланцевых пачек мощностью в 1,5—2 м, но обычно они имеют только зеленый, или красно-коричневый, или желтый цвет. В верховьях р. Джапрык среди красных известково-глинистых сланцев попадаются тонкие (0,5—1 см) и редкие прослойки зеленых сланцев с медной зеленью. Очень часто (реки Кара-Тал, Джапрык) в самой верхней части описываемой пачки присутствуют зеленовато-серые и серые слан-

цы с меньшей известковой примесью, приближающиеся по облику к каракиинским. В сланцевой пачке южных разрезов джапрыкской свиты нередко появляются прослой (10—15 см) серых и коричневых тонкокристаллических песчанистых известняков, отстоящих друг от друга на более или менее равных расстояниях (0,5—1,5 м). В нижней части сланцев нередко содержатся остатки аммоноидей. Мощность описываемой пачки обычно 10—30 м.

Следует отметить, что фациальные разности, слагающие джапрыкскую свиту, связаны между собой быстрыми, но плавными переходами, и буквально на расстоянии нескольких метров одна фашия сменяет другую. Часто внутри одной пачки наблюдаются прослои или линзовидные тела пород, характерных для соседней пачки, размером в несколько метров и больше. Эти изменения происходят как вкрест простирания слоев, так и по простиранию, что нередко приводит к выпадению из разреза свиты некоторых его членов. Но, несмотря на это, в целом строение джапрыкской свиты устойчиво сохраняется и в ее разрезе всегда хорошо выделяются две крупные части: нижняя — известняково-конгломератовая и верхняя — преимущественно сланцевая. Отчетливо заметно нарастание количества глинистого материала в породах джапрыкской свиты от ее подошвы к кровле. Таким образом, джапрыкская свита на фоне начавшейся регрессии в общем плане представляет собой трансгрессивный ритм.

В качестве примера типичного разреза джапрыкской свиты ниже приводится описание разреза, наблюдавшегося в долине р. Джапрык в наиболее глубоко вскрытой части Джапрыкской синклинали. В верховьях р. Джапрык, в 1,6 км вниз по течению от слияния ее составляющих, джапрыкская свита, согласно залегающая на акчеташских известняках с кремнями, имеет следующее строение:

1. Известняки серые слоистые мелкозернистые. 6,5 м.
2. Конгломератовидные известняки зеленовато-серые или желтовато-серые разнослоистые (5—25 см), мелкогалечные (0,5—2 см), известняковые с известково-глинистыми пропластками. В верхней части пачки содержатся остатки *Ammonellipsites tianshanicus* (Libr.) и *Merocanites djaprakensis* (Libr.), *M. asiaticus* (Karp.). 39 м.
3. Конгломератовидные мергели красно-коричневые, тонкоплитчатые, мелкогалечные, известняковые, с прослоями красно-коричневых и зеленых известково-глинистых сланцев. В нижней части пачки содержатся многочисленные остатки *Merocanites djaprakensis* Libr. В значительно меньшем количестве попадают *Dzaprakoceras tianshanicum* (Libr.), *Ammonellipsites kochi* (Holz.), *A. nikitini* (Libr.), *A. sp.*, а также *Beyrichoceras sp.* 8 м.
4. Конгломерато-сланцы красно-коричневые известково-глинистые, содержащие обильные остатки *Dzaprakoceras tianshanicum* (Libr.), *D. sub-*

globosum (Libr.), *D. cf. djaprakense* (Libr.), *Ammonellipsites kochi* (Holz.), *A. nikitini* (Libr.), *A. djaprakensis* (Libr.), *A. tianshanicus* (Libr.), *mercanites djaprakensis* Libr., *M. asiaticus* (Karp.). 7 м.

5. Сланцы красно-коричневые известково-глинистые с тонкими и редкими прослоями зеленых сланцев, содержащие в основании многочисленные остатки *Dzhuprakoceras tianshanicum* (Libr.), *Bollandites* sp. *Ammonellipsites kochi* (Holz.), *A. aff. virgatus* (Kon.), *Merocanites* sp. 8—10 м.

Красно-коричневые сланцы после небольшого задернованного участка (9 м) сменяются согласно с ними залегающими черными сланцами с прослоями песчаников, принадлежащих каракинской свите. Общая мощность джапрыкской свиты по приведенному разрезу составляет 70,5 м.

В южных районах распространения джапрыкской свиты (реки Кок-Джар, Куртка, Джина) и на участках, отвечавших высокому положению на склоне подводного палеоподнятия, конгломерато-известняки имеют тенденцию к замещению комковатыми известняками и песчанистыми известняками, о чем упоминалось выше. В разрезе джапрыкской свиты нередко появляются прослой серых известняков с кремнями, которые характерны для акчешашской свиты. В верхней её части появляются прослой песчанистых известняков с известняковым терригенным материалом. Таким образом, обнаруживается явная тенденция к превращению разреза свиты из глинисто-карбонатного в чисто карбонатно-терригенный.

Описанные выше фациальные переходы хорошо наблюдаются в долине левого притока р. Кара-Тал (верхнее течение), где при движении с севера на юг на расстоянии 800 м происходит последовательная смена конгломератовидных мергелей известково-глинистыми сланцами, в которых еще южнее появляются прослой песчанистых известняков (рис. 3). В этом же направлении происходит и сокращение общей мощности джапрыкской свиты, отвечающее более высокому положению на склоне подводного палеоподнятия.

Вместе с тем отчетливо устанавливается зависимость строения свиты от положения ее в структурах, что подтверждает существование последних уже в период отложения свиты. Для иллюстрации этой закономерности можно обратиться к профилю (рис. 4), составленному на основании изучения джапрыкской свиты в верховьях р. Кара-Тал. В указанном месте ясно видно, как по мере приближения к вершине конседиментационной складки происходит выклинивание верхних горизонтов джапрыкской свиты с одновременным уменьшением их мощности и свиты в целом. При этом значительно увеличивается роль нижних конгломератовидных известняков в объеме свиты, а сланцевая часть свиты сокращается до 0.

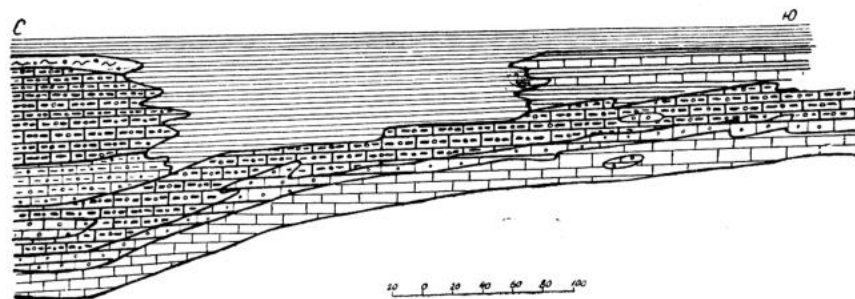


Рис. 3. Взаимоотношения фаций внутри джапрыкской свиты (левый приток р. Кара-Тал, среднее течение).
Условные обозначения такие же, как на рис. 2.

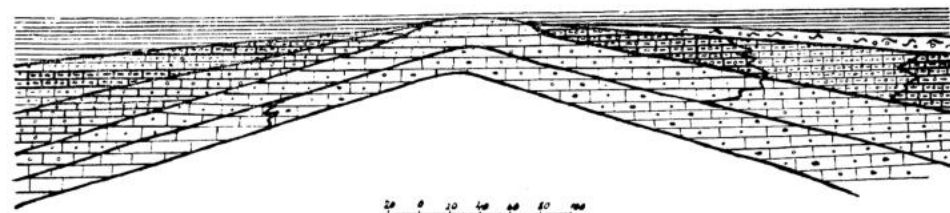


Рис. 4. Взаимоотношения фаций внутри джапрыкской свиты (верховья р. Кара-Тал).
Условные обозначения такие же, как на рис. 2.

Мощность. Обычно мощность джапрыкской свиты в наиболее глубоких частях синклиналильных структур составляет 70—80 м. В то же время обнаруживается тенденция к сокращению мощности свиты в южном направлении: так, если в наиболее северных районах развития свиты мощность ее нередко составляет 100—120 м (верховья р. Кара-Тал) и даже 192 м (верховья р. Кок-Джар), то в южных районах она колеблется в пределах 60—70 м (среднее течение р. Кок-Джар, низовья р. Куртка), в нижнем течении р. Кок-Джар свита исчезает совершенно.

Органогенно-обломочные известняки массивные, грубослойные, реже разнослойные. Как правило, цвет их светло-серый, иногда почти белый с неясной пятнистостью, образованной причудливо изогнутыми тонкими (0,5 см) полосами. Иногда присутствует слабо заметная микрослоистость, видимая только на выветрелой поверхности. Терригенный материал не окатан, или окатан слабо, не сортирован и составляет 15—20%. Он представлен обломками серого мелкозернистого известняка размером от нескольких мил-

лиметров до нескольких сантиметров. Цемент — серый мелкозернистый известняк, переполненный члениками криноидей. Чаще порода представляет собой просто органогенный известняк.

Мощность известняков, достигающая наибольшей величины в сводовых частях антиклиналей, составляет обычно 40—60 м, но иногда в самых южных разрезах она увеличивается до 200 м (низовья р. Кок-Джар). Таким образом, в изменениях мощности органогенно-обломочных известняков относительно изменений мощности джапрыкской свиты наблюдается обратная зависимость.

Тектоническая обстановка образования органогенно-обломочных известняков характеризуется приуроченностью их к осям поднимающихся на дне палеобассейна складок; пространственное положение описываемых осадков в пределах древнего бассейна отвечает удаленной от берегов зоне шельфа, что типично для формирования рифовых известняков. Последнее подтверждается замкнутостью контуров и более или менее резко выраженными границами тел органогенно-обломочных известняков, а также массивностью их слоев. Об этом же свидетельствуют слои обломочных известняков, очевидно, характеризующих зону приобья, и типичная для рифов фауна: криноидеи, брахиоподы, мшанки, кораллы.

По-видимому, органогенно-обломочные известняки в основной своей массе принадлежат онкоидам, а там, где породы поднимались до зоны приобья, образовывались типичные рифы. Д. В. Наливкин (1956) указывал, что «онкоиды», которые формировались на более или менее значительных глубинах, отличаются от рифов, поднимающихся до уровня приобья. В ископаемом состоянии они не отличаются друг от друга и называются рифами или рифовыми известняками. Основная масса их тела образована водорослями и в меньшей степени мшанками.

На основании вышеизложенного органогенно-обломочные известняки правильнее называть рифовыми. Весьма возможно, что небольшие антиклинальные складки, образованные органогенно-обломочными известняками в долине р. Кок-Джар (среднее течение), являются просто нормальными углами залегания осадков, характерными для рифовых образований (Наливкин, 1956).

Фауна. Первые амmonoидеи, связанные с джапрыкской свитой, появляются в верхней части пачки конгломератовидных известняков. Они представлены преимущественно широкоумбональными *Ammonellipsites*—*A. tianshanicus* (Libr.) и *Fascipericyclus* sp., в меньшей степени здесь развиты *Dzhap-*

rakoceras tianshanicum (Libr.) и *Merocanites djaprakensis* Libr.; несколько выше, уже в основании конгломератовидных мергелей, преобладают представители рода *Merocanites* — *M. djaprakensis* Libr. и *M. asiaticus* Karp. В верхней половине этой пачки и в основании конгломератосланцев к ним присоединяются сильно вздутые *Ammonellipsites*—*A. kochi* (Holz.) *A. aff. virgatus* (Kon.) и *A. nikitini* (Libr.) и монстероцератиды *Dzhaprakoceras tianshanicum* (Libr.) *D. subglobosum* (Libr.), *D. djaprakense* (Libr.). Именно к этим слоям джапрыкской свиты приурочена наиболее обильная фауна амmonoидей. Самые высокие джапрыкские амmonoидеи распространены в основании сланцевой пачки и представлены преимущественно монстероцератидами — *D. tianshanicum* (Libr.), *D. djaprakense* (Libr.) и *D. subglobosum* (Libr.).

Среди амmonoидей джапрыкской свиты наиболее многочисленны *Merocanites djaprakensis* Libr., *M. asiaticus* (Karp.) *Dzhaprakoceras sonkulika* (Libr.), *D. tianshanicum* (Libr.), *D. djaprakense* (Libr.), *Ammonellipsites kochi* (Holz.), *A. nikitini* (Libr.), *A. djaprakensis* (Libr.), *A. tianshanicus* (Libr.), в меньшей степени развиты *A. grandicostatus* (Libr.), *A. multicostratus* (Foord), *A. aff. virgatus* (Kon.), *Bollandites* sp., *Beyrichoceras* sp., *Egonioloboceras* sp. Кроме того, Л. С. Либрович (1927) описал из джапрыкской свиты *Ammonellipsites hauchecornei* (Holz.), *A. fasciculatus* (M'Coy), *Pericyclus* cf. *bailyi* Crick.

Для амmonoидей джапрыкской свиты и близких им по возрасту амmonoидей рифовых известняков характерны некоторые общие черты: стороны вентральной лопасти монстероцератид, несмотря на общую параллельность, нередко несколько расходятся к устью и имеют лирообразные изгибы, а все перещиклыды обладают вентральной лопастью с расходящимися к устью изогнутыми сторонами, довольно высоким сифонным седлышком и обычно угловатым первым наружным седлом. По-видимому, амmonoидеи рифовых известняков несколько моложе джапрыкских, поскольку среди них уже довольно много представителей рода *Bollandites*, тогда как в джапрыкской свите они очень редки.

Следует отметить, что очертания вентральной лопасти, а также непосредственно связанного с ней первого наружного седла, у представителей подотряда *Goniatitina* вполне определенно развивалось во времени по направлению увеличения ширины и двураздельности лопасти и сужения седла, становящегося угловатым. По мнению В. Е. Руженцева (1960), в ходе развития двураздельность указанной лопасти все больше

увеличивалась и приобрела значение важнейшего организационного признака, присущего всем представителям этого огромного подотряда. По всей вероятности, то же самое справедливо и для других указанных выше признаков.

Темп эволюции вентральной лопасти и первого наружного седла у разных членов этого подотряда был различен. Если в основании нижнего визе представители мюнстероцератид и перициклид имеют лопастные линии, равные по степени развития, то уже в средней части нижнего визе уровень развития вентральной лопасти и первого наружного седла перициклид достигает такого совершенства, какое эти элементы лопастной линии получают у мюнстероцератид лишь в верхнем визе.

В нижнем визе намечаются следующие три этапа развития аммоноидей, основанных на эволюции формы вентральной лопасти и первого наружного седла.

с) Широкое развитие родов *Dzhaprakoceras* (*-Nautellipsites*) и *Bollandites*, затухание родов *Ammonellipsites* и *Merocanites*. Для этого этапа характерно распространение мюнстероцератид (*Bollandites*) с расходящимися сторонами вентральной лопасти и закругленным первым наружным седлом. Повидимому, на описываемой стадии развития находятся аммоноидеи слоев S^{2a} Южного Орана (Pageup, 1962) и слоев Ре Кантабрийских гор Испании (Kullmann, 1961, 1962).

в) Расцвет родов *Ammonellipsites*, *Dzhaprakoceras* (*-Nautellipsites*) и *Merocanites*, появление первых *Bollandites*. Мюнстероцератиды обладают вентральной лопастью с субпараллельными лирообразно изогнутыми сторонами и закругленным первым наружным седлом; вентральная лопасть перициклид имеет расходящиеся к устью изогнутые стороны, первое наружное седло очень узкое или даже угловатое. Характерные для этого времени комплексы аммоноидей развиты в слоях S^{2a} Южного Орана (Pageup, 1962), слоях Рейнских гор Германии района Эрдбах и Брайтшайда (Holzapfel, 1889; Schmidt, 1925); джапрыкской свиты (Либрович, 1927, 1947; Попов, 1964); сланцах Ирландии (Smyth, 1951); горизонте «в» Морроко (Delepine, 1941) и возможно в формациях Голдуотер и Маршалл Мичигана США (Miller и Garner, 1955).

а) Господство родов *Muensteroceras*, *Pericyclus* и *Rotopericyclus*, появление *Merocanites*, угасание *Imitoceras*. Этот период характеризуется развитием мюнстероцератид и перициклид с узкой вентральной лопастью, имеющей параллельные прямые стороны и небольшое, зачаточное сифонное седлышко;

первое наружное седло широко закруглено. Указанной степени развития лопастной линии обладают аммоноидеи слоев S^{1b} Южного Орана (Pageup, 1962) и казахстанских слоев нижнего карбона (Либрович, 1940).

Необходимо сравнить джапрыкскую фауну с ранневизейскими аммоноидеями Южного Орана Северной Африки, описанных К. Перейном (Pageup, 1962), интересных не только своим большим сходством с тянь-шаньскими формами, но важных еще и тем, что они характеризуют собой непрерывный разрез нижнего карбона от основания нижнего визе до верхнего визе и выше, чего до сих пор нигде не наблюдалось. Наиболее ранний из африканских комплексов, развитый в слоях северного Хасси Сгилма, сопоставляемый с основанием нижнего визе, несмотря на довольно значительное количество форм, относимых к общим видам с джапрыкским комплексом, все же, по нашему мнению, древнее последнего. Об этом говорит то обстоятельство, что почти все мюнстероцератиды и перициклиды африканского комплекса имеют широко закругленные первые наружные седла и вентральные лопасти с параллельными прямыми сторонами. Это касается и тех африканских форм, которые должны быть отнесены к роду *Ammonellipsites* (например, такие, как *A. kochi* и *A. hauchecornei*). В целом представители указанного комплекса являются более примитивными мюнстероцератидами и перициклидами, чем джапрыкские, они обнаруживают значительное сходство с аммоноидеями казахских слоев (Либрович, 1940).

Более близкой по возрасту джапрыкскому комплексу является фауна аммоноидей африканских слоев S^{2a}, отличающихся широким развитием представителей рода *Dzhaprakoceras* и *Merocanites*, а также появлением рода *Bollandites*. Аммоноидеи, характеризующие самые молодые нижневизейские слои Южного Орана (S^{2b}), сопоставимы с фауной органогенно-обломочных известняков р. Кок-Джар, отличающейся уже значительным развитием представителей рода *Bollandites* и заметным снижением роли рода *Ammonellipsites* и *Merocanites*.

По-видимому, с самыми верхами этой африканской зоны S^{2b} или уже с верхневизейской зоной S^{2c} следует параллелизовать слои с бейрихоцератитовым комплексом р. Кок-Джар. Широкое развитие представителей рода *Beyrichoceras* уже типично для верхневизейских отложений, однако отсутствие в рассматриваемом Кок-Джарском комплексе рода *Goniatites*, с появлением которого начинается верхнее визе, не позволяет пока решить вопрос о более точной принадлежности этого комплекса.

Весьма сходными по облику с джапрыкскими являются аммоноидеи Рейнских гор Германии районов Эрдбаха и Брайтшейда (Holzapfel, 1889; Schmidt, 1925). Лопастные линии мюнстероцератид и перициклид указанной фауны достигли почти того же уровня развития, как и джапрыкской. Однако первое наружное седло некоторых перициклид германской фауны закруглено, и, кроме того, в этом комплексе отсутствуют бейрихоцератиды, что, очевидно, является свидетельством ее более низкого стратиграфического положения относительно джапрыкской.

Одновозрастными или почти одновозрастными джапрыкскому комплексу являются аммоноидеи сланцевого горизонта «в» Морроко (Delepine, 1941) и сланцев Раш Ирландии (Smyth, 1951).

В СССР фауна, очень похожая на кок-джарский бейрихоцератидовый комплекс, согласно Л. П. Монаховой (1955), развита в ак-кудукской свите Казахстана, параллелизуемой с верхней половиной зоны «В» Англии (Bisat, 1924, 1934, 1952).

Из изложенного выше следует, что джапрыкские аммоноидеи и близкие им по возрасту аммоноидеи органогенно-обломочных известняков р. Кок-Джар позволяют сопоставить отложения, их содержащие, с наиболее высокими слоями яруса *Pericyclus* Германии и нижней частью зоны *Beyrichoceras* Англии, что соответствует верхним слоям нижнего визе. Слои, заключающие бейрихоцератидовый комплекс р. Кок-Джар, соответствуют, очевидно, или самым верхам нижнего визе, или низам верхнего визе (среднее визе при трехчленном делении).

В богатых аммоноидеями слоях джапрыкской свиты, мощность которых обычно составляет не больше 20—40 см, реже около 1 м, раковины расположены на расстоянии 10—20 см одна от другой или же образуют скопления по 3—6 особей, почти прижатых друг к другу. Очень часто на небольшом участке (10—30 см) встречаются гониатиты, принадлежащие в основном к одному виду или роду. Но в одном слое и на одном и том же его уровне на удалении в несколько метров, иногда 1,5—2 м, содержатся различные в видовом и родовом отношении аммоноидеи. Это, по-видимому, должно свидетельствовать о некоторой сортировке раковин погибших животных волнами. Однако размеры транспортировки были невелики, поскольку сортировка раковин по величине отсутствует, а сами раковины в большинстве случаев сохранены.

Органогенно-обломочные известняки отличаются обилием остатков мшанок, криноидей, фораминифер, кораллов, брахиопод, пелеципод, гастропод, гониатитов и трилобитов. Криноидеи,

переполняющие породу, как правило, встречаются или в виде отдельных члеников и обломков, или в виде частей стебля. Брахиоподы обычно переполняют породу без всякой сортировки раковин по размерам и без ориентировки их относительно слоистости. Замечено (Гладченко, 1960), что количество брахиопод в органогенно-обломочных известняках постепенно уменьшается кверху, а гониатитов — увеличивается. Наиболее часто остатки аммоноидей попадают в верхней половине известняков. Следует отметить, что в отношении количества остатков аммоноидей органогенно-обломочные известняки сильно уступают джапрыкской свите, однако джапрыкские аммоноидеи имеют значительно худшую сохранность.

ВЫВОДЫ

1) В нижнем визе хр. Молдо-Тоо и Присонкулье выделяются две гониатитовые фации, находящиеся на одном стратиграфическом уровне: джапрыкская свита и органогенно-обломочные известняки акчетапской свиты, замещающие друг друга, причем в некоторых местах верхняя часть органогенно-обломочных известняков даже моложе джапрыкской свиты. Следовательно, границы литологически разных фаций не совпадают с биостратиграфическими границами.

2) Строение и мощность джапрыкской свиты и пачек органогенно-обломочных известняков зависят от их положения в структурах (мульдах или сводовых поднятиях), что свидетельствует о существовании последних уже во время формирования указанных осадков.

3) На фоне начавшейся общей регрессии свита представляет собой трансгрессивный ритм, сложенный в нижней половине известняковыми конгломератами, а в верхней — сланцами. Терригенный известняковый материал низов джапрыкского разреза поставлялся местными поднятиями дна палеобассейна, а глинистый материал, который преобладает в верхней части, поступал с поднимающейся суши. По-видимому, во время отложения сланцев внутри самого бассейна произошло некоторое ослабление тектонической деятельности.

4) Органогенно-обломочные известняки по условиям образования, форме, составу и содержащейся в них фауне являются рифовыми.

5) Наиболее обильные остатки аммоноидей приурочены к конгломерато-сланцевой части джапрыкской свиты, т. е. к границе терригенно-карбонатной половины разреза со сланцевой.

6) Остатки аммоноидей, очевидно, не подвергались дли-

тельной транспортировке, хотя испытали некоторую сортировку волнами.

7) В вертикальном размещении аммоноидей в разрезе джапрыкской свиты устанавливается четыре последовательных комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Галицкая-Гладченко А. Я. 1960. К стратиграфии каменноугольных отложений Северной Киргизии. Изв. АН Киргиз. ССР, сер. естеств. и техн. наук, т. II, вып. 9.
2. Гладченко А. Я. 1960. Брахиоподы и стратиграфия Присонкульского района Киргизии. Ин-т. геол. АН Киргиз. ССР.
3. Королев В. Г. 1955а. Геологическое строение Присонкульского района. Тр. Ин-та геологии Кирг. ФАН ССР, вып. I.
4. Королев В. Г. 1955б. Материалы по стратиграфии палеозоя западной части гор Молдо-Тау (Тянь-Шань). Тр. Ин-та геологии Кирг. ФАН СССР, вып. I.
5. Либрович Л. С. 1927. Нижнекаменноугольные головоногие из района озера Сон-Куль (Тянь-Шань). Мат-лы по общей и прикл. геол. вып. 74.
6. Либрович Л. С. 1940. Аммоноидея из каменноугольных отложений Северного Казахстана. Палеонтология СССР, т. 4, ч. 9, вып. I, стр. 1—391.
7. Монахова Л. П. 1955. Некоторые новые данные по фауне и стратиграфии нижних свит угленосной толщи Карагандинского бассейна. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 3, стр. 96—112.
8. Наливкин Д. В. 1956. Учение о фациях. Изд-во АН СССР.
9. Попов А. В. 1964. О возрасте некоторых визейских гониатитовых фаций Тянь-Шаня в условиях их образования. Мат-лы по геол. Тянь-Шаня, вып. IV (стратиграфия и тектоника). Изд. АН Киргиз. ССР.
10. Руженцев В. Е. 1960. Принципы систематики. система и филогения палеозойских аммоноидей. Тр. Палеонтол. ин-та, т. 83, стр. 1—331.
11. Смирнов А. Д. 1940. Стратиграфия верхнедевонских и каменноугольных отложений бассейна оз. Сон-Куль (Тянь-Шань). Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
12. Bisat W. S. 1924. The Carboniferous goniatites of the north of England and their zones. — Yorksh. Geol. Soc., new ser., vol. XX part I, p. 40—124, pls. 1—10.
13. Bisat W. S. 1934. The goniatites of the Beyrichoceras zone in the north of England. — Proc. Yorksh. Geol. Soc., vol. XXII, part 4, p. 280—309, pls. XVII—XXIV, text-figs. 1—27.
14. Bisat W. S. 1952. The goniatite succession at Cowdale Clough, Barnoldswick, Yorkshire. — Ibid., vol. 6, p. 155—181, pls. 1—3.
15. De Lépine G. 1941. Les goniatites du Carbonifère du Maroc et des confins algéro-marocains du Sud (Dinantien-Westphalien). Protect. l'état Français au Maroc, Direct. gen. Trav. Publ. Div. Mines et Geol., serv. Geol., Notes et Mém., No. 56, p. 1—110.
16. Hall J. 1860. Notes and observations upon the fossils of the Goniatite limestone of the Marcellus shale of the Hamilton group, in the aestern and central parts of the State of New York and those of the Goniatite beds of Rockford, Indiana, with some analogous forms

- from the Hamilton group proper. — Ann. N. Y. State Cabinet Natur. History, Rep. 13, p. 95—112.
17. Holzappel E. 1889. Die Cephalopoden-führenden Kalke des unteren Carbon von Erdbach-Breitscheid bei Herborn. — Paläontol. Abhandl., Bd. 5, N. F., Bd. I, H. I, S. 1—VIII.
18. Hyatt A. 1884. Genera of fossil cephalopods. — Proc. Boston Soc. Nat. Hist., vol. XXII, p. 253—338.
19. Kullmann J. 1961. Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). I. Stratigraphie, Paläontologie der U. O. Goniatitina Hyatt. — N. Jb. Geol. Paläont., Abb., 133 (3), 219—326, 12Abb., Taf. 19—23, Stuttgart 1961.
20. Kullmann J. 1963. Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien.) II. Paläontologie der U. O. Prolecanitina Miller et Furnish Die Altersstellung der Faunen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abb., 116(3), 269—324, 11 Abb., Taf. 17—20, Stuttgart.
21. Miller A. K. and Collinson C. 1951. Lower Mississippian ammonoids of Missouri. — Ibid., vol. 25, No. 4, p. 454—487, pls. 68—71, text-figs. 1—14.
22. Miller A. K. and Furnish W. M. 1958. Goniatites of the Burlington limestone in Missouri. — Journ. Paleont., vol. 32, No. 2, p. 269—274, pl. 35, text-figs. 5.
23. Miller A. K. and Garner H. F. 1955. Lower Mississippian cephalopods of Michigan. Part III. Ammonoids and summary. — Contrib. Museum Paleontol. Univ. Michigan, vol. 12, No. 8, p. 113—173.
24. Pareyn C. 1962. Les Massifs carbonifères du Sahara Sud-Oranais. Tome II. Paléontologie stratigraphique. — Publ. Centre Rech. Sahar., sér. Géol., 1 (1961), p. 1—244, Paris.
25. Schindewolf O. H. 1951. Über ein neues Vorkommen unterkarbonischer Pericyclus-Schichten im Oberharz. — Neu. — Jahrb. Geol., Paläont., Abhandl., Bd. 93, H. I, S. 23—116, Taf. 3—7, Abb. 1—32.
26. Schmidt H. 1925. Die carbonischen Goniatiten Deutschlands. — Ibid., Bd. XLV, S. 489—609, Taf. 19—26, Abb. 1, 2.
27. Smyth L. B. 1951. A Visean cephalopod fauna in the Rush slates of Co. Dublin. — Proc. Royal Irish Acad., vol. 53, sec. B, No. 15, p. 289—309, pl. II, text-figs. I.
28. Sowerby J. 1813. Mineral conchology of Great Britain, v. p. 1—234, London.

Резюме

Макалада Молдо-Тоодогу жана Сөң-Көлдүн түштүк жагындагы визе учурундагы гониатиттүү катмарлардын стратиграфиясы каралды.

З. Н. Пояркова

О МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КУРАМИНСКОГО ХРЕБТА

В строении Кураминского хребта меловые отложения играют незначительную роль. Они распространены лишь по южной его окраине (на границе с Мурзарабатской котловиной). Небольшой выход их известен и на восточном склоне хребта, в окрестностях кишлака Шайдан.

О меловых отложениях Мурзарабатской котловины коротко упоминалось в работе Б. А. Борнемана (1940), который отнес их к турону и сенону. Более известен Шайданский разрез, однако и его стратиграфия трактовалась по-разному (см. таблицу).

Благодаря детальному изучению меловых отложений в районе кишлаков Шайдан, Адрасман и Кан-Сай (см. рис. 1), автор получил возможность произвести более детальное стратиграфическое расчленение разреза, чем делалось раньше. Это в свою очередь помогло выяснению палеогеографической обстановки, существовавшей в Фергане в поздне меловую эпоху.

Прежде чем перейти к изложению новых данных, дадим краткое описание изученных разрезов.

Примерно в 5 км к северо-востоку от кишлака Шайдан на палеозойских гранитах полого залегают следующие меловые отложения:

Верхний турон

Верхи томазитового горизонта 1. Гравелиты красные и серые, переходящие в мелкогалечный конгломерат из обломков подстилающих пород и кремней, сцементированных карбонатным или глинистым цементом. В кровле залегает прослой (0,4 м) пестрой глины. 2 м.

2. Мергели белые с желтоватыми и сиреневыми пятнами, комковатые, сильно песчаные, с включением гранитной дресвы (местами переходят в брекчию). Вверху наблюдается тонкий прослой глины красной с серыми пятнами. 4 м.

В мергелях нами обнаружены брахиоподы, гастроподы *Lyosoma caucasica* Pcel., *Tylostoma globosum* Sharpe, *Gyrodos subtenellus* Pcel., *G. si-*

Таблица

Расчленение меловых отложений Шайданского разреза

О. С. Вялов, 1947		С. Н. Симаков, 1953		А. М. Габрильян, 1957		Н. Н. Верзилин, 1963		З. Н. Пояркова, 1965	
Возраст	Свита	Возраст	Свита	Возраст	Свита	Возраст	Свита	Возраст	Свита
Палеоген	Сузакская свита	Палеоген	Сузакская свита	Палеоген	Сузакская свита	Палеоген	Бухарская свита	Палеоген	Сузакская свита
	Бухарская свита		Бухарская свита		Бухарская свита		Сузакская свита		
Сеноман-турон и сенон	Яловачская, пестроцветная и гознау	Сенон	Яловачская свита	Сенон	Бухарская свита	Сенон	Верхненческая свита	Сенон	Свита тебель и агарал
	Экзогированная свита		Аналог устричной толщи		Сеноман-турон		Свита яловач		Свита яловач

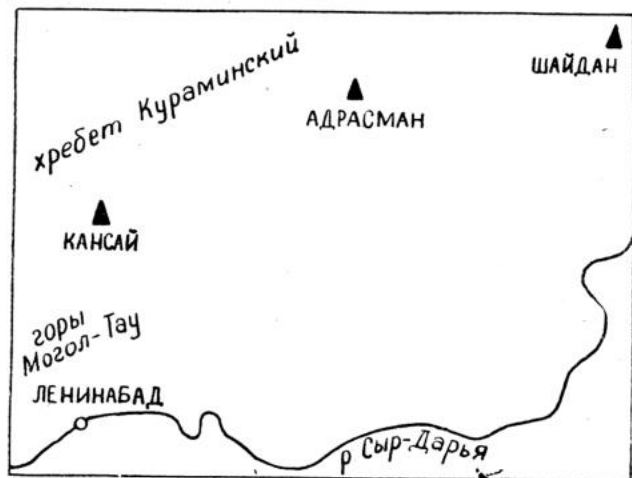


Рис. 1. Расположение изученных разрезов.

milis Pcel., *Pseudomesalia bicarinata* Pcel., *Ascensovoluta yalpakensis* Pcel., *A. veberi* Pcel., *Rostellinda pulchra* Pcel., *Actaeonella ovata* Pcel., пелициподы *Liostrea delectrei* Coq., *L. boucheroni* Coq., *Exogura turkestanensis* Born., *Arca* sp., *Megatrigonia (Apiotrigonia) turkestanensis* (Ark.), а также клешни и норы среднехвостых раков. Кроме того, здесь присутствуют фораминиферы *Discorbis vascus* N. Бук. и остракоды *Cythereis composita* Mandelst., *Cytherella supercostata* Mandelst., *C. pallula* Mandelst., *C. bornemanni* Mandelst., *C. nitens* Mandelst., *Aequacythereidea superedita* Mandelst., *A. tunicata* Mandelst. и др. (Симаков, 1953).

Общая мощность верхов томазитового горизонта 6 м.

Верхний турон-сантон

Яловачская свита. 3. Песчаники красные, красновато-желтые и розоватые, слюдястые, рыхлые, реже со сгустковым кальцитовым цементом, местами косослоистые, с линзами (0,1—0,3 м) розового мелкогалечного конгломерата из угловатых галек кремней и сланцев. Внизу наблюдается прослой (0,2 м) известняка розово-серого узловатого песчанистого с мелких гравием а в верхней части — тонкие прослой красных глин. 28 м.

Нижний кампан

Агааральская и текебельская свиты. 4. Песчаники светло-серые, почти белые, крепкие, мелкозернистые, тонкослоистые, слюдястые по плоскостям наслоения. Содержат прослой серых, красных и сиреневых мергелистых глин с *Goniobasis* sp. и *Cyrena* sp. внизу. 18 м.

Верхний кампан

Радиолитовый горизонт. 5. Доломиты белые, песчанистые, вверху с прослоями песчаников белых мелкозернистых. 7 м.

В нижней части слоя 5 содержатся многочисленные ядра и отпечатки *Lopha (Arctostrea) cf. falcata* (Mort.), *Liostrea cf. acutirostris* Nils., *Liostrea cf. michailowskyi* Born., *Chlamys cf. dujardini* (Roem.), *Septifer cf. gaurdakensis* Bobk., *Modiola* sp. и др. В верхней его половине встречаются только ядра пелиципод плохой сохранности.

Общая мощность верхнего мела 59 м.

Палеоген

Сузакская свита. 6. Глины зеленые, пластичные, с остатками фораминифер *Haplophragmoides lacinosus* N. Бук., *Ammoscalaria pseudoexpansus* (N. Бук.), *Ammoscalaria aff. midwayensis* (Plummer), *Gaudryina* sp. (Симаков, 1953). В верхней части — светлые пески с кварцевыми стяжениями с *Ostrea kalizkyi* Vial. и *O. bellovacina* Lam. var. *trinkleri* Bohm. Более 10 м.

У кишлака Адрасман на палеозойских гранитоидах горизонтально залегают следующие меловые породы:

Верхний турон

Верхи томазитового горизонта. 1. Конгломерат серый, гравийный, рыхлый. Состоит преимущественно из гальки подстилающих изверженных пород, а также гальки кварца и кремня. 0,5 м.

2. Песчаники красные и желтоватые с прослоями красных и серых глин и тонкими прослоями известняков. Изредка встречаются норы среднехвостых раков. 5,5 м.

Общая мощность верхов томазитового горизонта 6 м.

Верхний турон-сантон

Яловачская свита. 3. Песчаники розовые и желто-розовые, слоистые и косослоистые, с включением мелкой гальки, линзами пестрой глины и пластиками конгломератов. Изредка встречаются неопределимые обломки костей. 14 м.

Нижний кампан

Ага-аральская и текебельская свиты. 4. Песчаники серые, среднезернистые, известковистые, местами косослоистые, с включениями мелкой кремневой и кварцевой гальки или катунов серых глин с прослоями зеленоватой и красной глины и серого мергеля. 16 м.

Верхний кампан

Радиолитовый горизонт. 5. Известняк желтоватый; местами переходит в известняк-ракушник (из ядер угнетенных пелиципод). 1 м.

Общая мощность меловых отложений 37 м.

Палеогеновые образования здесь задернованы.

В 1,5—2 км к юго-востоку от поселка Кан-Сай на гранитах почти горизонтально лежат следующие меловые осадки:

Верхний турон

Верхи томазитового горизонта. 1. Конгломераты красные, мелкогалечные, с многочисленными жабдами кальцита. Гальки угло-

паты и слабоокатанные, белые кварцевые и черные кремневые, а также обломки подстилающих изверженных пород сцементированы грубозернистым известковистым песчаником. 7,5 м.

Верхний турон-сантон

Яловачская свита. 2. Песчаники красные, местами желтые, среднезернистые, со ступковым кальцитовым цементом, включениями мелкой угловатой гальки и обломками костей черепах отрядов Trionychoidea — мягкие черепахи — и Scyrtodira — скрытошейные черепахи (определения В. В. Кузнецова). В средней части песчаников — пласт красных и серых глин с редкими мелкими обохренными обрывками растений. 14 м.

3. Песчаники желтые и бледно-розовые, среднезернистые, с известковистым цементом, иногда косослойные или со знаками ряби. Нередко содержат включения гальки и гравия, а также ядра и отпечатки крупных ребристых раковин. 2 м.

4. Песчаники желтые и красноватые, среднезернистые, косослойные, слабо сцементированные, с редкими удлиненными стяжениями известковистого песчаника и катунами красной мергелистой глины. 12 м.

Общая мощность свиты яловач — 28 м.

Примерно в 1 км к юго-западу от пос. Кан-Сай выше песчаников слоя 4 обнажается пестрая «полосчатая» толща следующего состава:

Нижний кампан

Агааральская и текебельская свиты. 5. Глины серые, зеленоватые и красные, песчаные, мергелистые, с желваками мергеля, с ядрами гастропод *Goniobasis robustus* Mart. и пелеципод *Cyrena* sp. (определения Г. Г. Мартинсона). Вверху встречены прослои серого мелкозернистого песчаника. 9 м.

Верхний кампан

Радиолитовый горизонт. 6. Известняк белый, внизу песчаный, слоистый, сверху с мелкой угнетенной фауной пелеципод и гастропод мелового облика. 1 м.

Общая мощность меловых отложений — 45,5 м.

Палеоген

Сузакская свита. 7. Задернованная толща светло-серых песчаников с прослоями серых глин и кремнистыми стяжениями. Более 10 м.

При стратиграфических исследованиях в Фергане О. С. Вяловым (Вялов и др., 1947) было выявлено развитие в кровле экзогировой свиты (устричной толщи — З. П.) пласта известняка «с ядрами пелеципод и редкими морскими ежами». Этот пласт, отмеченный в ряде разрезов к востоку от Исфары, был назван О. С. Вяловым кувинским.

Проводившееся нами в течение ряда лет изучение фауны устричной толщи показало, что именно к этому пласти приурочен наиболее богатый комплекс морских ежей, брюхоногих и пластинчатожаберных моллюсков. Этот комплекс является строго постоянным для всех разрезов Ферганы. Исклю-

чение составляют лишь морские ежи, количество которых резко убывает в западном направлении. К западу от Соха они уже не встречаются. Общий список ископаемых кувинского пласта следующий: *Echinobrissus markovi* Faas, *Ech. gultchensis* Schmidt, *Hemiaster blanckenhorni* Per. et Gauth., *H. solignaci* Lamb., *Pygaulus faasi* Schmidt, *Arca* aff. *ligeriensis* Orb., *A. passyana* Orb., *Megatrigonia* (*Apiotrigonia*) *turkestanensis* Arkh., *Cardium productum* Sow., *Liostrea delectrei* Coq., *Exogyra turkestanensis* Arkh., *Rostellinda ferganensis* Pcel., *R. pulchra* Pcel., *Rostellana subconstricta* Pcel., *R. subarizpensis* Pcel., *Ascensovoluta veberi* Pcel., *A. yalpakhensis* Pcel., *Gyrodes subtenellus* Pcel., *G. similis* Pcel., *Tylostoma ferganense* Pcel., *T. globosum* Sharpe, клешни среднехвостых раков и др.

Аналогичный комплекс, как мы видели, встречен и в низах Шайданского разреза. Отличия между ними состоят в следующем. Повсюду в Фергане в соответствующих отложениях доминируют представители семейства Volutidae. В Шайдане же они в значительной мере «разбавлены» псевдомезалиями и актеонеллами, которые, по данным В. Ф. Пчелинцева (1953), широко распространены в западных районах Узбекистана¹, но неизвестны в Ферганской долине. Характерно для Шайданского разреза также наличие крупных лио-

¹ В. Ф. Пчелинцев указывает представителей псевдомезалий и актеонелл из нижнего турона Приташкентского района и Кызыл-Кумов, а единственный вид рода *Lyosoma* описан им из нижнего турона Закавказья. Актеонеллы в большом количестве встречаются и в сеномане Западного Узбекистана (Симаков, 1952). В Кураминском же хребте представители указанных родов содержатся в более молодых (верхнетуронских) отложениях. Такое стратиграфическое смещение можно объяснить рядом причин, главными из которых автору представляются следующие. Во-первых, миграция гастропод, по-видимому, происходила сравнительно медленно. Наглядным примером этому может служить тот же кувинский комплекс гастропод Ферганы, который в Алайском хребте, по нашим данным, содержится в более молодых отложениях (самые верхи турона и коньяк, свита о₂-Р). В связи с этим интересно отметить, что из встреченных у Шайдана западных форм в Алайский хребет переместилась только одна *Lyosoma caucasica* Pcel. При этом размеры ее здесь уменьшились более чем в два раза по сравнению с шайданскими формами. Во-вторых, В. Ф. Пчелинцевым изучались старые коллекции А. С. Аделунга, Г. В. Шведова и других исследователей, когда стратиграфия мела Средней Азии только еще начала разрабатываться. Поэтому в ряде случаев возможна неточная датировка вмещающих отложений,

как, например, произошло с ферганской *Nerinea ferganensis* Pcel., которую автор помещает то в сеноман, то в нижний турон (Пчелинцев, 1953).

сом, которые в пределах собственно Ферганы еще не встречены. Таким образом, в верхах томазитового горизонта Шайдана наблюдается смещение западной и ферганской фауны. Несмотря на указанные отличия, кувинский комплекс Ферганы и фауна Шайдана явно идентичны. Это заключение позволяет сделать вывод о том, что низы устричной толщи (экзогировый и большая часть томазитового горизонта) в Шайданском разрезе отсутствуют.

При описании Шайданского разреза мы отмечали наличие в подошве пласта гравелитов, переходящих в мелкогалечный конгломерат. В мергелях с фауной также наблюдались грубообломочные породы. В юго-западном направлении осадки испытывают еще большее погрубение. В районе Адрасмана кувинскому пласту отвечает пачка красных песчаников с прослоями красных и серых глин и известняков с пластом серого гравелита в подошве. В этих отложениях часто встречаются норы среднехвостых раков, что указывает на близость береговой линии (Геккер и др., 1962). У поселка Кан-Сай аналогом кувинского пласта, вероятно, является пачка красных мелкогалечных конгломератов (рис. 2).

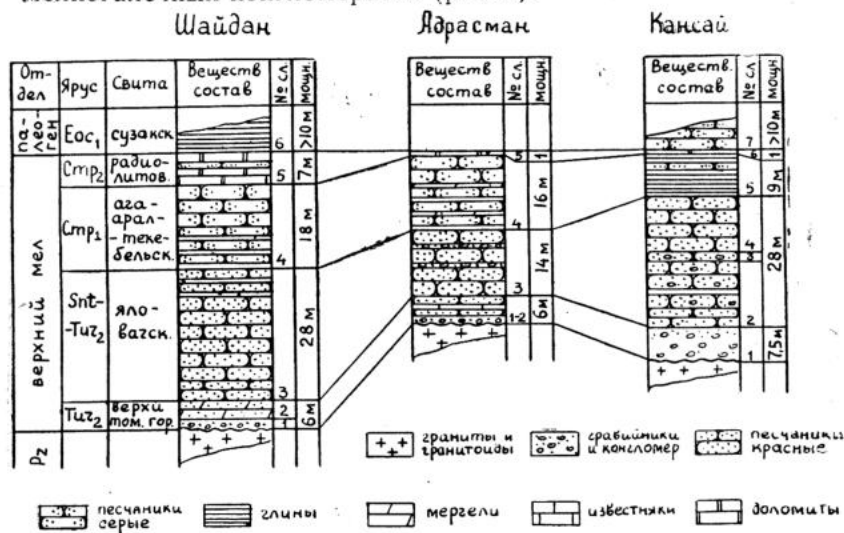


Рис. 2. Сопоставление меловых отложений.

Свита яловач во всех описанных нами разрезах представлена красными и желтыми песчаниками, иногда косослоистыми, с остатками костей черепах. Такое же строение свита имеет и в западной Фергане. В частности, на Исфаре нами встречены остатки тех же черепах, что и в Кан-Сайском раз-

резе. Кроме того, в ряде пунктов Ферганы в свите яловач содержатся ядра различных тригониоидов. В окрестностях поселка Кан-Сай также обнаружены остатки крупных солоноватоводных пелеципод (заключение Г. Г. Мартинсона).

Вышележащие отложения описывались предшествующими исследователями как единая свита, возраст которой оценивался по-разному (см. таблицу). В 1963 г. Н. Н. Верзилин по литологическим особенностям пород Шайданского разреза нашел возможным выделить в составе этой свиты две подсвиты. При этом нижнечексайская сопоставляется им с ага-аральской и текебельской свитами восточной Ферганы, а верхнечексайская — с радиолитовым горизонтом и надрадиолитовой свитой того же района. Фаунистические данные подтверждают правильность трактовки Н. Н. Верзилиным нижней части сенонского разреза и уточняют ее в отношении верхов разреза.

В Шайданском и Кан-Сайском разрезах непосредственно выше свиты яловач в пачке чередующихся пестрых мергелей и песчаников мы обнаружили остатки цирен и гониобазисов, а несколько ранее установили широкое развитие гониобазисов в свите ага-арал (Тар, Кара-Кульджа, Чангет-Су, Сузак и др.). В последнее время гониобазисы зафиксированы и в более западных районах (Сох). Это позволяет протягивать горизонт ага-арал через всю Фергану (исключая Наукатскую котловину) вплоть до районов Шайдана и Кан-Сая, а не ограничивать его распространение только восточной частью котловины, как представлялось ранее.

Свита текебель пока еще не может быть уверенно отделена от подстилающих образований.

В Адрасманском разрезе свиты ага-арал и текебель выделяются только по литологическому составу.

В кровле мелового разреза у кишлака Шайдан залегает горизонт белых доломитов с многочисленными ядрами и отпечатками фауны. Близкий комплекс моллюсков обнаружен нами в радиолитовом горизонте Восточной Ферганы: *Bothryolites pygus* sp., *Cassidulus* sp., *Gyropleura* (?) sp., *Biradiolites coquandi* Toucas, *B. praeingens* Toucas, *B. fissicostatus* Orb., *Chlamys dujardini* Roem., *Septifer* cf. *gaurdakensis* Bobk., *Liostrea* cf. *acutirostris* Nils., *Lopha* sp. и др.

Как видно из приведенных списков, комплекс фауны окрестностей Шайдана близок восточноферганскому, но более обеднен по сравнению с ним: здесь нет рудистов и морских ежей. Отсутствие рудистов, очевидно, объясняется неблагоприятными условиями обитания. Пока в Фергане самым западным пунктом нахождения остатков этих нормально мор-

ских животных является Исфара (Музафарова и Бабаев, 1951). В Приташкентском же районе они распространены шире. Морские ежи вообще очень редки в радиолитовом горизонте и, возможно, просто не встречены пока у Шайдана.

Над радиолитовая свита здесь, очевидно, отсутствует, так как на фаунистически охарактеризованные породы радиолитового горизонта ложатся палеогеновые отложения.

Таким образом, высказанное Р. Ю. Музафаровой и А. Г. Бабаевым (1951) мнение о возможности выделения радиолитового горизонта и в других районах Ферганы, а не только в восточной ее части, сейчас подкрепляется литологическими (Верзилин, 1963) и фаунистическими данными.

В окрестностях Адрасмана и Кан-Сая радиолитовому горизонту, очевидно, отвечает пласт известняка-ракушника с ядрами мелких угнетенных гастропод и пеллеципод, залегающий в кровле меловых отложений.

Итак, детальные исследования показали, что сенон Кураминского хребта легко расчленяется на те же стратиграфические единицы, что и разновозрастные отложения Восточной Ферганы; очевидно, в дальнейшем это окажется возможным и для Западной, о чем свидетельствуют указанные выше находки гониобазисов на Сохе и рудистов у Исфары. В таком случае стратиграфическое расчленение турона и сенона Западной и Восточной Ферганы будет одинаковым, отпадет надобность в бесчисленном количестве наименований свит. Лишь для сеномана и нижнего мела такое однообразие пока еще недостижимо.

Приведенные данные по стратиграфии позволяют уточнить взаимоотношения Ферганской и Приташкентской областей осадконакопления в поздне меловую эпоху. Впервые предположение о связи этих двух областей в туроне и сене не через узкий Мурзарабатский пролив было высказано Б. А. Борнеманом (1940). Эта точка зрения разделяется многими исследователями (Симаков, 1953; Бабаев и Акрамходжаев, 1960; Рухин, 1961; Беленький, 1961 и др.), в том числе и автором. В настоящее время можно судить более точно о времени заложения этого пролива. Судя по фаунистическим данным, современная Мурзарабатская котловина и район Шайдана превратились в морской пролив в самом конце времени устричной толщи (т. е. в позднем туроне). Наличием широкой связи с Приташкентским районом, а через него с Кызыл-Кумами и Бухарской областью и объясняется отмеченное выше смещение ферганской и западной фаун у кишлака Шайдан. Представляется, что южной границей Мурза-

рабатского пролива являлись горы Могол-Тау, северная же располагалась где-то за Шайданом, в области современного Кураминского хребта.

К сожалению, территория к западу от Мурзарабатской котловины покрыта современными отложениями, и строение мела здесь неизвестно. Находки туронских устриц *Liostrea delectrei Coq.* и *L. oxiana Rom.* известны лишь северо-западнее, в районе Джамсугума (Беленький, 1961).

В более поздние времена, вопреки утверждениям многих исследователей, отчетливой связи рассматриваемых областей не наблюдается. Возможно, она прекратилась уже во время отложения осадков свиты яловач. Во всяком случае, как уже говорилось, в радиолитовом горизонте Шайдана отсутствуют рудисты, широко распространенные в Приташкентском районе и на востоке Ферганы, а в Кан-Сая и Адрасмане соответствующие отложения содержат только мелкие угнетенные ядра пеллеципод и гастропод.

В начале палеогена (бухарский век) осадконакопления в этом районе не происходило (Беленький, 1961; Геккер, Осипова и Бельская, 1962). Лишь в сузакском веке Мурзарабатская котловина испытала слабое погружение и вновь превратилась в пролив, связывавший Ферганский бассейн с Приташкентским.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беленький Г. А. Геологическое строение Приташкентских Чулей. Ташкент, 1961.
2. Бабаев А. Г. и Акрамходжаев А. М. Палеогеография нефтегазоносных меловых отложений Узбекистана. Ташкент, 1960.
3. Борнеман Б. А. Меловые отложения юго-востока Средней Азии. Ташкент, 1940.
4. Верзилин Н. Н. Меловые отложения севера Ферганской впадины и их нефтеносность. Тр. Ленинградского общества естествоиспытателей, т. 70, вып. 2, 1963.
5. Вялов О. С., Габрильян А. М., Зубов И. П., Клейнберг В. Г., Мейер Г. Я. и Хуторов А. М. Геологическое строение и перспективы нефтеносных районов Средней Азии. т. 1, Ферганская депрессия. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 24, 1947.
6. Габрильян А. М. Литология, палеогеография и вопросы нефтегазоносности верхнего мела и палеогена Ферганской депрессии. Ташкент, 1957.
7. Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. М., 1962.
8. Музафарова Р. Ю. и Бабаев А. Г. О радиолитовом горизонте Ферганы. ДАН Узб. ССР, № 4, 1951.
9. Пояркова З. Н. Палеогеография Южной Киргизии в меловом периоде (в печати).
10. Пояркова З. Н. Некоторые особенности расселения переднежаберных гастропод на территории Южной Киргизии (в печати).

11. Пчелинцев В. Ф. Фауна брюхоногих верхнемеловых отложений Закавказья и Средней Азии. М.—Л., 1953.
12. Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. 1962.
13. Симakov С. Н. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. Тр. ВНИИГРИ, спец. сер., вып. 2. 1952.
14. Симakov С. Н. Меловые отложения Ферганы, Алайского и Заалайского хребтов. Тр. ВНИИГРИ, спец. сер., вып. 5, 1953.

Резюме

Макалада Курамин тоо кыркасында жогорку турон (томазит горизонту), жогорку турон-сантон (яловач свитасы), кампан (агаарал жана текебель свиталары) жана маастрихт (радиолиит горизонту) катмарлары бөлүнгөндүгү баяндалат. Изилденген район Фергана менен Ташкентке чектеш райондорду денгиз аркылуу жеке гана томазит горизонту пайда болгон убагында гана байланыштырып тургандыгы көрсөтүлөт. Андан кийинки убакыттарда (сузак векине чейин) көрсөтүлгөн райондордун ортосунда байланыш болбогондугу даана байкалат.

М. В. Неймышев

СТРАТИГРАФИЯ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОЧКОРСКОЙ ВПАДИНЫ В СВЕТЕ НОВЫХ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

До последнего времени в неогеновых отложениях Кочкорской впадины были известны два местонахождения костных остатков млекопитающих. Одно из них, обнаруженное К. Д. Помазовым, расположено на юго-западных склонах гор Орток, в левом борту сая Тала-Булак, в 1 км к востоку от одноименного селения. Костеносный пласт здесь залегает в средней части 50-метровой толщи серых песчанистых глин, имеет мощность около 7 м и прослежен на расстоянии 1 км. Кости хорошей сохранности, встречаются черепа, конечности, серии позвонков и большие части скелетов носорогов, газелей, трагоцеров, жираф, свиней, мастодонтов и гиппарионов.

По определению Б. А. Трофимова, фауна сходна с гиппарионовой фауной Казахстана и относится к плиоценовому возрасту [2]. Другое местонахождение обнаружено В. С. Бажановым в 1960 г. в горах Айгыр-Джал (устное сообщение).

В 1961 г., при изучении разреза неогеновых отложений южной части Кочкорской впадины, в 8 км юго-западнее пос. Кочкорка, в обнажениях правого берега р. Джуан-Арык нами зафиксировано два слоя песчаников, насыщенных костями крупных млекопитающих.

Толща пород, вмещающая костеносные горизонты, имеет мощность 325 м и представлена переслаивающимися между собою алевролитами, глинами и мергелями зеленовато-серой и серой окраски с мощностью отдельных прослоев от 0,3 до 2,7 м.

Нижний костеносный горизонт представляет собою мелкозернистый плохо отсортированный полимиктовый песчаник зеленовато-серого цвета с карбонатно-глинистым цементом и многочисленными обломками костей крупных млекопитающих. Остатки костей встречаются обычно в виде скоплений, которые беспорядочно перепутаны и изломаны, однако не не-

сут следов окатанности. Мощность слоя колеблется в пределах 1—1,2 м. Характер осадков и расположение костей свидетельствуют о том, что последние переносились сюда речными водами или временными потоками и скапливались в углублениях дна прибрежной части озера.

Собранные из этого горизонта кости, по определению В. С. Бажанова, принадлежат: нижняя челюсть (рис. 1) —

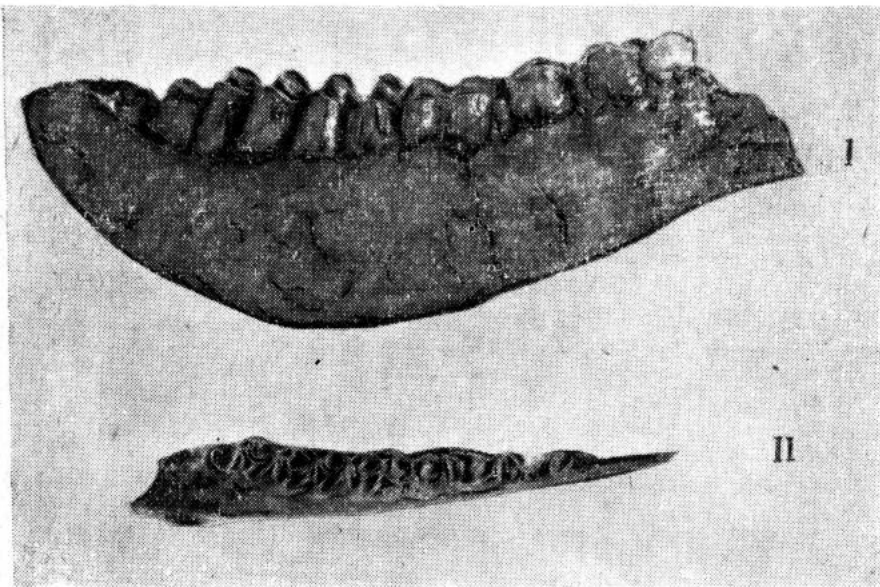


Рис. 1. Нижняя челюсть жирафы *Samotherium Sp.* из обнажения правого берега р. Джуан-Арык (1-й костеносный горизонт). I — вид сбоку (натуральная величина); II — вид сверху (2/3 натуральной величины).

жирафе *Samotherium Sp.*, а зуб — молодому носорогу *Chilotherium Schlosseri* (Web.). Остальной костный материал оказался фрагментарным, не поддающимся точному определению, тем не менее, по имеющимся обломкам костей конечностей, рогов и пр., можно предположить, что это остатки газелей.

Второй костеносный горизонт залегает в 150 м вверх по разрезу и представляет собою также слой зеленовато-серого полимиктового песчаника, в кровле которого отмечаются комковатые стяжения карбонатного вещества. По содержанию костей этот слой богаче нижнего, на отдельных участках он

почти на 50% состоит из костных остатков, среди которых обнаружены более или менее хорошо сохранившиеся черепа, группы позвонков, кости и нерасчлененные фаланги конечностей. Один из черепов, извлеченный нами из обнажения, и крупные кости конечностей оказались остатками носорога Шлоссера, другой череп, по-видимому, принадлежит молодому мастодонту. Последний мы не стали извлекать из породы во избежание порчи находки и ограничились фотографией (рис. 2).

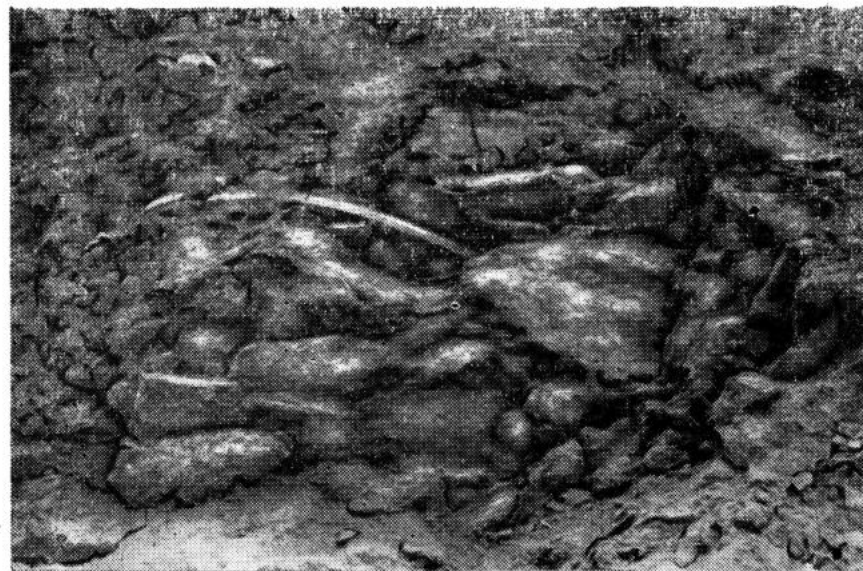


Рис. 2. Череп мастодонта в обнажении правого берега р. Джуан-Арык. (2-й костеносный горизонт).

Найденные костные остатки, по мнению определявшего их В. С. Бажанова, относятся ко второй половине миоцена, включая начало плиоцена классической стратиграфической шкалы.

Описанная фауна в совокупности с ранее известными местонахождениями гиппарионов в горах Орток и богатейшим местонахождением миоценовой фауны и флоры в долине р. Кичи-Туз, расположенным ~ в 10 км западнее р. Джуан-Арык, дают основание пересмотреть стратиграфические схемы неогеновых отложений Кочкорской впадины и уточнить возраст выделенных подсвит для различных ее участков.

Хорошая обнаженность и, следовательно, более или менее полные разрезы палеоген-неогеновых отложений Кочкорской впадины наблюдаются в ее южном борту. Здесь, в верховьях сая Биже, на правом склоне долины, обнажаются породы Киргизского красноцветного комплекса. В основании они сложены красными базальными гравелитами с известково-глинистым цементом и выше сменяются бурыми гравелитами и песчаниками с редкими прослоями красно-серого мергеля. Затем следуют красно-бурые загипсованные глины с единичными тонкими прослоями и линзами светло-серого и зеленовато-серого мергеля. Видимая мощность отложений — 180 м. С юга свита имеет тектонический контакт с гранитами.

Возраст комплекса по аналогии с подобными породами других межгорных впадин определяется как верхний палеоген — нижний неоген.

Севернее на этом же участке распространены более молодые отложения, характерные уже для Тянь-Шаньского орогенического комплекса, которым С. С. Шульц в свое время присвоил название «Кочкорская толща» и выделил в ее составе три свиты с индексами N_kA , N_kB и N_kC . Предполагая фациальные изменения этих свит от периферии к центру депрессии, синхронные отложения центральных частей впадины им были соответственно обозначены индексами N_kA' , N_kB' и N_kC' [3].

Позднее И. Л. Захаров, А. Ф. Еремин, К. Д. Помазков и др. эти отложения назвали кочкорской свитой. Выделяя в ее составе три подсвиты — нижнюю (N_{2kC_1}), среднюю (N_{2kC_2}) и верхнюю (N_{2kC_3}), они датируют ее плиоценом.

Нижняя подсвита (свита А по С. С. Шульцу) в долинах рек Кичи-Туз и Бурган-Су залегает непосредственно на коре выветривания гранитов и в основании представлена брекчиями и гравелитами с линзами пелитоморфного известняка. Вверх по разрезу эти отложения сменяются переслаивающимися между собою гравелитами и грубозернистыми песчаниками с прослоями мергелей. В северной окраине впадины аналогичные по составу отложения известны на южных склонах гор Орток, где конгломерато-брекчии несогласно ложатся на терригенных отложениях карбона. Мощность грубообломочных пород достигает 250 м и к краевым частям депрессии сокращается за счет выпадения из разреза нижних слоев. Породы не содержат фаунистических остатков, но по своему положению в разрезе относятся к наиболее ранним образованиям Тянь-Шаньского орогенического комплекса. На западных склонах гор Орток в основании разреза залегают

гравелиты, переслаивающиеся с песчаниками; вверх по разрезу они сменяются фаунистически охарактеризованными верхнемиоцен-плиоценовыми песчаниками и известковистыми глинами. Нижняя подсвита грубообломочных пород здесь выпадает из разреза.

В изученном нами разрезе по р. Джуан-Арык основание нижней подсвиты не обнажается. Разрез начинается переслаиванием грубозернистых песчаников и гравелитов с известковым цементом. Выше залегает пачка озерных песчаников, алевролитов и мергелей мощностью 325 м, в которых, как уже отмечалось ранее, нами обнаружено два горизонта с фауной миоцена. Эти породы соответствуют свите N_kB^1 С. С. Шульца и должны быть отнесены к средней подсвите, так как залегающая выше толща песчаников, песчанистых

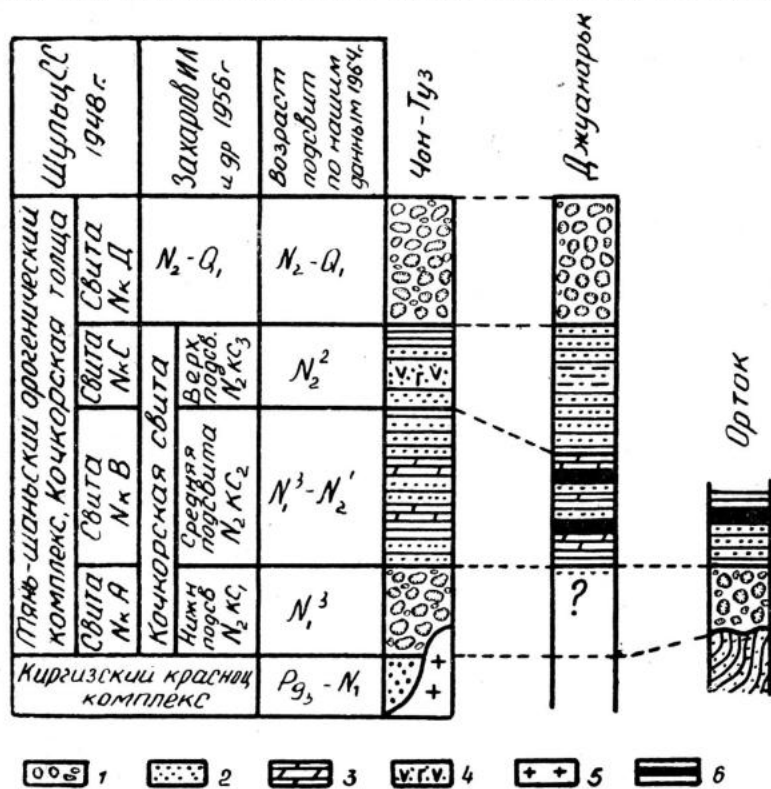


Рис. 3. Стратиграфические колонки палеоген-неогеновых отложений Кочкорской впадины и возраст выделенных стратиграфических единиц. 1—конгломераты; 2—песчаники; 3—мергель; 4—соли, гипсы; 5—граниты; 6 — костеносные горизонты.

глин и алевролитов с редкими прослоями гравелитов по своему строению, составу и положению в разрезе относится к верхней подсвите И. Л. Захарова и др. (свита NkC С. С. Шульца).

К средней подсвите причисляются также толща буровато-серых песчаников, известковистых глин и мергелей мощностью около 400 м, распространенная в нижнем течении рек Бурган-Су, Чон-Туз, и литологически сходные породы в устье сая Биже. Поскольку фауна бассейна р. Джуан-Арык идентична фауне гор Орток и относится к верхнему миоцену — низам плиоцена, то этим временем и нужно датировать среднюю подсвиту кочкорской свиты. Только верхняя подсвита, содержащая соленосные слои, уже целиком относится к плиоцену (рис. 3).

Исходя из вышеизложенного, мы приходим к выводу о более древнем возрасте кочкорской свиты, понижая стратиграфическое положение ее нижней и средней подсвит до миоцена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сикстель Т. А. Растительные остатки из третичных отложений Северной Киргизии. Ташкент, 1939.
2. Трофимов Б. А. Местонахождение гиппарионовой фауны в Киргизии. Палеонтологический журнал, 1959, № 1.
3. Шульц С. С. Кочкорская впадина. «Сов. геология», 1948, № 34.

Резюме

Макалада палеонтологиялык жаңы табылгалардын негизинде Кочкор өрөөнүнүн неоген катмарларынын стратиграфиясы кайрадан каралат.

А. Х. Ибрагимов, А. Т. Турдукулов

К СТРАТИГРАФИИ ТРЕТИЧНЫХ (ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ) КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Геологическое изучение третичных континентальных отложений (моласс) межгорных впадин Тянь-Шаня и, в частности, Чуйской впадины, началось с давних времен. Первые литературные сведения о красноцветных отложениях, наблюдающейся в них солевой и гипсовой минерализации появились в работах И. В. Мушкетова (1915), К. И. Аргентова (1909—1916), которые схематически описали их стратиграфические расчленения. Этим вопросом занимались и последующие исследователи. Но систематическое геологическое изучение всего Тянь-Шаня и третичных моласс его межгорных впадин началось лишь в советский период. За последние годы накопилось достаточное количество фондовых и литературных материалов, освещающих отдельные вопросы геологии упомянутых выше своеобразных осадочных образований (Б. А. Федорович, 1931—1933; А. Я. Петросянец, 1934—1936; Е. В. Путилов, 1937; А. Н. Прокопенко, 1938—1939; А. А. Лавров, 1939; В. Н. Огнев, 1942; С. С. Шульц, 1943, 1944, 1948, 1954; В. Н. Щербина, 1948, 1956; А. Х. Ибрагимов, 1948, 1952, 1955; Б. А. Петрушевский, 1950; В. И. Кнауф, 1948—1950; Т. К. Каржаув, 1958).

Упомянутые работы, являясь большим вкладом в изучение стратиграфических и литологических особенностей третичных отложений, не отражают, на наш взгляд, в полной мере всего многообразия и сложности геологического строения данной молассовой формации, ее вещественного состава и, в особенности, стратиграфического расчленения.

Необходимо подробнее остановиться на предложенных ранее стратиграфических схемах третичной толщи для Северного Тянь-Шаня вообще и для Чуйской впадины в частности. Нам представляется, что наиболее интересными в стратиграфическом отношении являются схемы В. Н. Огнева (1942), С. С. Шульца (1948), Б. А. Петрушевского (1950), А. Х. Ибрагимова (1955) и В. Н. Щербина (1956).

В. Н. Огнев (1942) предложил стратиграфическую схему третичных отложений Чуйской впадины на примере серафимовской антиклинали, где наиболее полно обнажается весь разрез указанной толщи, выделив снизу вверх следующие свиты:

1. Соленосную — N_a .
2. Пестроцветную — N_b .
3. Красноцветную — N_c .
4. Палевую — N_d .
5. Свиту серых конгломератов — Q_1 .

Схема была составлена на основании различий отдельных пачек пород по окраске и по макроскопическим литологическим особенностям. При этом не учитывалась ритмичность, которая является главным фактором при стратиграфо-литологическом расчленении моласс данного района. Схема В. Н. Огнева сыграла определенную положительную роль в деле изучения молассовой формации Чуйской впадины, но, в силу ее неприменимости за пределами указанной антиклинальной структуры, в настоящее время не отвечает задачам более углубленного изучения континентальных отложений Чуйской впадины.

Значительный интерес представляет предложенная С. С. Шульцем (1948) общая схема стратиграфии третичных отложений на основании изучения их почти во всех главных межгорных впадинах Северного Тянь-Шаня. Но так как указанные континентальные образования он рассматривает в региональном масштабе, эта схема носит общий характер для Северного Тянь-Шаня. С. С. Шульц кайнозойскую континентальную толщу Северного Тянь-Шаня (и в том числе Чуйской впадины) делит на два основных, литологически и генетически различных, комплекса (снизу вверх):

1. Киргизский красноцветный комплекс, датируемый им как мел-третичный (Сг—Тг), слагает нижнюю часть разреза моласс.

2. Тянь-Шаньский орогенический комплекс, возраст неоген-древнечетвертичный ($N-Q_1$), формирование его во всех районах Тянь-Шаня связано с горообразовательными процессами.

Схема С. С. Шульца сыграла значительную роль при дальнейших более детальных исследованиях межгорных впадин Тянь-Шаня и являлась до последнего времени одной из основных общепринятых стратиграфических схем. Но нам представляется, что указанное довольно общее стратиграфо-литологическое деление кайнозойских моласс не отражает всех

многообразных черт геологического строения указанной толщи и сейчас не может являться основой для более детальных и углубленных фациально-палеогеографических исследований кайнозойских моласс описываемого района.

Б. А. Петрушевским (1950) предложена следующая схема стратиграфического деления третичных отложений (снизу вверх):

1. Усунская серия (красная) — Pg_3-N_1 .
2. Карлукская серия (палево-бурая) — N .
3. Кара-китайская серия (серая) — N_2-Q_1 .

Схема Б. А. Петрушевского широкого применения не нашла. Составленная для всего Тянь-Шаня на основании общих региональных геологических данных, она, по нашему мнению, не может быть применима в качестве стратиграфической основы для дальнейших литолого-фациальных исследований кайнозойских континентальных отложений Чуйской впадины.

А. Х. Ибрагимов (1955), при изучении характера соленосности и гипсоносности третичных отложений ряда межгорных впадин Тянь-Шаня, выделил следующие литологически обособленные три комплекса (снизу вверх):

1. Терригенно-хемогенный, соответствующий киргизскому красноцветному комплексу С. С. Шульца.
2. Мелкообломочный озерный.
3. Крупнообломочный орогенический.

Последние два комплекса синхронны тянь-шаньскому орогеническому, выделенному ранее С. С. Шульцем.

Схема А. Х. Ибрагимова служила для выяснения стратиграфического положения соленосно-гипсоносных горизонтов.

Предложения В. Н. Щербиной (1956) схема деления континентальных моласс межгорных впадин Северного Тянь-Шаня отличается от схемы А. Х. Ибрагимова тем, что В. Н. Щербина указывал на наличие древней коры выветривания в основании третичной толщи. Выделение коры выветривания как самостоятельного стратиграфического горизонта, на наш взгляд, не соответствует действительности в силу того, что существовавшая когда-то древняя кора выветривания в большинстве случаев уничтожена эрозией и переотложена в виде красноцветов, а химические продукты ее — в виде глинистых пород и хемогенных образований. Сам В. Н. Щербина также не отрицает того, что «кора выветривания часто отсутствует, будучи уничтоженная размывом». Нам представляется, что аркозовые песчаники, считающиеся В. Н. Щербиной корой выветривания, являются обычными терригенными породами базального типа.

Принципы выделения ритмов

Из разбора схем стратиграфического расчленения кайнозойских моласс Чуйской впадины видно, что ритмичность осадков, хорошо выраженная в разрезе указанной толщи, не принималась в расчет; это, на наш взгляд, явилось тем препятствием, которое не позволяло выяснить все характерные черты геологического строения толщи и развития процессов, приведших к образованию столь своеобразной молассовой формации.

Наши работы, как и исследования предыдущих геологов, показали крайнюю скудность находок остатков фауны в континентальной толще Чуйской впадины. Это обусловило изрядную путаницу при выделении отдельных свит и их корреляции. Поэтому только комплексное использование биостратиграфических, диастрофических и, особенно, ритмостратиграфических данных позволило наметить более правдоподобную схему стратиграфического расчленения континентальных отложений, характеризующихся чрезвычайно высокой фациальной изменчивостью. Известно, что многие исследователи (Н. Б. Вассоевич, 1948; В. И. Попов, 1956; Н. И. Гриднев, 1955; А. М. Габрильян, 1951, 1957; А. Г. Бабаев, 1959; А. М. Акрамходжаев, 1960, и многие другие) успешно применили ритмостратиграфический метод в комплексе с другими при расчленении как морских, так и континентальных толщ, и дали наиболее приемлемые схемы стратиграфии для исследованных ими регионов.

Ритмостратиграфический метод опирается на динамический стадийный характер процессов осадконакопления, чем определяется ритмичность развития осадочных толщ. Она выражается в повторном, неравномерно-периодическом проявлении (различной степени активности) двух взаимно противоположных тенденций (например, опускания и поднятия участков земной коры), наблюдающихся в процессе развития вещества той или иной формации.

Ритмичность осадочных толщ, прежде всего, обусловлена поступательно-периодическими тектоническими движениями земной коры, характеризующимися положительными и отрицательными знаками в течение определенного отрезка геологического времени.

При выделении ритмов в толще третичных моласс Чуйской впадины мы исходили также, как В. И. Попов (1956) и Н. И. Гриднев (1955), из следующих главнейших различных взаимно согласованных особенностей осадка и измене-

ния их в процессе геологической последовательности формирования ритма от его основания к верхней части.

1. Изменение гранулометрического состава (размерность зерен) в сторону уменьшения его к концу ритма.
2. Наличие угловых несогласий (размыва) в основании ритма.
3. Увеличение степени сортировки зерен по крупности, что обуславливается смешением (интеграция) осадков в начале ритма и его дифференциацией к середине и концу ритма.
4. Изменение характера слоистости: она хорошо выражена в грубообломочных породах и затушевывается в мелкоземистых осадках средней части ритма (неяснослоистые глинисто-алевролитовые породы).

5. Увеличение мощности литологических типов пород, в середине ритма и уменьшение в конце его, т. е. скорость переноса и накопления осадков в начале ритма наибольшая, к середине и концу его она убывает.

6. Аэроморфность пород уменьшается от начала к концу ритма, другими словами — первые элементы ритма сложены породами аэроморфной окраски, а верхние элементы его — гидроморфными породами.

7. Изменение фациальной природы осадков: первые элементы ритма, как правило, сложены подгорно-веерными образованиями (веерно-обломочные, русловые, реже пойменные), к концу ритма возрастает роль застойных (озерных), пойменных типов осадков.

8. Тенденция уменьшения полимиктовости обломочных зерен к середине и к концу ритма и увеличения коэффициента устойчивости тяжелой фракции.

Указанные выше главнейшие особенности ритмичности позволяют расчленить толщу кайнозойских моласс описываемого района на ритмостратиграфические единицы и сопоставить различные разрезы; при этом биостратиграфические данные дополняют и уточняют отдельные моменты предложенной нами ритмостратиграфической схемы, которая приводится ниже.

Вся толща моласс Чуйской впадины, имеющая многие общие черты с разрезами моласс других впадин Северного Тянь-Шаня и Памира, объединяется в одну ритмотолщу, названную нами киргизской.

Исходя из довольно четко выраженной ритмичности двух видов — тектонической и климатической, киргизская ритмотолща подразделяется нами на две крупные ритмоподтолщи (нижнюю и верхнюю), которые, в свою очередь, расчленя-

ются на ритмосвиты, по объему соответствующие ранее выделенным свитам.

Так, нижняя ритмоподтолща состоит из трех ритмосвит (свит) — подсоленосной (I), соленосной (II) и пестроцветной (III), которые в целом отвечают олигоценовому и миоценовому этапам развития региона. Верхняя ритмоподтолща, охватывающая плиоцен-нижнечетвертичный этап, также объединяет в себе три ритмосвиты (свиты) — красноцветную (IV), палевою (V) и серую (VI).

Согласно стратиграфической терминологии Министерства геологии и охраны недр СССР, свиты должны именоваться географическими названиями. В связи с этим ранее предложенные наименования свит изменены, и геолого-съёмочными группами Управления геологии и охраны недр при Совете Министров Киргизской ССР приняты новые географические названия, которые введены в легенду геологических карт серии Северного Тянь-Шаня и утверждены редсоветом ВСЕГЕИ.

Во избежание дальнейшей путаницы в трактовке свит мы также приняли во внимание утвержденные их названия и именуем ими выделенные нами ритмосвиты (свиты).

Новые названия свит (ритмосвит)		Старые названия свит
Шарпылдакская (VI) —	N_2^3	Серая конгломератовая
Чуйская (V) —	N_2^{2-3}	Палевая
Сары-агачская (IV) —	N_2^1	Красноцветная
Джельди-суйская (III) —	N_1^{2-3}	Пестроцветная
Серафимовская (II) —	N_1^{1-2}	Соленосная
Сулу-терекская (I) —	Pg_3^2	Подсоленосная

Преимущество ритмостратиграфической схемы заключается в том, что при корреляции немых толщ, каковыми являются киргизская ритмотолща и молассовые образования других межгорных впадин Северного Тянь-Шаня, границы между ритмами (ритмосвитами) могут быть приняты за изохронные (одновозрастные) поверхности, которые обусловлены синхронностью проявления колебательных движений на территории всего Северного Тянь-Шаня, как единой структурно-тектонической зоны. Если при этом учесть чрезвычайную фациальную и литологическую изменчивость осадков в пределах исследуемой впадины, то становится ясной несостоятельность литостратиграфической (по окраске и иным особенностям осадка) корреляции отдельных свит, проводившейся

ранее. Так, например, сары-агачская свита верхней ритмоподтолщи в районе левобережья р. Норус представлена преимущественно разнородными песчаными и песчано-алевритовыми породами кирпично-красного цвета с характерной русловой и пойменной косою слоистостью. Она же на западе, в районе рек Бек-Тоо, Аламедин и Ала-Арча, сложена в основном глубообломочными гравелито-конгломератовыми породами коричневатого-красного цвета более светлых оттенков. Такое же изменение претерпевают как выше, так и ниже лежащие ритмосвиты, но при этом сохраняется общий характер ритмичности всей толщи. Этим облегчается сопоставление различных по петрографическому составу пачек пород. Примеры такого же сопоставления мы имеем как в мезозойских, так и кайнозойских отложениях Ферганской депрессии (В. И. Попов, 1940; А. М. Габрильян, 1957; А. М. Акрамходжаев, 1960).

Палеоген

Сулу-терекская свита — Pg_3^2 представлена континентальными отложениями: алевропелитами, разнородными песчаниками, песчано-глинистыми известняками, различными паттумными породами красноцветных оттенков. Полный разрез свиты можно наблюдать в бассейне рек Сулу-Терек (Бомское ущелье), Кашка, Боорду, Шамси (восточное окончание Чуйской впадины). Аналоги данной свиты вскрыты параметрической скважиной «А», пробуренной в районе Серафимовской антиклинали, где они подстилают соленосные отложения, и представлены песчаниками, алевролитами буровато-красного цвета мощностью 28 м (скважина не вышла из толщи подсоленосных отложений, и бурение было прекращено). Одной из характерных особенностей свиты является наличие в ней пластов глинистого гипса, имеющего промышленное значение (Сулу-Терек, Шамси, Кашка, Боорду). Мощность свиты 270—300 м. Однако нам представляется, что некоторая часть разреза свиты в восточной части впадины эродирована, судя по отчетливо намечаемому размыву между данной свитой и вышележащими отложениями.

Возраст свиты нами условно определяется как верхний палеоген (олигоцен). Такая трактовка вызвана тем, что сулу-терекская свита залегает (иногда с размывом) на покровах оливиновых базальтов, возраст которых также условно определяется многими исследователями как верхнемеловой или нижнепалеогеновый. Свита по своим литолого-фациальным особенностям довольно резко отличается от неогеновых

отложений как Чуйской, так и других северно-тянь-шаньских впадин. Кроме того, по своей окраске породы сулу-терекской свиты напоминают континентальные аналоги верхнего палеогена Ферганской и Таджикской депрессии. Органических остатков в свите не найдено, за исключением костей динозавров верхнемелового возраста, которые, по всей вероятности, являются переотложенными и не могут использоваться в качестве критерия для определения возраста включающих их отложений (И. А. Ефремов, 1944).

В аналогичных в литологическом отношении отложениях Иссык-Кульской впадины (р. Джеты-Огуз) А. П. Кириковым (1927) была найдена черепаха *Stylomys karakolensis Riab.*, возраст которой, по определению А. Н. Рябинина (1927), олигоцен-миоценовый (не выше нижнего миоцена). Интересны находки (Д. Н. Казанли и В. С. Бажанова) в Илийской впадине костей черепах (Testudinidae, Trionyxidae), примитивных свинообразных (Suiformes), черепах (Crocodilia), возраст которых, по Е. Д. Шлыгину, Д. Н. Казанли и В. В. Лаврову (1952), олигоценый.

Возраст сулу-терекской свиты, условно относимой нами к олигоцену, остается спорным, и только фаунистические находки могут достоверно уточнить ее датировку. В ритмостратиграфической схеме она соответствует I ритмосвите, является первым элементом крупного ритма (нижняя ритмоподтолща) и знаменует собой начало всей киргизской ритмотолщи.

Неоген

Серафимовская свита — N_1^{1-2} состоит из глин, реже алевролитов зеленовато-серого и красновато-коричневого цвета. Подавляющая масса глин сильно засолена, частично загипсована и содержит прослойки и линзы солей (галит, глауберит). Верхние горизонты серафимовской свиты представлены слоями загипсованных глин, тонкими пропластками и прожилками гипса. Свита залегает согласно на аналогах сулу-терекской свиты (вскрыто скважиной). В ее отложениях органических остатков не найдено, однако большинство геологов относит свиту к низам миоцена (В. Н. Огнев, С. С. Шульц и др.). Это, на наш взгляд, правильно, так как свита залегает согласно на олигоценовых отложениях сулу-терекской свиты и покрывается пестроцветной свитой, имеющей датированный фауной верхнемиоценовый возраст. Кроме того, литолого-фациальные особенности серафимовской свиты очень близки таковым соленосной свиты Акбель-Ак-

чопского разреза Западной Ферганы, имеющей, по мнению большинства исследователей, миоценовый возраст. Мощность соленосной свиты 850—900 м.

В ритмостратиграфической схеме серафимовская свита соответствует II ритмосвите и является вторым элементом нижней ритмоподтолщи. При этом она характеризуется значительно большей мощностью, тонким гранулометрическим составом слагающих ее пород и, что главное, значительной соленосностью; это в некоторой мере облегчает ее сопоставление с аналогичными свитами других впадин Тянь-Шаня.

Джельди-суйская свита — N_1^{2-3} подразделяется нами на две подсвиты:

- а) нижнюю — гипсоносную;
- б) верхнюю — мергельно-песчано-глинистую.

Гипсоносная подсвита залегает совершенно согласно на нижележащей свите и связана с ней постепенным переходом.

Основное отличие данной подсвиты от соленосной заключается в различии характера минерализации (гипсоносность), в относительно грубом составе слагающих осадков и преобладании коричневатых-красноватых горизонтов глинистых пород. Гипсоносная подсвита представлена глинами, алевролитовыми глинами различных пестрых оттенков (серый, красновато-коричневый, зеленый и др.), подверженными интенсивной гипсовой минерализации. Имеется несколько (6—7) горизонтов глинистого гипса и сильно загипсованных глин мощностью от 3—5 до 8—12 м. Органических остатков не обнаружено. Мощность свиты 175—189 м.

Верхняя — мергельно-песчано-глинистая — подсвита сложена карбонатными глинами, алевролитовыми глинами, лишенными гипсовой минерализации, тонко- и мелкозернистыми песчаниками различных цветов (от гидроморфных до аэроморфных оттенков). Верхняя часть разреза свиты сложена пачкой зеленовато-серых и серых мергелей, содержащей мало мощные (15—20 см), но выдержанные по простиранию слои глинистых известняков. Мощность пачки 50—60 м.

В этой подсвите Т. А. Сикстель (1938) обнаружила раковины *Planorbis* sp., кости позвоночных животных плохой сохранности и растительные остатки, определенные как *Phragmites*, и листья двудольных. В. Н. Огнев находил в этой же свите раковины пресноводных гастропод и окатанные обломки костей позвоночных. Очень существенны сделанные Р. Ф. Геккером и Ю. А. Орловым находки костей млекопитающих, определенных Ю. А. Орловым (С. С. Шульц, 1948) как *Hipparion* sp. *Gasella* (?) *deperdita*, *Machairodus* (?) sp.

и, по-видимому, носорог. Данная гиппарионовая фауна свидетельствует, по Ю. А. Орлову, о возрасте джельди-суйской свиты, определяемом как сармат-понт¹. Кроме того, в мергелях и глинистых известняках данной свиты найдены остракоды, определенные Н. А. Александровой (устное сообщение, 1962). Последние указывают на верхнемиоценовый возраст. Мощность подсвиты 230—250 м.

Общая мощность джельди-суйской свиты 420—450 м.

Верхняя граница джельди-суйской свиты проводится нами по кровле последнего (самого верхнего) слоя глинистого известняка, выше которого залегают слои следующей свиты.

В ритмостратиграфической схеме джельди-суйская свита соответствует III ритмосвите; последняя завершает осадки полного крупного ритма в осадконакоплении, выделенного нами в нижнюю ритмоподтолщу. Характерной особенностью данной ритмосвиты является гипсоносность ее нижней части (гипсоносная подсвита) и относительно высокая карбонатность пород, а также пестрота окраски различных слоев, чередование аэроморфных (красноцветных) и гидроморфных (зеленовато-серых, серых, светло-серых) пород.

Сары-агачская свита — N₂¹ сложена целиком породами терригенного ряда: алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами. Наблюдается общая тенденция погрубления механического (гранулометрического) состава снизу вверх по разрезу свиты. Хорошо наблюдается ритмичное строение, выраженное в чередовании слоев песчаников, гравелитов и конгломератов. Цвет пород преимущественно красновато-бурый (вверху они приобретают незначительный красноватый оттенок).

Свита знаменует собой начало нового крупного ритма, объединяющего грубообломочные отложения буро- и сероцветных моласс верхней половины всей ритмотолщи. Резкое изменение литолого-фациальных особенностей и общей окраски является следствием значительных перемен, имевших место в тектонических и климатических факторах региона, начиная со времени образования сары-агачской свиты. Органические остатки в свите пока не обнаружены. Однако по согласному залеганию ее на фаунистически охарактеризованной джельди-суйской свите (верхний миоцен), а также учитывая то, что данная свита знаменует начало нового большого ритма (верхняя ритмотолща), мы датировем условно ее возраст как нижний плиоцен. Мощность свиты 450—500 м.

¹ Вероятно, возраст сарматский, так как понтический век характеризовался суровым ледниковым климатом, и в СССР не найдено гиппарионовой фауны этого возраста (см. сводку А. А. Борисяка).

По ритмостратиграфической схеме сары-агачская свита соответствует IV ритмосвите.

Чуйская свита — N₂²⁻³ связана постепенным переходом с подстилающей, и нижняя граница ее проводится нами по дошве очень крепкой пачки гравелитов с мелкой галькой красновато-серого цвета мощностью 15—20 м.

Свита представлена чередующимися слоями и пачками желтовато-бурых, палевых алевролитов, паттумов, буровато-серых и серых конгломератов. Роль конгломератовых слоев снизу вверх по разрезу свиты увеличивается, соответственно увеличиваются и размеры составляющей их гальки.

Чуйская свита подразделяется нами на две подсвиты (снизу вверх).

1. Конгломерато-мелкоземистая (нижнечуйская); в ее составе преобладают мелкоземистые (довольно карбонатные) породы — алевропелиты, песчанистые и гравелитистые паттумы, а слои конгломератов (преимущественно мелкогалечных) играют подчиненную роль. Мощность подсвиты 400—500 м.

2. Мелкозернисто-конгломератовая (верхнечуйская) подсвита сложена переслаивающимися пачками конгломератов (средне-крупногалечных) и мелкоземистых пород-паттумов; последние имеют в разрезе подсвиты резко подчиненное значение. В верхах разреза конгломераты начинают резко превалировать над паттумами, которые становятся маломощными и преобретают линзовидный характер. Мощность подсвиты от 850 до 1200 м.

В. С. Бажановым и Д. Н. Казанли (1950) в отложениях верхнечуйской подсвиты найдены костные остатки, определенные В. С. Бажановым как *Equus stenonis* Cocchi, *Cervus* aff. *elephus* L., кости семейства *Felidae* (кошачьи), что позволяет относить данную подсвиту к верхнему плиоцену.

Более полный комплекс плиоценовой фауны найден в илийской свите (Юго-Восточный Казахстан). Этот комплекс В. С. Бажановым и Н. Н. Костенко (1959) назван илийским фаунистическим комплексом и отнесен ими (с учетом снижения нижней границы четвертичного периода) к нижнему антропогену, соответствующему ачкагыльскому ярусу плиоцена.

В последнее время в отложениях свиты найдены различные органические остатки (Н. В. Александрова, 1961, устное сообщение): в низах чуйской свиты — челюсть и кости млекопитающих, в средней части — зубы хищника и раковины остракод. Предварительная обработка этих находок указывает на их плиоценовый возраст.

Шарпылдакская свита — N₂³ залегает согласно на чуйской свите и связана с ней постепенным переходом. Представлена мощной толщей конгломератов серого, иногда буровато-серого цвета с редкими прослоями и линзами разнозернистых песчаников, паттумов и валунников. Литологический характер отложений свиты существенно не отличается от верхней четверти нижележащей чуйской свиты. Кроме того, шарпылдакская свита дислоцирована в едином плане с нижележащими неогеновыми отложениями. Явно видимых следов размыва и особенно несогласий между ними не обнаружено. Все это позволяет отнести данную свиту к верхнему плиоцену (апшеронский ярус) и нижнюю границу четвертичных отложений проводить по кровле шарпылдакской свиты. Существенных находок остатков фауны и флоры в отложениях данной свиты пока нет. Мощность ее 900—1100 м.

Выше с размывом и резким угловым несогласием на верхнеплиоценовых отложениях шарпылдакской свиты залегают четвертичные отложения, слагающие ряд цокольных и аккумулятивных террас. Они не являются объектом наших исследований. Стратиграфия четвертичных отложений Чуйской впадины достаточно подробно освещена в работах П. Г. Григоренко (1960) и Л. И. Турбина (1960).

Необходимо отметить, что четкое разделение неогеновой и четвертичной систем, принимаемое нами, основано на литолого-фациальных и структурных взаимоотношениях комплексов осадков указанных систем и требует, конечно, еще дополнительных фактических данных (в особенности, биостратиграфических). Однако мы считаем возможным проведение такого разделения. Оно явится первым шагом в решении спорных вопросов, касающихся стратиграфического положения шарпылдакской свиты.

Сопоставление схемы стратиграфии кайнозойских моласс Чуйской впадины с разрезами некоторых впадин востока Средней Азии

В настоящее время на основании накопленных фактических данных по разрезам кайнозойских континентальных моласс восточной части Средней Азии можно вести корреляцию разрезов кайнозойских моласс различных впадин Тянь-Шаня и Памира в первом варианте, который следует уточнить последующими специальными биостратиграфическими работами.

Кайнозойские (палеоген-неогеновые) континентальные от-

Таблица

Сопоставление рифейских отложений Киргизского хребта и Терской Ала-Тоо

Подразделения		Западная часть Киргизского хребта, по В. В. Киселеву, В. Г. Королеву, 1963	Верховья р. Малый Нарын, по В. В. Киселеву, К. Н. Нурманбетову, 1963	Терской Ала-Тоо, р. Сары-Булак, по В. Г. Королеву, 1962	
Верхний протерозой	Вендский комплекс	Перерыв		Перерыв	
		Верхний	Перерыв		Перерыв
			Средний	Терекская свита. Спилиты, диабазы, яшмы	Толща метапорфиритов, туфов
	Джелды-суйская свита. Кварцевые песчаники. Несогласие			Толща полимиктовых песчаников	
	Кенкольская серия	Овская свита. Переслаивание известняков и сланцев	Учемчекская свита. Известняки, сланцы	Толща переслаивания известняков, сланцев	
		Курган-ташская свита. Кварцевые песчаники, конгломераты, сланцы. Несогласие	Джылуусуйская свита. Кварцитовидные песчаники, конгломераты	Толща валунных сланцев, известняков, конгломератов	
	Нижний	Доломитово-сланцевые толщи Орто-Тау и Кара-Джилги	Суекская свита. Мраморизованные известняки, сульфидизированные сланцы.	Размыто	
		Крупное несогласие	Тарагайская свита. Филлиты	Сары-Булакская свита. Филлиты	
			Бельчийская свита. Диабазы, в основании конгломераты. Крупное несогласие	Сары-Булакская свита. Бельчийская свита. Порфиритоиды, диабазы	
	Нижний протерозой	Киргизская сер.	—	Порфиронды, мраморы, сланцы, конгломераты экургенкольской свиты. Крупное несогласие	?
Метаморфические толщи каиндинской, ачик-ташской, нельдинской и макбальской свит			Сарыторская свита. Слюдяные сланцы, гнейсы	Метатолщи	

ложения впадин Тянь-Шаня и Памира имеют много общих и в то же время отличительных черт.

Общими для них являются: преимущественно аэроморфная красноцветная окраска нижней половины разреза моласс (олигоцен-миоценовый возраст) и буроцветная (иногда сероцветная) окраска верхней части (плиоцен-антропоген); преобладание аллювиально-равнинных фаций в красноцветной и подгорновоерных — в буроцветной частях моласс; общая тенденция огрубения отложений снизу вверх; приуроченность соленосно-гипсоносных отложений к нижней половине разреза моласс; спорадическое нахождение органических остатков (фауна-флора) в разрезах, которые могут послужить основными реперами при сопоставлении разрезов, и другие признаки.

Основные различия в разрезах моласс разных депрессий (Иссык-Кульская, Чуйская, Ферганская, Южнотаджикская) заключаются в проявлении своеобразных локальных оротектонических, палеогеографических и других факторов на осадконакопление; этим объясняются существенные отличия фациальных и других литологических особенностей в пределах каждой депрессии.

На данном этапе еще нет единой унифицированной стратиграфической схемы, хотя работы в этом направлении сейчас ведутся. Следует особо сказать об исследованиях геологов-«молассовиков» Киргизии, Таджикистана и Узбекистана (руководитель В. И. Попов), направленных на разработку наиболее приемлемой общей схемы для моласс восточной части Средней Азии. Исследованиями такого же порядка занимается в течение продолжительного времени М. Н. Грамм (1962).

Так как наиболее полный и наиболее мощный (хингоу-сарьобский) разрез моласс (до 8 км) находится в Южнотаджикской депрессии, он должен быть отнесен к эталонному разрезу, что и было сделано В. И. Поповым (1947).

Осмотр опорных разрезов и изучение имеющегося литературного материала по главнейшим депрессиям востока Средней Азии позволили нам наметить один из возможных вариантов сопоставления кайнозойских моласс Чуйской, Иссык-Кульской, Ферганской и Южнотаджикской впадин (см. схему).

ЛИТЕРАТУРА

1. Акрамходжаев А. М., 1960. Литология нефтегазоносных меловых отложений Ферганской депрессии. АН Узб. ССР.
2. Бабаев А. Г., 1959. Литология, палеогеография и нефтегазоносность меловых отложений Западного Узбекистана. АН Узб. ССР.

3. Бажанов В. С., 1955. Обзор истории фауны наземных позвоночных Казахстана. Мат-лы по истории фауны и флоры Казахстана, т. 1, Изд-во АН Казах. ССР.
4. Бажанов В. С., Костенко Н. Н., 1959. Принципы стратиграфии антропогена Восточного Казахстана. Изв. АН Казах. ССР, сер. геол., вып. 1 (34).
5. Вассоевич Н. Б., 1948. Флиш и методика его изучения. Гос-топтехиздат.
6. Габрильян А. М., 1951. Схема ритмостратиграфии верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской депрессии. Тр. Ин-та геологии АН Узб. ССР, вып. 6.
7. Габрильян АН М., 1957. Литология, палеогеография и вопросы нефтеносности верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской депрессии. АН Узб. ССР.
8. Грамм М. Н., 1962. Стратиграфия кайнозойских моласс Ферганы и сопоставление их с третичными континентальными отложениями некоторых соседних областей. Автореферат докторской диссертации, М.
9. Григоренко П. Г., 1960. К стратиграфии и истории формирования четвертичных отложений Северной Киргизии. Мат-лы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. III, Изд-во АН СССР.
10. Гриднев Н. И., 1955. Литология кайнозойских моласс Сурхандарьинской депрессии. АН Узб. ССР.
11. Елисейев В. И., 1961. Кайнозойские аллювиальные отложения северо-восточной окраины Чуйской впадины. Тр. Геологического ин-та АН СССР, вып. 56.
12. Ефремов И. А., 1944. Динозавровый горизонт Средней Азии и некоторые вопросы стратиграфии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
13. Ибрагимов А. Х., 1955. Третичные отложения Кочкорской и Кетментюбинской впадин Тянь-Шаня. Тр. Ин-та геол. Киргиз. ФАН АН СССР, вып. 1.
14. Кириков А. П., 1927. О континентальных отложениях Семи-речья. Изв. Геол. ком., т. 46, № 5.
15. Петрушевский Б. А., 1950. Строение третичных отложений Тянь-Шаня. БМОИП, отдел. геол., т. XXIII, вып. 1.
16. Попов В. И., 1956. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. АН Узб. ССР.
17. Рябинин А. Н., 1927. Новая черепаха из нижнетретичных отложений Семиречья. Изв. Геол. ком., т. 46, № 3.
18. Сикстель Т. А., 1938. Растительные остатки из третичных отложений Киргизии. Изд. Комитета наук Уз. ССР.
19. Турбин Л. И., 1960. Опыт геоморфологического картирования и изучения четвертичных отложений Тянь-Шаня. Мат-лы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. III, Изд. АН СССР.
20. Шлыгин Е. Д., Казанли Д. Н. и Лавров В. В., 1952. Параллелизация третичных отложений равнинных и горных областей Казахстана. Вестн. АН Казах. ССР, № 8 (89).
21. Шульц С. С., 1948. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географиз.
22. Щербина В. Н., 1956. Минералого-петрографические и генетические особенности третичных континентальных соленосных и гипсоносных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня. АН Киргиз. ССР.

Макалада ритмостратиграфиялык методдун негизинде Чүй өрөөнүнүн палеоген-неоген катмарларынын стратиграфиясы кайрадан каралды жана алардын Орто Азиянын башка ойдуңдарынын өзүнө окшогон катмарлары менен стратиграфиялык салыштыруусунун схемасы келтирилди.

И. М. Ибрагимов, М. А. Талипов

К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИИ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИССЫК-КУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

В основу настоящей статьи положены данные, полученные в результате литолого-стратиграфо-гидрогеологических исследований, проведенных в течение 1959 — 1962 гг.

Четвертичный комплекс изучался с целью выявления вопросов стратиграфии и гидрогеологических условий Иссык-Кульской впадины, в особенности ее восточной и юго-восточной частей; палеоген-неогеновые отложения исследовались с точки зрения их возможной перспективности на нефть и газ.

В том и другом случаях вопросам стратиграфии изучаемых толщ придавалось первостепенное значение, хотя этой проблеме посвящено немало специальных работ. Не имея возможности подробно останавливаться на каждой из них, мы отсылаем читателя к наиболее важным, как нам кажется, публикациями [3, 6, 7, 8, 12, 14].

Верхняя часть разрезов кайнозойских моласс, соответствующая четвертичным отложениям, нами расчленяется на четыре самостоятельные свиты: нижняя — чолпон-атинская (тепкинская), средняя — джержаланская, верхняя — тургеняк-суйская и современная — кара-кольская. По объему каждая из них отвечает отделам четвертичной системы, принятой в 1932 г. сессией Международного геологического конгресса (INQVA).

Наиболее полные стратиграфические обобщения палеоген-неогеновых осадков были сделаны С. С. Шульцем [12]. Третичная толща была подразделена им на два комплекса — киргизский красноцветный и тянь-шаньский орогенический. Внутри них С. С. Шульцем были выделены следующие (снизу вверх) свиты: чон-курчакская (T_r^a), джеты-огузская (T_r^b), согутинская (N^a), джуукинская (N^b), шарпылдакская ($N_2 + Q_1$). Объем выделенных С. С. Шульцем комплексов и свит принципиально верен и принят почти всеми исследователями. Существенные поправки и уточнения могут быть внесены лишь в возрастную датировку выделенных

С. С. Шульцем комплексов и свит. Это связано с тем, что в последнее время различными геологами был сделан ряд интересных палеонтологических находок, проливающих свет на историю формирования всей кайнозойской толщи Иссык-Кульской впадины.

СТРАТИГРАФО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

I. Палеоген-неогеновые отложения

а) *Чон-курчакская свита*— Pg_3^{3+2} (олигоцен?). В предгорной части выходы свиты представлены глинистыми и гравелисто-песчаными паттумами с редкими включениями пластов конгломератов, отложившихся в конусах выноса древних временных потоков. В основании свиты залегает пласт конгломератов с глинисто-известковым цементом (мощность 2,5—3 м) и с весьма редкими включениями валунов диаметром до 12 см. К западу от р. Джеты-Огуз она постепенно выклинивается. В районе саев (Каджи-Сай и Ак-Сай) мощность свиты колеблется в пределах 6—42 м. В фациальном отношении осадки свиты в предгорной части представляют собой накопления, отнесенные нами, согласно схеме В. И. Попова, к подгорновеерному полифациальному поясу. В восточной части впадины (разрезы Сан-Таш, Ак-Сай), описываемая свита имеет иную характеристику. Это связано с тем, что ее аккумуляция происходила в равниннодолинных условиях с отличным режимом и динамикой осадконакопления. В поймах палео-реки, протекавшей, видимо, в широтном или же субширотном направлении, накапливались большие толщи алевролитов и глинистых алевролитов.

По окраинам пойм, в застойных частях, в многочисленных мелководных озерах происходило осаждение известковых алевролитов и глин, а также гипсов. Этому способствовал в известной мере аридный климат. Окраска свиты буровато-красная, местами шоколадная. Мощность свиты в Иссык-Кульской впадине колеблется в пределах: 6 м (Каджи-Сай) — 400 м (Джеты-Огуз) — 520 м (разрез Сан-Таш).

б) *Джеты-огузская свита* — N_1^{1+2} . Без видимых угловых несогласий залегает на чон-курчакскую свиту. Одной из характерных черт этой свиты является ее ритмическое строение. По характеру ритмов джеты-огузская свита подразделяется нами на две подсвиты: 1) ниже-джеты-огузскую, 2) верхне-джеты-огузскую, что совпадает с подразделениями, сделанными в 1947 г. С. С. Шульцем.

Нижнеджетыогузская подсвита — N_1^1 . В предгорной части,

в районе Джеты-Огуза, подсвита представлена преимущественно грубообломочными породами (конгломератами, гравелито-конгломератами с редкими включениями валунов, а иногда даже глыб диаметром около 1 м, гравелито-песчаными паттумами). Пласты сравнительно выдержаны по простиранию. К западу подсвита постепенно выклинивается. В районе саев Каджи-Сай и Ак-Сай отложений подсвиты совсем не наблюдается, а на чон-курчакскую свиту непосредственно налегают осадки верхне-джеты-огузской подсвиты. Накопление осадков в предгорной части происходило в конусах выноса временных потоков. В восточной части впадины осадки описываемой подсвиты представлены алевролитами, алевролитовыми глинами, известковистыми алевролитами. В алевролитах отмечается струйчатая слоистость, типичная для пойменных образований. Очень редко среди мелкоземистых дифференциатов встречаются серые песчаники и гравелито-песчаники, осаждавшиеся в руслах палео-рек. Осадки подсвиты в восточной части впадины (район Сан-Таш), в отличие от предгорной, мы отнесли к образованиям равниннодолинного пояса. Окраска подсвиты кирпично-красная.

В районе Тосма, в низах подсвиты, также имеются алевролиты с темно-серой окраской. Мощность подсвиты во впадине 500—600 м (Джеты-Огуз, Сан-Таш).

Верхне-дежты-огузская подсвита — N_1^2 . В разрезе Джеты-Огуз накопления подсвиты представлены преимущественно мусорными породами (гравелито-песчаниками, глинисто-песчаными и глинистыми паттумами), несколько меньшую роль играют конгломераты и алевролиты. Формирование верхней подсвиты по сравнению с нижней происходило при более умеренном палеотектоническом режиме. Это наложило своеобразный отпечаток на характер ритмичности свиты в целом. Аналогичное утонение осадков наблюдается также и в восточной части бассейна (Сан-Таш, Ак-Сай и др.), где в составе подсвиты значительно большую роль, чем в нижней подсвите, играют мергелистые осадки. Фациальное размещение осадков подсвиты во впадине аналогично фациальной зональности накоплений ниже-джуукинской подсвиты. Окраска свиты в целом желтовато-красная, мощность 700 — 800 м.

в) *Согутинская свита* — N_1^3 . Без углового несогласия налегает на джеты-огузскую свиту. Для осадков свиты, приуроченных к предгорной части современной впадины, характерны фациальные замещения как в широтном, так и в меридиональном направлениях. В предгорных участках (реки Ирдык,

Джеты-Огуз) свита сложена потоковыми конгломератами и валунно-конгломератами, ритмично переслаивающимися с глинистыми паттумами, алевролитами. В разрезах Тосор, Согуты, Ак-Сай потоковые конгломераты замещаются пачкой (около 1000 м) щебенистых отложений, отложившихся в конусах выноса временных потоков, неподалеку от областей сноса. Более дробное расчленение свиты из-за однообразия литологического состава весьма затруднительно. В разрезах Сан-Таш, Ак-Сай в составе свиты имеются мергелистые отложения, алевролиты, реже песчаники и гравелито-песчаники.

Окраска свиты в целом красновато-желтая. Мощность: 700 м (Джеты-Огуз), 750 м (Тосма), 1380 м (Ак-Сай, Согуты).

Джуукинская свита — N_2^{1+2} . Мы, вслед за Л. Н. Вертуновым и Г. А. Ильясовой, подразделяем эту свиту на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижне-джуукинская подсвита — N_2^1 . Согласно перекрывает осадки согутинской свиты. В разрезах периферийной части впадины подсвита сложена конгломератами, алевролитами, редко гравелито-песчаниками и алевритовыми глинами; в районе Каджи-Сая и Согуты — брекчиями, чередующимися с паттумами и алевролитами. В фациальном отношении осадки относятся к образованиям подгорно-верного пояса. Окраска свиты желтовато-серая. Мощность 670 м (Согуты), 700 м (Джеты-Огуз). Максимальной мощности (около 1000 м) свита достигает в районе Джуука.

Верхне-джуукинская подсвита — N_2^2 . Имеет широтное распространение в южной и юго-восточной частях Иссык-Кульской впадины. Здесь она представлена отложениями Палео-Иссык-Куля (разрезы Согуты, Большой Оргочор, Малый Оргочор, Бир-Баш, Тосор). Это в большинстве случаев известковистые глины и алевролиты, окрашенные в голубовато-серые тона, известковистые песчаники, редко — конгломераты прибрежно-озерного происхождения. Восточнее, в районах Джеты-Огуз, Сан-Таш осадки Палео-Иссык-Куля замещаются потоковыми конгломератами и гравелито-конгломератами, ритмично переслаивающимися с алевролитами. Окраска серовато-желтая. Мощность около 450 м (Джеты-Огуз, Согуты).

д) *Шарпылдакская свита* — N_2^3 . В предгорной южной и юго-восточной частях, а также в восточной ее половине свита с разрывом залегает на подстилающей джуукинской свите. Угловое несогласие между шарпылдакской и джуукинской свитами отмечается на антиклинальных структурах Бир-Баш, Большой Оргочор и Малый Оргочор. Литологический состав

однообразный: преобладающая часть свиты сложена конгломератами воднопотокового происхождения. Меньшую ее часть составляют алевриты, паттумы, песчаники. Окраска серая. Мощность: 200 м (Согуты), 500 м (Джеты-Огуз), 800 м (Сан-Таш).

II. Четвертичные отложения

В Иссык-Кульской впадине четвертичные отложения представлены различными фашиально-литологическими разностями, отличающимися разнообразным минералого-петрографическим составом. Генетически среди них преобладают озерные, аллювиальные, пролювиальные и ледниковые разности. Аллювий отвечает долинным фациям и часто встречается по долинам крупных рек, слагая их террасы. Пролувий представляет собой в общем молодые подгорно-верные фации, которые своим возникновением обязаны слившимся конусам выноса рек.

Озерные осадки занимают равнинную часть депрессии и по составу преимущественно представлены тонкозернистыми песчано-глинистыми образованиями. Моренные и флювиогляциальные разности ледниковых отложений развиты в высоких предгорьях и верховьях речных долин. Общая мощность четвертичных отложений колеблется в пределах 400—600 м.

Стратиграфическое обоснование возраста четвертичных отложений базируется прежде всего на фаунистических, флористических и спорово-пыльцевых находках в них. Кроме того, привлечены также данные, полученные на основании применения палеоклиматического и тектонико-геоморфологических методов, сводящихся в основном к выделению самостоятельных оледенений и увязке с последними речных террас [3].

Как уже установлено [3, 6, 10], в пределах рассматриваемого района, так же, как и для большей части Тянь-Шаня¹, выделяются четыре самостоятельных оледенения с соответствующими им пятью этажами речных террас и четырьмя региональными озерными террасами. Каждое из этих оледенений отвечает нижеприведенным свитам четвертичной системы.

Наиболее полно фаунистически и флористически охарактеризованными являются среднечетвертичные и в меньшей степени нижнечетвертичные свиты. Выделение верхнечетвер-

¹ Вопрос о количестве самостоятельных оледенений в горных странах до сих пор остается спорным, однако в своих доводах мы опираемся как на факты, собранные при наших исследованиях, так и на данные, полученные большим количеством геологов, проводящих геолого-съёмочные работы.

тичных и современных свит производится в основном с учетом палеоклиматических и тектонико-геоморфологических факторов.

Каракольская свита (Q_4) охватывает пойму, первую и вторую террасы рек, а также пляж, береговые валы и первую террасу озера (уровни «а», «b»),¹ сложена в долинах рек в основном валунно-галечниками, галечниками, гравийниками, у озера — песками, песчано-глинистыми образованиями и цементированными галечниками. По возрасту синхронизируется с современным оледенением в горах. Мощности её колеблются в пределах первых десятков метров.

Тургень-ак-суйская свита (Q_3) включает в себя третью террасу рек и вторую террасу озера (уровень «с»), синхронизируется с долинным оледенением в горных ущельях. В долинах рек сложена валуно-галечниками, перекрытыми сверху маломощной прослойкой суглинков, а у озера — суглинками, песчано-глинистыми отложениями. Мощность свиты достигает первых десятков метров.

Джергаланская свита (Q_2) — наибольшим распространением пользуется в восточной половине депрессии, где ей коррелятна третья терраса (уровень «d») озера, в предгорной и горной частях — два этажа террас и соответствующие им эрозионно-денудационные уровни. Отнесение к ней двух этажей речных террас, каждый из которых в свою очередь состоит из двух террас (IV—V, VI—VII), объясняется особенностями и степенью проявления новейших движений земной коры. Сопоставляются террасы с покровным (максимальным) оледенением в горной части. Как уже отмечалось датировка рассматриваемой свитой фаунистически наиболее обоснована. Первая находка остатков позвоночных (зуб) была обнаружена в ней в 1932 г. В. В. Шумовым. По определению Е. И. Беляевой, этот зуб принадлежал шерстистому носорогу — *Rhinoceros tichorinus* (Fisch) — руководящей форме среднечетвертичного возраста. Впоследствии среднечетвертичный возраст находки сопоставляется [10] рядом исследователей, считавших её переотложенной.

В период экспедиционных исследований 1960—1962 гг. в суглинисто-песчаных отложениях джергаланского комплекса, в долине одноименной реки, геологическим отрядом Института геологии АН Киргизской ССР, в составе которого работал один из авторов данной статьи (М. А. Талипов), были най-

¹ Возрастная последовательность выделенных уровней (террас) озера была предложена еще в 1932 г. В. В. Шумовым.

дены остатки позвоночных, флоры и микрофауны¹. Руководящая фауна (определение Е. И. Беляевой) *Bison priscus longicornis* V. Gromova, *Coelodonta antiquitatis* (Bl.) вместе с *Equus caballus* L., *E. hemionus* Pall., *Cervus* sp.?, *Mammuthus trogontherii* Phoe. определяет возраст комплекса как среднечетвертичный (см. схему).

Проведенные Р. Байбулатовой спорово-пыльцевые анализы из образцов, аналогичных отложениям западной части депрессии (Боомское ущелье) в лаборатории Южно-Казахстанского геологического управления, дали следующие результаты:

<i>Ephedra</i>	(эфедры)	—42,8%
<i>Cramineae</i>	(злаки)	— 3,6%
<i>Chenopodiaceae</i>	(маревые)	—16,2%
<i>Artemisia</i>	(полынь)	— 16%
<i>Compositae</i> ₁	(сложноцветные)	— 6%
<i>Compositae</i> ₂	—»—	—1,6%
<i>Compositae</i> ₆	—»—	—1,8%
<i>Plumboginaceae</i>	(свинчатковые)	—1,6%
<i>Myriophyllum</i>	(уруть)	—3,6%
	неопределенная форма	—3,6%

Эти данные характеризуют безлесный степной ландшафт с континентально-засушливым климатом. Обнаруженная уруть росла по берегам медленно текущих рек. Отпечатки листьев урути из Боомского ущелья впервые были описаны С. В. Корниловой как *Myriophyllum boamicum* Kornilova sp. nov. Они определяют возраст отложений как среднечетвертичный.

Чолпон-атинская (тепкинская) свита (Q₁) — широко развита в предгорной зоне, где относительно мало-мощным (10—20 м) прерывистым покровом, с резким угловым несогласием, перекрывает верхи дислоцированных неогеновых отложений и представлена валунно-галечниками, галечниками с суглинистым заполнителем, а иногда и чисто суглинками.

Во внутренних же частях депрессии, на участках преимущественной наложенной аккумуляции (долина р. Джергалан) осадкам чолпон-атинской свиты отвечают зеленовато-синие озерные глинистые образования с фауной позвоночных *Megaloceras* sp., *Cervus elaphus* L., *Dicerorhinus* cf. *etruscus* Falc., *Onosela sensibilis* L., определение Е. И. Беляевой (ПИН), Б. С. Кожамкуловой (отдел палеобиологии АН Казах. ССР).

¹ Материал, за исключением остатков фауны позвоночных, находится на определении.

Палинологический анализ прослоек торфяников дал следующие результаты (определение Р. Байбулатовой — лаборатория Южно-Казахстанского геологического управления): пыльца древесных пород представлена *Picea* (ель) — 7—33% и *Betula* (береза) — 2—7,4%; среди трав и кустарников постоянными компонентами спектра являются *Ephedra* (эфедра) — 5,8—7,4%; *Gramineae* (злаки) — 2—7,4%, *Chenopodiaceae* (маревые) — 29,8—1,6%, *Artemisia* (полынь) — 11,6—10%; встречаются пыльца разнотравья *Compositae* (сложноцветные) — 5,8—20%, *Plumboginaceae* (свинчатковые) — 0,6—1,4%, *Geraniaceae* (гераниевые) — 28—10%.

Из самых нижних обнаженных горизонтов характеризующей свиты, представленной торфяниками битуминизированного облика, были взяты образцы для спорово-пыльцевых исследований и переданы в лабораторию отдела палеобиологии АН Казах. ССР. Анализы, произведенные М. С. Зориной, показали присутствие: *Alisma* (частуха), известного с нижнего антропогена, *Potamageton* (рдест) известного с нижнего антропогена, *Cyperaceae deno* et sp. indet.—известен с нижнего антропогена. Кроме того, отмыты неопределенные обуглившиеся растительные остатки.

Стратиграфическое положение горизонта, характер фоссилизации (сильная обугленность) плодов и семян позволяют датировать, как отмечает М. С. Зорина, вмещающие их отложения как нижнеантропогеновые.

Шарпылдакская свита (N₂³). В связи с отсутствием фауны и флоры датировка её возраста вызывает большие трудности. К. В. Курдюков [6] в айгыр-джальской свите, объединяющей, по его мнению, части джуукинской и шарпылдакской свит, нашёл остатки ископаемых пищевых верхнеплиоценового возраста.

В *верхне-джуукинской подсвите* (N₂²) в различное время разными исследователями были обнаружены интересные находки фауны млекопитающих. Из них в первую очередь следует отметить *Archidiskodon meridionalis Nesti*, (из данных К. Д. Помазкова) на левом берегу долины Ак-Терек. Возраст последней был определен В. С. Бажановым как верхне-плиоценовый. Однако в настоящее время, по новым фактическим данным [2], найденные (совместно) формы *Archidiskodon meridionalis* и *Equus* cf. *Stenonis* Cochi. в косякинской фауне (вблизи Ставрополя), которая старше среднеплиоценовой (куяльницкой) фауны, значительно поколебали бытовавшие ранее мнения о появлении последних в конце среднего плиоцена. Таким образом, у нас нет твердой уверенности в

том, что В. С. Бажановым были учтены вышеприведенные данные Л. К. Габуня.

То же самое можно сказать и в отношении фрагментов *Equus stenonis* (Coechi), найденных К. В. Курдюковым в районе гор Ичке-Тосма и определенных Е. И. Беляевой как среднеплиоценовые.

В 1961 г. И. М. Ибрагимовым в разрезе Джеты-Огуз, в верхней части описываемой подсвиты, был найден полный панцирь ископаемой черепахи *Testudo djetuogus*. Возраст её (по В. В. Кузнецову) среднеплиоценовый.

На антиклинальных структурах Бир-Баш, Малый Орчогор и Большой Орчогор были собраны Л. Н. Вертуновым и определены Г. М. Мартинсоном и М. И. Мандельштамом, ряд гастропод и остракод, таких, как: *Cocheicopa lubrica* (Müll.), *Subzebrinus cosfatus merzbacheri* Weber., *Helicella condokarika*, *Subzebrinus* sp., *Vertigo* sp., *Valonia* sp., *Pupilla* sp. Остракоды: *Cuprudes torosa* (Jones.), *Herpetocyprilla* aff. *sinkjanica* Mand., *Eucypria decurta* Schneider, *Cuprudes torosa littoralis* (Brady) и др. Возраст их — среднеплиоценовый.

Из растительных остатков следует отметить находки Т. А. Сикстель [7]: *Zelkova ungeri* (Kov) Ett., *Populus balsamoides* Goerr. и др. плиоцен-миоценового возраста. Однако сам автор (в отчете) считает эти остатки перенесенными и случайными.

Учитывая приведенные выше данные, считаем логичным датировать верхне-джуукинскую подсвиту как среднеплиоценовую. С другой стороны, сравнительно неплохая фаунистическая охарактеризованность толщи дает нам основание относительно уверенно датировать, как было сказано выше, более 200 (Согуты) — 800 (Сан-Таш)-метровую толщу шарпылдакской свиты как верхнеплиоценовую.

Нижне-джуукинскую подсвиту, имеющую мощность, по нашим данным, 670 м (Согуты) — 700 м (Джеты-Огуз, Тосма) и другую литолого-фациальную характеристику, в отличие от верхне-джуукинской подсвиты мы сочли вполне резонным датировать как нижнеплиоценовую.

По данным геологов (А. К. Цейхмestрюк, Н. В. Александровой, А. А. Степановой), из керна джергаланской параметрической скважины в низах джуукинской и верхах согутинской свит были собраны впоследствии определенные Г. Г. Мартинсоном гастроподы миоцен-плиоценового возраста. К ним относятся: *Plonorbis* cf. *youngi* Ping., *Gyraulus* sp., *kawaiia* (?) sp., *Perforatella* (?) cf. *bidens* (chemm.), *Gy-*

raulus cf. *laevis* Ald., *Helicella* af. *stabilis* ((Pissm.), *Valvata piscinalis* Müll., *Helicella* sp., *Mastus* cf. *pupa maroticus* Wenz., *Cochlicopa* sp.; *Eulota* sp., и др. В этой же части разреза А. А. Степанова обнаружила споры и пыльцу растений миоценового возраста.

Эти данные позволили нам датировать согутинскую свиту как N_1^3 .

При выявлении конкретных возрастных разностей свит, лежащих ниже согутинской, наши рассуждения сводились к следующему.

Поскольку кайнозойские молассы описываемого района отложились в результате непрерывного цикла осадконакопления [5, 7], мы, считая скорость накопления осадков приблизительно равной, вправе с определенной уверенностью использовать в своих построениях мощность в качестве масштаба времени. Таким масштабом, по нашему мнению, могли бы послужить мощности наиболее охарактеризованных отделов и подотделов моласс Иссык-Кульской впадины, такие, как верхне-плиоценовая — шарпылдакская свита или же среднеплиоценовая — верхне-джуукинская подсвита.

Откладывая сверху вниз, начиная с подошвы согутинской свиты, отмеченные интервалы, мы замечаем, что они с определенной точностью совпадают с выделенными ранее по литологическим признакам свитами и подсвитами, возрастная индексация которых поэтому принимает следующий вид:

Верхне-джеты-огузская — N_1^2 .

Нижне-джеты-огузская — N_1^1 .

Чон-курчакская — Pg_3^{2+3} (Ol (?)).

Все перечисленные свиты и подсвиты весьма плохо палеонтологически¹ и палеонтологически охарактеризованы. Исключением является находка А. В. Горячева — нижняя челюсть *Casella* sp.(?), обнаруженная в восточной части долины р. Тюп. По данным автора, фауна была найдена в средней части разреза. Судя по его отрывочной геологической характеристике осадков местонахождения фауны, мы пришли к выводу, что она была найдена в интервале, охватывающем нижне-джуукинскую подсвиту и верхи согутинской. Возраст фауны был определен Е. А. Беляевой как неогеновый. Исключение составили разрезы этих отложений в верховьях р. То-

¹ В 1961—1962 гг. в районе Иссык-Кульской впадины работала группа стратиграфов споро-пыльцевиков ИГРГИ. Руководитель группы Р. З. Генкина сообщила, что почти все пробы, за исключением 4—5, взятые в красноцветных комплексах, дали отрицательные результаты на спору и пыльцу.

руайгыр. Здесь в основании моласс выходят известняки, сменяющиеся маломощной пачкой песчано-глинистых образований, выше которых залегают базальты. Вверх по разрезу, выше базальтов, идет толща сильно загипсованных преимущественно глинистых образований, сменяющихся песчано-глинистой красноцветной пачкой. В последних в 1963 г. С. А. Тарасовым были найдены остатки наземной черепахи из рода *Testudo* sp., (?), по определению В. В. Кузнецова, нижнемиоценового возраста. По нашим наблюдениям, эти осадки синхронизируются скорее всего верхами ниже-джеты-огузской свиты.

Весьма важной является находка А. П. Кириковым (красноцветный комплекс, ниже-джеты-огузская подсвита) ископаемой наземной черепахи *Stilemys Karakolensis Riab.*, возраст которой был определен А. Н. Рябиным как «или олигоценый, или, во всяком случае, не выше нижнего миоцена». Таким образом, нижнемиоценовый возраст ниже-джеты-огузской подсвиты подкрепляется еще и палеонтологическими данными, поскольку он хорошо укладывается в диапазон времени, который был указан А. Н. Рябиным для ископаемой черепахи.

В Ы В О Д Ы

1. Кайнозойские отложения Иссык-Кульской впадины отвечают осадкам, образовавшимся в результате непрерывного процесса осадконакопления в течение палеоген-неогена и антропогена, причем палеоген, видимо, представлен лишь верхней частью.

2. Границу между палеогеном и неогеном целесообразно проводить по кровле чон-курчакской свиты.

3. Среди миоценовых отложений находятся накопления возрастных категорий, которые соответствуют выделенным ранее С. С. Шульцем ниже-джеты-огузской, верхне-джеты-огузской подсвитам и согутинской свите.

4. Плиоцен состоит также из трех подразделов, отвечающих ниже-джуукинской и верхне-джуукинской подсвитам, а также шарпылдакской свите.

5. Антропоген представлен четырьмя свитами: чолпонатинской (тепкинской), джергаланской, тургень-ак-суйской и каракольской.

6. Имеющийся в настоящее время материал по фауне, позволяющий датировать выделенные свиты неогена и антропогена, подчеркивает перспективность рассматриваемой территории на поиски ископаемой фауны. Участками, заслужи-

Схема расчленения кайнозойских моласс Иссык-Кульской впадины

составил И. М. Ибрагимов, М. А. Талинов, 1964 г.)

Период	Четвертичный период						Неогеновый период						Схемы других авторов													
	Отдел	Подотдел	Система	Подсистема	Мощность, м	Литолого-фашиальная характеристика осадков	Окраска пород	Фауна	Флора (пыльца и споры)	По С. С. Шульцу		По Б. А. Петрушевскому		По В. В. Шумову и В. В. Попову в интерпретации В. В. Попова (1959 г.)		По Е. И. Белавевой и К. В. Курдюкову (1963 г.)										
										Верхняя	Нижняя	Верхняя	Нижняя	Верхняя	Нижняя	Верхняя	Нижняя	Верхняя	Нижняя							
Четвертичный период	Караколская	Турьинско-Аксуцкая	Джаргаланская	Чолпон-Атинская	Q ₁	Морены, валуны, валуно-галечники, суглинки	Долинно-ледникового пояса	Галечники, гравийно-галечники, суглинки, пески	Равнинно-долинный пояс	Серая	Находки отсутствуют	Древесные и кустарниковые: <i>Picea, Betula, Hippophae</i> . Травянистые: <i>Chenopodiaceae, Artemisia, Gramineae, Polygonaceae, Umbelliferae, Labiatae</i> . Споры: <i>Bryales, Polypodiaceae</i> . Древесные: <i>Picea, Betula</i> . Травянистые: <i>Chenopodiaceae, Artemisia, Ephedra, Gramineae, Umbelliferae, Polygonaceae, Ranunculaceae</i> .	По С. С. Шульцу	По Б. А. Петрушевскому	Т ₁ и Т ₂ (серая)	По В. В. Шумову и В. В. Попову	По Е. И. Белавевой и К. В. Курдюкову	Флуорисценция								
						Морены, валуно-галечники, галечники местами с маломощным покровом суглинков	Долинно-потокового и подгорно-верного поясов	Галечники с песчано-глинистым заполнителем, суглинки, реже цементированные песчаники	Подгорно-верного и равнинно-долинного поясов										В депрессии сине-серо-желтые тона	<i>Coelodonta antiquitatus, Equus caballus, Rinoceros tichorinus, Bison priscus longicornis, Mammuthus trogontherii</i>	верх.-Q ₁ ²	Джаргаланский комплекс	Поздне-иссык-кульский комплекс Раннесыс-кузский комплекс	Голоценовый	Современный	
						Морены, валуны, валуны суглинки, галечники, суглинки лесового облака	Подгорно-ледникового пояса (промежуточно между долино-потоковым и подгорно-верным поясами)	Цементированные галечники, песчано-суглинистые образования, суглинки, глины	Равнинно-долинного пояса										В депрессии серо-желтые тона	<i>Myriophyllum boaicum Kornilova sp. nov., Ephedra, Compositae, Plumbaginaceae</i> .	сред.-Q ₁ ²	Конурленский комплекс	Средне-иссык-кульский комплекс			Верхне-четвертичный
						Валуны, валуно-галечники с песчано-гравийным заполнителем	Глины, песчано-суглинистые образования, песчаники, мергели, в глинах иногда прослой с органикой	Равнинно-долинного пояса	Равнинно-долинного пояса										В депрессии серо-желтые тона	<i>Dicerorhinum cf. etruscum, Megaloceros, Cervus elaphus, Onocella sensibilis.</i>	ниж.-Q ₁ ¹	Чолпон-Атинский комплекс	Нижне-иссык-кульский комплекс	Средне-четвертичный	Хазарский	
	Верхний палеоцен	Шарымдакская	Верхняя-N ₂ ²	Нижняя-N ₁ ¹	Q ₁	200-800	Конгломераты, валуны конгломераты, галечники с песчано-глинистым заполнителем, иногда с покровом суглинков	Подгорно-верного пояса	Конгломераты, цементированные галечником, с песчано-глинистым заполнителем и прослоями гравийников, реже глины	Подгорно-верного пояса и частично равнинно-долинного пояса	Серая	Находки отсутствуют	Древесные и кустарниковые: <i>Picea, Betula, Hippophae</i> . Травянистые: <i>Chenopodiaceae, Artemisia, Gramineae, Polygonaceae, Umbelliferae, Labiatae</i> . Споры: <i>Bryales, Polypodiaceae</i> . Древесные: <i>Picea, Betula</i> . Травянистые: <i>Chenopodiaceae, Artemisia, Ephedra, Gramineae, Umbelliferae, Polygonaceae, Ranunculaceae</i> .	По С. С. Шульцу	По Б. А. Петрушевскому	Т ₁ и Т ₂ (серая)	По В. В. Шумову и В. В. Попову	По Е. И. Белавевой и К. В. Курдюкову	Флуорисценция							
						450	Переслаивание конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, реже глины	Подгорно-верного пояса и местами Палео-Иссык-Куля	Алевролиты, конгломераты, гравелиты и песчаники, на антиклинальных структурах Малого и Большого Ортогора, Бир-Баши преобладают гравелито-песчаники, глинистомергельистые разности	Равнинно-долинного пояса и Палео-Иссык-Куля										Серовато-желтая	<i>Archidiskodon meridionalis Nesti, Equus stenonis, Gazella sp., Testudo djetyogus, Mimomys sp., Procothotona.</i>	верх.-Q ₁ ²	Корумдлинский комплекс	Верхне-четвертичный	Верхне-палеолитический	
						670-1000	Алевролиты, глинистые песчаники, паттумы, конгломераты	Подгорно-верного пояса	Глинистые алевролиты, известковистые их разности, гравийно-песчаные осадки, реже конгломераты.	Равнинно-долинного пояса										Желтовато-серый	Тоже	Тоже	ниж.-Q ₁ ¹	Шор-Булакский комплекс	Средне-четвертичный	Хазарский
						700-1380	Гравелито-песчаные образования, конгломераты, паттумы, алевролиты	Подгорно-верного пояса	Глинистые алевролиты, мергели, в подчиненном количестве песчаники, гравелито-песчаники	Равнинно-долинного пояса										Красновато-желтая	Тоже	Тоже	верх.-Q ₁ ²	Шор-Булакский комплекс	Средне-четвертичный	Хазарский
						700-800	Глинистые, песчаные, гравелито-песчаные паттумы с прослоями конгломератов	Подгорно-верного пояса	Глинистые алевролиты, мергели, реже песчаники, гравелито-песчаники	Равнинно-долинного пояса										Желтовато-серый	Тоже	Тоже	ниж.-Q ₁ ¹	Шор-Булакский комплекс	Средне-четвертичный	Хазарский
						500-600	Гравелиты, конгломераты, гравелито-песчаники, паттумы	Подгорно-верного пояса	Алевролиты, глины, глинистые мергели, песчаники и реже конгломераты	Равнинно-долинного пояса										Кирпично-красная	Тоже	Тоже	ниж.-Q ₁ ¹	Шор-Булакский комплекс	Средне-четвертичный	Хазарский
						6-400-520	Глинистые, песчаные, и гравелито-песчаные паттумы, базальты, известняки, конгломераты, валуно-конгломераты	Подгорно-верного пояса	Глинистые алевролиты с маломощными прослоями песчаников, в кровле осадков пачка гипсов	Равнинно-долинного пояса										Буровато-желтая	Тоже	Тоже	ниж.-Q ₁ ¹	Шор-Булакский комплекс	Средне-четвертичный	Хазарский
						Неогеновый период	Мiocen	Верхний	Средний	Нижний										Q ₁	700-1380	Гравелито-песчаные образования, конгломераты, паттумы, алевролиты	Подгорно-верного пояса	Глинистые алевролиты, мергели, в подчиненном количестве песчаники, гравелито-песчаники	Равнинно-долинного пояса	Красновато-желтая
700-800	Глинистые, песчаные, гравелито-песчаные паттумы с прослоями конгломератов	Подгорно-верного пояса	Глинистые алевролиты, мергели, реже песчаники, гравелито-песчаники	Равнинно-долинного пояса	Желтовато-серый						Тоже	Тоже	ниж.-Q ₁ ¹	Шор-Булакский комплекс	Средне-четвертичный	Хазарский										
500-600	Гравелиты, конгломераты, гравелито-песчаники, паттумы	Подгорно-верного пояса	Алевролиты, глины, глинистые мергели, песчаники и реже конгломераты	Равнинно-долинного пояса	Кирпично-красная						Тоже	Тоже	ниж.-Q ₁ ¹	Шор-Булакский комплекс	Средне-четвертичный	Хазарский										
6-400-520	Глинистые, песчаные, и гравелито-песчаные паттумы, базальты, известняки, конгломераты, валуно-конгломераты	Подгорно-верного пояса	Глинистые алевролиты с маломощными прослоями песчаников, в кровле осадков пачка гипсов	Равнинно-долинного пояса	Буровато-желтая						Тоже	Тоже	ниж.-Q ₁ ¹	Шор-Булакский комплекс	Средне-четвертичный	Хазарский										
700-1380	Гравелито-песчаные образования, конгломераты, паттумы, алевролиты	Подгорно-верного пояса	Глинистые алевролиты, мергели, в подчиненном количестве песчаники, гравелито-песчаники	Равнинно-долинного пояса	Красновато-желтая						Тоже	Тоже	ниж.-Q ₁ ¹	Шор-Булакский комплекс	Средне-четвертичный	Хазарский										
700-800	Глинистые, песчаные, гравелито-песчаные паттумы с прослоями конгломератов	Подгорно-верного пояса	Глинистые алевролиты, мергели, реже песчаники, гравелито-песчаники	Равнинно-долинного пояса	Желтовато-серый						Тоже	Тоже	ниж.-Q ₁ ¹	Шор-Булакский комплекс	Средне-четвертичный	Хазарский										
Палеогеновый период	Оligocen	Средне-верхний	Верхняя	Q ₁	6-400-520	Глинистые, песчаные, и гравелито-песчаные паттумы, базальты, известняки, конгломераты, валуно-конгломераты	Подгорно-верного пояса	Глинистые алевролиты с маломощными прослоями песчаников, в кровле осадков пачка гипсов	Равнинно-долинного пояса	Буровато-желтая	Тоже	Тоже	ниж.-Q ₁ ¹	Шор-Булакский комплекс	Средне-четвертичный	Хазарский										
					700-1380	Гравелито-песчаные образования, конгломераты, паттумы, алевролиты	Подгорно-верного пояса	Глинистые алевролиты, мергели, в подчиненном количестве песчаники, гравелито-песчаники	Равнинно-долинного пояса	Красновато-желтая	Тоже	Тоже	ниж.-Q ₁ ¹	Шор-Булакский комплекс	Средне-четвертичный	Хазарский										
					700-800	Глинистые, песчаные, гравелито-песчаные паттумы с прослоями конгломератов	Подгорно-верного пояса	Глинистые алевролиты, мергели, реже песчаники, гравелито-песчаники	Равнинно-долинного пояса	Желтовато-серый	Тоже	Тоже	ниж.-Q ₁ ¹	Шор-Булакский комплекс	Средне-четвертичный	Хазарский										
					500-600	Гравелиты, конгломераты, гравелито-песчаники, паттумы	Подгорно-верного пояса	Алевролиты, глины, глинистые мергели, песчаники и реже конгломераты	Равнинно-долинного пояса	Кирпично-красная	Тоже	Тоже	ниж.-Q ₁ ¹	Шор-Булакский комплекс	Средне-четвертичный	Хазарский										
					6-400-520	Глинистые, песчаные, и гравелито-песчаные паттумы, базальты, известняки, конгломераты, валуно-конгломераты	Подгорно-верного пояса	Глинистые алевролиты с маломощными прослоями песчаников, в кровле осадков пачка гипсов	Равнинно-долинного пояса	Буровато-желтая	Тоже	Тоже	ниж.-Q ₁ ¹	Шор-Булакский комплекс	Средне-четвертичный	Хазарский										
					700-1380	Гравелито-песчаные образования, конгломераты, паттумы, алевролиты	Подгорно-верного пояса	Глинистые алевролиты, мергели, в подчиненном количестве песчаники, гравелито-песчаники	Равнинно-долинного пояса	Красновато-желтая	Тоже	Тоже	ниж.-Q ₁ ¹	Шор-Булакский комплекс	Средне-четвертичный	Хазарский										

вающими внимания, на наш взгляд, являются: левобережье р. Тюп (горы Тосма), долины рек Джергалан и Жеты-Огуз (в восточной и юго-восточной частях впадины), междуречье Чолпон-Ата и Бахты-Долоната (на северном борту депрессии); долина р. Ак-Терек (в юго-западной половине впадины).

ЛИТЕРАТУРА

1. Горячев А. В. Мезо-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. М., 1959.
2. Габуния Л. К. Об остатках млекопитающих из среднего плиоцена Северного Кавказа (Косякино). Палеонтологический журнал, № 1, 1961.
3. Григоренко П. Г. Рабочая схема стратиграфии четвертичных отложений Киргизской ССР. САИГИМС. Уч. записки, Ташкент, 1960.
4. Громов В. И. Принципы построения схемы периодизации палеолита. Тр. комиссии по изучению четвертичного периода. XVIII, Изд-во АН СССР, М., 1961.
5. Кириков А. П. О континентальных отложениях Семиречья. Изв. Геол. ком., т. 46, № 5, 1927.
6. Курдюков К. В. Схема расчленения четвертичных (антропогенных) отложений Северной Киргизии. ДАН СССР, т. 142, № 1, 1962.
7. Петрушевский Б. А. Строение третичных отложений Тянь-Шаня. БМОИП, нов. сер., т. III, отд. геол. т. XXIII, вып. 1, 1948.
8. Петрушевский Б. А. О подразделении третичной континентальной толщи Тянь-Шаня. ДАН СССР, нов. сер., т. XXV, № 2, 1950.
9. Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии (ч. I, II, III). Изд-во АН Узб. ССР, Ташкент, 1954, 1956.
10. Попов В. В. Закономерности распределения континентальных отложений в связи с молодыми движениями (на примере Иссык-Кульской и других впадин Тянь-Шаня). Тр. Всесоюз. рабочего совещания по итогам изучения четвертичного периода в г. Ташкенте в 1948 г., Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1953.
11. Ранцман Е. Я. Геоморфология Иссык-Кульской котловины и ее горного обрамления. Изд-во АН СССР, М., 1959.
12. Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня, М., Географиздат, 1948.
13. Шумов В. В. Геологические исследования четвертичных отложений по южному побережью оз. Иссык-Куль. Тр. Всесоюз. геол. развед. объединения, вып. 225, М.—Л., 1932.
14. Эпштейн С. В. К вопросу о стратиграфии четвертичных отложений Тянь-Шаня. Тр. Всесоюз. рабочего совещания по итогам изучения четвертичного периода в г. Ташкенте в 1948 г., Ташкент. Изд-во АН Узб. ССР, 1953.

Резюме

Статьяда системаланган түрдө неоген менен төртүнчүлүк доорлордун катмарларына тийиштүү бардык белгилүү омурткалуу фауналардын жетекчи түрлөрү жана споро-пыльцалык комплекстер боюнча аныкталган төртүнчүлүк доордогу чөкмөлөрдүн биринчи маалыматтары келтирилген. Төртүнчүлүк доордун катмарларын изилдегенде В. И. Поповдун фациялык-стадиялык полидинамикалык принцибин колдонууга аракет кылынган. Ысык-Көл өрөөнүндөгү кайнозойдук молассалардын бөлүнүшүнүн жаңы схемасы берилген.

А. Бакиров

К ТЕКТОНИКЕ КЕМИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Кеминский синклинорий располагается в пределах долины р. Чон-Кемин и к востоку уходит в бассейны рек Чилик и Чон-Ак-Су. Структурно он включается в состав каледонид Северного Тянь-Шаня. С севера Кеминский синклинорий ограничен Заилийским, а с юга — Кунгейским антиклинориями, на западе он погружается под Боомскую эпикаледонскую складчатую зону (рисунок).

Геологию синклинория в 1938—1941 гг. изучали А. А. Лавров, Н. М. Синицин и О. Н. Некрасова. В 1949—1950 гг. отдельные его части были исследованы Д. И. Казанли и А. Д. Смирновым. Позднее, в 1952 г., здесь работала группа геологов во главе с Д. Н. Елютиным. Структуру синклинория изучали в 1958—1960 гг. И. Л. Захаров, В. Н. Охотников и др. Некоторые особенности этой структуры были подмечены в обобщающих работах В. И. Кнауфа [9], В. Г. Королева [10] и К. Д. Помазкова [15].

В течение 1961—1963 гг. в долине р. Чон-Кемин нами под научным руководством В. Г. Королева проводились тематические исследования по тектонике и стратиграфии древних толщ, в результате которых были получены сведения, по-новому освещающие геологическое строение этого района.

Данные по стратиграфии были изложены ранее [1, 2]. В настоящей статье рассматривается тектоническое строение Кеминского синклинория.

В домезо-кайнозойских отложениях Кеминского синклинория и прилегающих к нему частях Заилийского и Кунгейского антиклинориев можно выделить два складчатых мегакомплекса:¹ дорифейский и рифейско-палеозойский, резко отличающиеся по степени регионального метаморфизма и разделенные крупнейшими структурными несогласиями. Дорифейский мегакомплекс сложен глубокометаморфизованны-

¹ По терминологии, предложенной А. А. Богдановым [5].

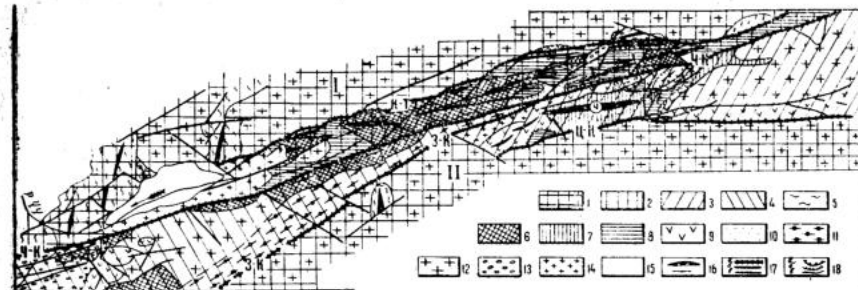


Схема строения Кеминского синклинория.

1—антиклинорий; 2—4—Кеминский синклинорий (2—Северо-Кеминский, 3—Западно-Кунгейский и 4—Южно-Кеминский тектонические блоки первого порядка); 5—дорифейский фундамент; 6—рифейский складчатый комплекс; 7—14—палеозойский складчатый комплекс (7—кембрийский структурный подэтаж Южно-Кеминского блоке, 8—нижне-средне-ордовикский структурный ярус; в Северо-Кеминском блоке он включает и кембрий, 9—средне-верхнеордовикский структурный ярус, 10—ашгильский (?) структурный ярус, 11—зона мигматизации и расщепления, 12—каледонские гранитоиды, 13—средне-верхнепалеозойский структурный этаж, 14—верхнепалеозойские гранитоиды); 15—кайнозойский покров; 16—складчатые структуры: а) антиклинали и синклинали, б) моноклинали; 17—разрывные структуры: а) региональные разломы, ограничивающие тектонические блоки первого порядка, б) разломы, ограничивающие блоки второго порядка, в) прочие разломы; 18—границы: а) структурных этажей и подэтажей, б) структурных ярусов, в) прочие.
I—Заилийский и II—Кунгейский антиклинории. К-Т—Кашка-Су-Талгарский; Ч-К—Чилико-Кеминский; З-К—Западно-Кунгейский; Ц-К—Центрально-Кунгейский региональный разлом; Ч—Чолпон-Атинская антиклиналь.

ми гранитизированными, мигматизированными образованиями ак-тюзской серии общей мощностью около 11700 м, испытывающими интенсивную складчатость. Общее меридиональное простирание складок в них характеризует движения широтного направления. Рифейско-палеозойский складчатый мегакомплекс построен довольно своеобразно. Он сложен в основном эвгеосинклинальными и геоантиклинальными образованиями, находящимися преимущественно в стадии нормальных осадков (эпигенеза) и зелено-сланцевой фации метаморфизма. Степень метаморфизма редко достигает до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Складки в них всюду имеют восток-северо-восточное простирание. Они часто крутые, сильно сжатые, но до степени складок течения, как в ак-тюзской серии, не достигают. Более того, здесь встречаются участки, где сохранены пологие брахиформные структуры.

Внутри рифейско-палеозойского мегакомплекса можно

выделить два складчатых комплекса: рифейский и палеозойский. Каждый из них характеризует законченный полный этап геосинклинального развития земной коры, этап складчатости, интрузивного и эффузивного магматизма. Так, рифейский складчатый комплекс в целом представлен мощными геосинклинальными образованиями чон-кеминской, торуайгырской и кунгейской свит, прорванными байкальскими гранитоидами. Общая мощность этих толщ 2000 — 2415 м.

Палеозойский складчатый комплекс состоит из двух структурных этажей: нижнепалеозойского — эвгеосинклинального и среднепалеозойского — геоантиклинального.

Формации рифейского складчатого комплекса и среднепалеозойского структурного этажа являются более или менее общими для всего Кеминского синклинория. Нижнепалеозойский структурный этаж построен сложнее: он разделяется на ряд блоков, характеризующихся специфическими чертами развития и отличающихся слагающими их формациями.

Структурные особенности Кеминского синклинория

Кеминский синклинорий к северу переходит в Заилийский, а к югу в Кунгейский антиклинорий, которые преимущественно состоят из каледонских гранитоидных батолитов, заключающих в себе глубоко метаморфизованные образования дорифейского фундамента.

Ниже приводится краткое описание участков антиклинориев, непосредственно прилегающих к синклинорию.

Заилийский антиклинорий занимает приосевую часть одноименного хребта. Северным краем он уходит за пределы рассматриваемого района, а с юга обрывается Кашка-Су-Талгарским разломом. В западной части антиклинория широким развитием пользуются гнейсовые образования актюзской серии, являющиеся представителями дорифейского мегакомплекса. Небольшие тела аналогичных пород встречены в восточной части района, в верховьях р. Чилик. В гранито-гнейсах и мигматитах дорифейского комплекса, в западной части района, отчетливо выделяется несколько антиклинальных и синклинальных складок, имеющих субмеридиональное простирание. Крупные складки осложняются более мелкими, достигая мельчайшей гофрировки. Эти формации прорваны гранитоидным батолитом каледонского возраста, который слагает большую часть антиклинория. В восточной части района по южному краю антиклинория, на древней дресве гранитоидов, полого залегают отложения среднего палеозоя, характеризующие геоантиклинальный этап развития

и относящиеся к верхнему структурному этапу палеозойского складчатого комплекса. Внутри среднепалеозойского комплекса выделяется два структурных яруса: нижний представлен наземными эффузивами турнейского (?) возраста, а верхний — песчаниками и алевролитами визе-наюрора (?). Они слагают несколько пологих (30°) моноклиналей, имеющих южное падение. У Кашка-Су-Талгарского разлома падения пород становятся крутыми, появляются узкие линейные складки субширотного простирания.

Кунгейский антиклинорий занимает приосевую часть одноименного хребта. В рассматриваемый нами район входит только его северный край. Взаимоотношение с Кеминским синклинорием тектоническое: на востоке — по Центрально-Кунгейскому надвигу, а на западе — по Западно-Кунгейскому разлому. Антиклинорий целиком представлен каледонским гранитоидным батолитом. Внутри него отмечаются ксенолиты мигматитов актюзской серии, включающие линзы мраморов. Их складчатое строение неясное, но в долине р. Дюре (южной) они, по-видимому, смяты в широкую синклинальную структуру меридионального простирания с погружением шарнира складки на юг.

Кеминский синклинорий расположен в одноименной долине и узкой полосой (при ширине 10 — 18 км) тянется в северо-восточном направлении на 140 км только в пределах рассматриваемого нами района. Говоря об общих чертах этой структуры, следует указать прежде всего на его дугообразность с выпуклостью, обращенной к северо-северо-западу, с падением всех надвигов как южного, так и северного края синклинория на юг. Наиболее важной особенностью Кеминского синклинория является его блоковое строение. Основную роль в структуре играют разрывные нарушения, которые разбивают крупные складки на ряд блоков, сдвигают, поворачивают, наклоняют их по-разному, и, вследствие этого, каждый из них обладает более или менее обособленным строением. Образно выражаясь, синклинорий представляет собой гигантскую тектоническую брекчию. Можно выделить тектонические блоки нескольких порядков. Наиболее крупные из них имеют самостоятельные типы разрезов, отличающиеся друг от друга составом, мощностью, интенсивностью смятий и метаморфизмом слагающих их отложений. Учитывая первостепенную роль разрывных нарушений в тектонике кеминского синклинория, вначале опишем крупные региональные разломы, затем — структуры отдельных блоков первого порядка.

Долина р. Чон-Кемин является участком сближения региональных разломов. Из последних преобладают имеющие северо-восточное ($70 - 80^\circ$) простирание. Из них особенно выделяются Кашка-Су-Талгарский, Чилико-Кеминский, Западно-Кунгейский и Центрально-Кунгейский разломы.

Кашка-Су-Талгарский разлом отделяет Кеминский синклиорий от Заилийского антиклинория и расположен на каждом склоне хр. Заилийский Ала-Тау. Он тянется от низовьев р. Кашка-Су (западной) до верховьев р. Талгар и далее на востоке уходит в долину р. Чилик. В зоне разлома породы изменены по-разному. Гранитоиды Заилийского батолита сильно раздроблены и превращены в белую, реже рыжую плохоцементированную «тектоническую муку». Она легко разрушается и создает в рельефе систему крупных и глубоких седловин. В осадочных толщах вдоль разлома образована мощная зона интенсивного расланцевания и локального повышения метаморфизма пород.

Отложения среднего палеозоя преобразованы в серицитохлоритовые и хлорито-эпидотовые сланцы, в других местах они представлены хлоритизированными и серицитизированными алевролитами и песчаниками. Галька в туфоконгломератах среднего ордовика разлинзовывается, вытягивается, часто участвует в мелкой гофрировке. Породы нижнего ордовика и рифея (чон-кеминская свита), находящиеся во всех других участках в зелено-сланцевой фации метаморфизма, здесь преобразуются до слюдяных, амфиболо-сланцевых и амфиболовых сланцев и гнейсов эпидот-амфиболитовой фации. В местах, где зона расланцевания сближается с интрузивными телами, породы среднего ордовика превращаются в амфиболиты.

Одной из особенностей Кашка-Су-Талгарского разлома является то, что он состоит как бы из отдельных звеньев, представляющих собой дуги большого радиуса кривизны, обращенные выпуклостью к северу. Часто западные крылья таких дуг продолжают к юго-западу от основного разлома, создавая впечатление оперяющих разрывов. По-видимому, такое строение обусловлено чешуйчатым глубинным продвижением каждого восточного блока на западный. Южное падение плоскости разлома хорошо видно на геологической карте.

Для разрывов характерно то, что в восточной части района прямолинейные разломы, имеющие северо-восточное ($45 - 50^\circ$) простирание, попадая в зону расланцевания, резко поворачивают на восток и становятся субширотными. Воз-

можно, что это является следствием скольжения или «отражения» их по расслабленной зоне.

Чилико-Кеминский разлом на отрезке от р. Джинди-Су до устья р. Чон-Кемин был выделен в 1911 г. К. И. Богдановичем и Д. И. Мушкетовым под названием «Кеминский» [3]. В восточной части района этот разлом проходит по южному подножью Заилийского Ала-Тоо. Западнее оз. Челек он пересекает долину Чон-Кемин и переходит на северный склон Кунгей Ала-Тоо. На западе, через перевал Ынырчак, он продолжается в Киргизском хребте. Разрыв хорошо выражен в рельефе, образуя систему глубоких седловин. К разлому приурочены крупные, параллельные ему долины рек Кель-Тёр, Туюк, Тору-Айгыр, Чим-Булак и др. У разлома сильно расширяются и другие долины. К западу от р. Джинди-Су обособляется небольшая гряда, впервые описанная К. И. Богдановичем как самостоятельная орографическая единица [3].

Западно-Кунгейский разлом в рассматриваемом районе представлен только восточной своей частью. Он является диагональным по отношению к простиранию Кунгейского хребта. В районе низовьев р. Чон-Кой-Су он ответвляется от Чилико-Кеминского разлома и в западном направлении, пересекая осевую часть хр. Кунгей Ала-Тоо, переходит на его южный склон. Судя по схеме Д. Н. Казанли, именно эта линия была принята им за Чилико-Кеминский разлом. Разрыв хорошо выражен в рельефе. К нему приурочена мощная зона расланцевания и мигматизации, которым подвержены гранитоиды и осадочные образования рифея и частично — нижнего палеозоя.

Центрально-Кунгейский надвиг протягивается по верховьям рек северного склона хр. Кунгей Ала-Тоо, местами поднимаясь к его осевой линии. На западе, в долине Кой-Су, он срезается северо-западным разломом, на востоке — уходит в долину р. Чон-Ак-Су. По Центрально-Киргизскому разлому на отложения нижнего палеозоя надвинуты гранитоиды Кунгейского батолита, оставляющие на некоторых гребнях и вершинах небольшие аллохтонные нащепки. Видимая амплитуда надвига не менее 4 км.

Вышеописанные разломы являются крупными структурами, ограничивающими тектонические блоки с различной интенсивностью и характером тектонических движений, создавая асимметричное строение синклиория в духе А. В. Пейве [13]. Внутри Кеминского синклиория выделяются три текто-

нических блока первого порядка: Северо-Кеминский, Южно-Кеминский и Западно-Кунгейский.

Северо-Кеминский блок расположен в северной части Кеминского синклинория, ограничиваясь с севера Кашка-Су-Талгарским, а с юга — Чилико-Кеминским разломами. Он узкой полосой — от 3 до 7,5 км протягивается в северо-восточном направлении вдоль долины р. Чон-Кемин более чем на 100 км. На западе блок срезается поперечным Джиналачским разломом, а на востоке уходит за пределы рассматриваемого района. Характер взаимоотношений толщ и их формационные особенности позволили в Северо-Кеминском блоке выделить два складчатых комплекса: рифейский и палеозойский.

Рифейский складчатый комплекс образован чон-кеминской свитой конгломератов, песчаников и алевролитов с линзами известняков общей видимой мощностью порядка 1300 м. В конгломератах встречаются обломки гранитоидов, гранито-гнейсов, мигматитов дорифейского мегакомплекса.

В палеозойском складчатом комплексе нижнепалеозойский структурный этаж представлен двумя структурными ярусами. Нижний из них сложен отложениями кембрия, нижнего и среднего ордовика, состоящими из конгломератов, песчаников, алевролитов, туфоконгломератов и туфопесчаников. Суммарная видимая мощность этих подразделений 2600 м.

Верхний структурный ярус нижнепалеозойского структурного этажа сложен толщей песчаников и алевролитов верхнего ордовика видимой мощности 340 м. Структурные ярусы разделены поверхностью размыва и углового несогласия.

Среднепалеозойский геосинклинальный структурный этаж палеозойского складчатого комплекса в Северо-Кеминском блоке состоит из песчаников и алевролитов с линзами водорослевых известняков визе-намюрского (?) возраста.

Северо-Кеминский блок раздроблен на более мелкие тектонические блоки, которые отличаются друг от друга особенностями складчатых структур и метаморфизма пород. Блоквое строение сильно затрудняет выделение единой складчатой структуры, характерной для всего Северо-Кеминского блока. Здесь встречаются десятки мелких сильно сжатых, часто изоклинальных складок с крутыми (60—90°) крыльями. Складки обладают субширотным простиранием, нередко с кулисообразным расположением. Протяженность складок местами достигает до 15 км, но чаще всего варьирует в пределах 5—10 км при ширине 1—1,5 км. Многие из них опрокинуты на

юг и сильно осложнены мельчайшими складками высоких порядков.

В Северо-Кеминском блоке широко развиты разрывные нарушения. Чаще всего встречаются разломы северо-восточного (45—50°) простирания, по которым местами фиксируются левые сдвиги с амплитудой от 2 до 8 км. Имеются разломы северо-западного (около 315°) и субширотного (70—90°) простираний. С последними местами связаны надвиги, имеющие южное падение. Разломы северо-западного направления больше распространены на западе, к востоку их количество убывает. В восточной части встречаются дайки порфиритов, связанные с разрывами субширотного и северо-западного простираний. Многие из них извилистые и быстро выклиниваются. Местами дайки разлинзованы и смяты в складки.

Южно-Кеминский блок ограничен с севера Чилико-Кеминским и частично Западно-Кунгейским разломами, а с юга — Центрально-Кунгейским надвигом. На востоке он уходит за пределы рассматриваемого нами района, а на западе срезается поперечным сбросом северо-западного простирания. В нашем районе он прослеживается на 65 км при ширине 6 км на западе и до 17,5 км на востоке.

В пределах Южно-Кеминского блока образования рифейского комплекса не обнажаются. Этот блок сложен только палеозойским складчатым комплексом, который резко отличается от своего аналога в Северо-Кеминском блоке как структурно, так и формационно. Особенно сильно отличается нижний геосинклинальный структурный этаж, включающий кембрийский и ордовикский подэтажи.

Кембрийский подэтаж представлен туфоосадочными и флишоидными породами чолпон-атинской свиты (1800 м). Структура этого подэтажа резко отличается от структур вышележащих образований. Чолпон-атинская свита смята в крупную антиклиналь, имеющую северо-восточное простирание и протяженность до 12 км. Её крылья осложнены многочисленными складками высоких порядков, которые являются довольно крупными по протяженности (до 5 км). Складки сильно сжатые, линейные, обычно с крутыми (60—90°) крыльями.

В ордовикском подэтаже выделяются три структурных яруса: нижний образован маломощными (260—300 м) терригенно-карбонатными отложениями нижнего ордовика и лланвирн-лландейльских ярусов среднего ордовика, которые резко несогласно налегают на кембрийский структурный под-

этаж; средний структурный ярус сложен мощными (до 1400 м) толщами андезитовых порфиритов и их туфов среднего+верхнего ордовика (карадокского яруса), а верхний — конгломератами, песчаниками и алевролитами молассовой формации мощностью до 1000 м, относящимися к верхнему ордовику. Структурные ярусы разделяются несогласием и разрывом. Породы ордовикского структурного подэтажа совместно с кембрийскими отложениями образуют одну Чолпон-Атинскую антиклиналь, которая имеет широтное простирание и, таким образом, развернута по отношению к направлению структур кембрийского подэтажа примерно на 25—30°. Протяженность складки 20 км при ширине до 7 км. Как к востоку, так и к западу ее шарнир испытывает погружение, осложняясь сбросовыми нарушениями. По мере продвижения к осевой части этой антиклинали наблюдается увеличение размыва (на 800 м) перед отложением осадков нижнего ордовика; уменьшение мощности и увеличение терригенного материала (с появлением конгломератов и песчаников) в нижнем и среднем ордовике, в то время как на крыльях складки в них преобладают карбонатные фации, а также полный их разрыв перед аккумуляцией среднего-верхнего ордовика. Такие факты свидетельствуют о конседиментационном характере описанной антиклинали.

На ее крыльях в бассейне рек Ак-Су и Долон-Аты встречается несколько пологих (0—30°) брахиформных структур. Но часто они осложнены чешуйчатыми моноклиналями. Крутые линейные складки появляются у разломов.

Среднепалеозойский структурный этаж здесь представлен двумя структурными ярусами. Нижний состоит из наземных эффузивов турнейского (?) возраста, которые с угловым несогласием залегают на подстилающих структурных сооружениях и часто выпадают из разреза. Верхний структурный ярус образован пестроцветными терригенными осадками визе-намюрского (?) возраста. Последние являются представителями лагунной формации. Ввиду изолированности выходов указанных отложений и приуроченности к разрывным нарушениям складчатые структуры в них не выделяются. Встречено несколько крутопадающих (50—70°) моноклиналей, сложенных осадками этого этажа.

Восточную часть Южно-Кеминского блока занимает каледонский гранитоидный массив, интрузирующий нижнепалеозойский структурный этаж.

В Южно-Кеминском блоке широко развиты разрывные нарушения. Особенно часто здесь встречаются надвиги, поло-

го падающие на юг и сильно усложняющие складки, создавая чешуйчатые структуры. Видимая минимальная амплитуда надвигов доходит до 4 км. Следует указать, что Центрально-Кунгейский надвиг является составной частью этой системы. Реже фиксируются разломы северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простираний. Последние часто обладают сбросовым характером.

Западно-Кунгейский блок охватывает западную часть хр. Кунгей Ала-Тоо. С севера он ограничивается Чилико-Кеминским, с юга — Западно-Кунгейским разломами, которые в долине р. Кой-Су соединяются. На западе он уходит под Боомскую эпикаледонскую складчатую зону. Блок сильно интрузирован каледонскими и байкальскими (?) гранитоидами. Осадочные образования здесь встречаются преимущественно в виде ксенолитов и, вследствие этого, о складчатых структурах блока судить очень трудно. В строении Западно-Кунгейского блока принимают участие рефейский и палеозойский комплексы.

Рифейский складчатый комплекс сложен чон-кеминской, тору-айгырской и кунгейской свитами. Последние соответственно относятся к базальной, сланцево-карбонатной и диабазовой геосинклинальным формациям. На границе двух первых отмечается разрыв. Общая видимая мощность толщ, составляющих этот комплекс, 1000—1400 м. В строении его улавливается наличие одной крупной антиклинальной складки восток-северо-восточного простирания. Она прорвана гранитоидными интрузивами и сильно затушевана. Северное ее крыло опрокинута на север, южное отчетливо падает в южных румбах. В последнем отмечаются мельчайшие опрокинутые складки высоких порядков.

Нижний структурный этаж палеозойского складчатого комплекса представлен здесь только эффузивами (андезитовые и дацитовые порфириты, кварцевые порфиры и их туфы) среднего+верхнего ордовика (2800 м), которые с угловым несогласием лежат на рифейском складчатом комплексе.

Верхний структурный этаж палеозойского комплекса состоит из трех структурных ярусов, отделяющихся друг от друга разрывами и угловыми несогласиями. Нижний ярус представлен кислыми эффузивами девона, средний — красноцветными терригенными образованиями нижнего и среднего карбона, а верхний — эффузивами нижней перми. В общем, они образуют одну синклинальную складку северо-восточного простирания с погружением шарнира на юго-запад.

Основные черты тектонического развития

Район имеет длительную и сложную историю тектонического развития.

Дорифейский этап жизни земной коры в этом районе пока еще слабо изучен, так как его образования нацело перекристаллизованы и гранитизированы. Судя по некоторым реликтам мраморов и основных эффузивов, можно предположить, что условия того времени были близки эвгеосинклинальным. Материалы наших исследований позволяют говорить, что тектонические движения дорифейского времени были резко отличны от всех последующих рифейско-палеозойских как по своему направлению, так и по особой интенсивности деформации пород. Это подтверждается тем, что всюду в выходах дорифейского основания широко распространена интенсивная складчатость течения, простирающаяся почти под прямым углом к направлению рифейско-палеозойских структур, а также интенсивная мигматизация и гранитизация. Это — следствие господства высоких давлений и температур.

В образованиях же рифейско-палеозойских складчатых комплексов ультраметаморфизм такого масштаба почти нигде не встречается, а если где и проявляется, то имеет локальное, чаще всего приразломное распространение. Как метаморфизм пород, так и направление складок дорифейского фундамента подтверждают идею В. Г. Королева о том, что уже до начала рифейского прогибания на месте Тянь-Шаня был сформирован монолитный консолидированный массив. Жесткость этого фундамента проявляется во всех последующих этапах развития земной коры. Рифейское время знаменует собой начало дробления описываемого монолитного фундамента. По-видимому, в первой половине указанного времени еще не было узких (ленточных) изолированных прогибов и поднятий не только в пределах Кеминского синклинория, но и во всем Северном Тянь-Шане. Такое предположение обосновывается тем, что одинаковые формации и фации рифейского возраста прослеживаются почти по всему этому региону (данные В. Г. Королева, В. В. Киселева и К. Н. Нурманбетова).

Геосинклинальный этап рифейского времени, по-видимому, начинается с постепенного опускания земной коры без расколов в фундаменте, хотя тектонические движения были довольно интенсивными. В этих условиях накапливались полимиктовые конгломераты, кварцитовидные косослоистые песчаники и алевролиты с линзовидной слоистостью со сле-

дами подводных оползней, образовавшие чон-кеминскую свиту, а также карбонатные отложения тору-айгырской свиты с линзами углистых известняков, углисто-кремнистых сланцев и алевролитов. Характер осадков в этот этап жизни района близок к миогеосинклинали. Резкое изменение в истории тектонического развития рифейской геосинклинали происходит во вторую половину рифея. В это время изгиб земной коры вниз (ниже уровня хорды) достигает, очевидно, такой величины, когда в ней возникают растягивающие усилия и жесткая кора начинает раскалываться и дробиться с образованием зияющих трещин, по которым происходит излияние основной магмы, сформировавшей кунгейскую свиту. Процесс этот, по всей вероятности, был близок к теоретически описанному Ю. А. Косыгиным и В. А. Магницким [11]. С этого времени в Северном Тянь-Шане начинаются более сильные дифференцированные движения, и область приобретает черты эвгеосинклинали. По-видимому, тогда и были заложены многие глубинные разломы, которые имеют весьма существенное значение для последующих этапов геологической жизни района. По нашему мнению, тектоническое развитие Северного Тянь-Шаня рифейского времени может служить примером перехода миогеосинклинали в эвгеосинклинали [12]. По сути дела, здесь ставится вопрос не только о пространственном соотношении платформа — миогеосинклиналь — эвгеосинклиналь, но и о возрастном таком соотношении.

Более поздние этапы жизни рифейской складчатой эры нашего района во многом остаются загадочными, так как осадочные образования этого периода здесь отсутствуют. Однако материалы из других районов Северного Тянь-Шаня, собранные В. В. Киселевым и В. Г. Королевым, Р. А. Максумовой и К. Н. Нурманбетовым в 1960 — 1963 гг., убедительно доказывают, что рифейская эра представляет собой вполне самостоятельный цикл геосинклинального и геоантиклинального развития земной коры. Следы таких движений в Кеминском синклинории сохранены в виде узкой полосы байкальских гранитоидов. Несмотря на самостоятельность этого цикла, он не мог привести к окончательной консолидации земной коры в данном районе, а наоборот, с заложением глубинных разломов им была подготовлена почва для более грандиозных движений в палеозойскую эру. Нижнепалеозойский этап развития Кеминской геосинклинали характеризуется сильной дифференцированностью движений отдельных тектонических блоков. Для их жизни большое значение имели глубинные разломы, по которым перемещались отдельные чешуи-линзы

земной коры, создавая на поверхности узкие (3—7,5 до 15 км ширины), вытянутые на сотни километров при мощности осадков 4,5 км геосинклинальные «рвы» и разделяющие их поднятия. Эти движения нашли своеобразное отражение в различных типах разрезов и структурных особенностях тектонических блоков Кеминского синклинория. Так, в кембрийское время наибольшее погружение претерпел Южно-Кеминский блок с отложением осадков вулканогенной и флишевой формаций видимой мощностью до 1800 м. К концу этого времени здесь происходят складчатые движения (салаирская фаза). Возможно, здесь имело место и внедрение интрузивов, так как в вышележащих породах встречаются обломки гранитоидов. В других районах Северного Тянь-Шаня интрузивы салаирской фазы известны давно [15].

В Северо-Кеминском блоке в кембрийское время отлагались осадки граувакковой формации видимой мощностью 360 м. Следов складчатых движений этого времени здесь не наблюдается, хотя на границе ордовика и кембрия имеется разрыв. В Западно-Кунгейском блоке отложения кембрийского возраста отсутствуют.

В течение нижнего и среднего ордовика Северо-Кеминский блок испытывал наибольшее погружение. При этом происходило накопление туфогенных алевролитов, туфопесчаников и туфоконгломератов. Мощность 2260 м.

В это же время в Южно-Кеминском блоке отлагались терригенно-карбонатные осадки общей мощностью 260—300 м, а Западно-Кунгейский блок оказался приподнятым и, очевидно, служил «перегородкой» между Северо- и Южно-Кеминскими блоками. Если отложения этого возраста в Северо-Кеминском блоке смяты в сильно сжатые, часто изоклинальные линейные складки, то в Южно-Кеминском они полого изогнуты в брахиальные складки (конечно, если не считать приразломные осложнения). Причем на втором участке складки являются долгоживущими, конседиментационными.

Контрастные движения по блокам происходили и в кардокское время, когда Южно-Кеминский и Западно-Кунгейский блоки испытывали интенсивное опускание, при этом накапливались андезитовые, дацитовые порфириды, кварцевые порфиры и их туфы видимой мощностью до 1400 и 2800 м. В это время Северо-Кеминский блок оказался приподнятым, и осадки здесь не отлагались. В ашгильское (?) время Южно-Кеминский блок продолжает опускаться, и здесь накапливаются, в основном, конгломераты и песчаники (молассовая формация) мощностью до 1000 м, а в Северо-Кеминском бло-

ке отлагаются пестроцветные песчаники и алевролиты (более 340 м). В Западно-Кунгейском блоке разновозрастные отложения не обнаружены.

По типу складчатости, формациям осадков и магматизму ордовикские отложения Южно-Кеминского и Западно-Кунгейского блоков были характерны для геосинклинальных структур земной коры. Но они отличаются от подробных образований среднего и верхнего палеозоя своим более низким положением относительно уровня моря. По-видимому, эти черты были обусловлены существованием геосинклинального режима на соседних площадях Северо-Кеминского блока.

Нижнепалеозойский этап завершается интенсивной складчатостью и внедрением гранитоидных батолитов, которые привели к ликвидации геосинклинального режима. Вместе с тем глубинные разломы рассматриваемого района также, как и многие разломы во всем Северном Тянь-Шане и Центральном Казахстане [4, 16], утратили свое бывшее значение. Так, в среднем палеозое по всей территории района встречаются сходные формации и аналогичный тип складчатости и магматизма. По всему видно, что движения земной коры теперь происходили не узкими тектоническими блоками, а охватывали более широкие площади.

На основании вышеизложенного можно сделать следующее заключение.

1. Подтверждаются недавние выводы В. В. Киселева и В. Г. Королева о резкой границе между рифеем и дорифеем не только в миогеосинклиналях, но и в эвгеосинклиналях [8]. Дорифейские и рифейско-палеозойские складчатые структуры пересекаются почти под прямым углом и сильно отличаются интенсивностью и масштабом тектонических движений.

2. Рифейский и палеозойский тектонико-магматические циклы, как полагают В. В. Киселев и В. Г. Королев, вполне самостоятельны и обладают многими общими чертами. Несмотря на это, первый из них отличается меньшей дифференцированностью тектонических движений, присутствием элементов не только эвгеосинклинали, но и миогеосинклинали. Он накладывается на платформенный фундамент, и в процессе его развития были заложены первые глубинные разломы. До некоторой степени рифейский этап явился подготовительным для палеозойских тектонических движений.

3. В каледонскую складчатую эпоху земная кора испытывала дифференциальные перемещения по узким ленточно-вытянутым блокам-линзам, образуя на поверхности структур-

но-фациальные подзоны. В последних в разное время происходили складчатые движения.

Возраст складчатости, типы разрезов, структурные и формационные особенности позволяют выделить внутри Кеминского синклинория раннекаледонскую (салаирскую) и среднекаледонскую подзоны. Первая объединяет Южно-Кеминский и Западно-Кунгейский блоки, ко второй относится Северо-Кеминский блок.

5. Дугообразная форма Кеминского синклинория и одностороннее движение масс по надвигам с юга свидетельствуют о значительной активности и относительно высокой жесткости Кунгей-Терскейского срединного массива, выделенного В. Г. Королевым в 1954 г. [10]. С ним же, очевидно, связывается и миграция складчатых движений с юга.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакиров А. и Нурманбетов К. Новые данные по стратиграфии и тектонике бассейна реки Чон-Кемин. Тезисы докладов восьмой научно-технической конференции (горно-геологическая секция), Фрунзенский политехнический институт, Фрунзе, 1963.
2. Бакиров А. и Нурманбетов К. О двух типах разрезов палеозоя в верховьях р. Чон-Кемин. Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня, Изд-во АН Киргиз. ССР, Фрунзе, 1964.
3. Богданович К. И., Карк И. М., Корольков Б. А., Мушкетов Д. И. Землетрясения в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.). Тр. Геолком (нов. сер.), 89, II, 1914.
4. Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. БМОИП, отд. геол., т. XXXIV (I), 1959.
5. Богданов А. А. О термине «структурный этаж». Статья 3, БМОИП, отд. геол., т. XXXVIII (I), 1963.
6. Казанли Д. Н. Геология Северного Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. Бюлл. Совета по сейсмологии, № 3, Изд-во АН СССР, М., 1957.
7. Киселев В. В. О составе и возрасте спилито-кератофировой формации западной части Киргизского хребта. В кн.: «Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии». Изд-во АН Киргиз. ССР, Фрунзе, 1964.
8. Киселев В. В., Королев В. Г. Основные черты тектоники западной части Киргизского хребта. Тектоника западных районов Тянь-Шаня, Изд-во АН Киргиз. ССР, Фрунзе, 1964.
9. Кнауф В. И. О глубинно-глыбовой природе структуры Тянь-Шаня. Тр. УГ и ОН при Совете Министров Киргиз. ССР, сб. 2, Госгеолтехиздат, 1962.
10. Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. Изв. Киргиз. филиала Всесоюз. геогр. о-ва СССР, вып. 3, Изд-во АН Киргиз. ССР, Фрунзе, 1961.
11. Косыгин Ю. А. и Магницкий В. А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования. БМОИП, отд. геол., т. XXIII (3), 1948.

12. Леонов Г. П. К вопросу об историко-геологических типах развития геосинклиналей. Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники (1—6 февраля 1963 г.), Изд-во АН СССР, М., 1962.
13. Пейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тянь-Шаньского орогена и происхождение его виргации. БМОИП, отд. геол., т. XXII (5), 1947.
14. Пейве А. В. Стратиграфия и возраст древних свит Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1948.
15. Помазков К. Д. Глубинные подвижные зоны Тянь-Шаня и их рудоконтролирующее значение. Тр. УГ и ОН при Совете Министров Киргиз. ССР, сб. 2, Госгеолтехиздат, 1962.
16. Синицин Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня. Вестн. ЛГУ, № 12, 1957.

Резюме

Макалада жаңы маалыматтардын негизинде Кемин синклинориясынын тектоникалык түзүлүшү жана тарыхый өнүгүшүнүн өзгөчөлүктөрү баяндалды.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

1. В. В. Киселев, В. Г. Королев, К. Нурманбетов К стратиграфии докембрия в верховьях р. Малый Нарын (Терской Ала-Тоо)	3
2. Р. А. Максумова. Сравнительная петрографо-минералогическая характеристика рифейских терригенно-карбонатных отложений Таласского Ала-Тоо	14
3. Ю. В. Жуков. Нижнепалеозойские формации Срединного Тянь-Шаня	32
4. М. Б. Зима, В. Г. Королев. О находке ордовикских граптолитов на юго-западном побережье оз. Сон-Куль	57
5. Р. Е. Риненберг. К стратиграфии терригенных отложений силура северных склонов Алайского хребта	67
6. А. П. Павлова. Значение ругоз для стратиграфии девонских отложений Южной Ферганы	73
7. М. Б. Орловский, Б. В. Поярко. Стратиграфия нижнедевонских отложений северной части междуречья Абшир-Сох (Южная Фергана)	88
8. М. Б. Орловский, В. П. Скворцов. К стратиграфии фаменских отложений в юго-восточной части Чаткальского хребта	107
9. Б. В. Поярко, В. П. Скворцов. Расчленение визейского яруса Северной Ферганы (по данным изучения фораминифер)	114
10. А. В. Попов. О стратиграфическом положении визейских гониатитовых фаций Восточного Молдо-Тоо и района оз. Сон-Куль	137
11. З. Н. Пояркова. О меловых отложениях Кураминского хребта.	156
12. М. В. Неймышев. Стратиграфия неогеновых отложений Кочкорской впадины в свете новых палеонтологических данных	167
13. А. Х. Ибрагимов, А. Т. Турдукулов. К стратиграфии третичных (палеоген-неогеновых) континентальных отложений Чуйской впадины	173
14. И. М. Ибрагимов, М. А. Талипов. К вопросу о стратиграфии кайнозойских отложений Иссык-Кульской впадины	188
15. А. Бакиров. К тектонике Кеминского синклиория.	200

Редактор издательства *В. В. Ковальчук*Технический редактор *М. Г. Попова*Обложка художника *В. Ф. Роека*Корректор *Г. Одинцова*Подписано в печать 11/III 1965 г. Формат бумаги 60×90^{1/16} Объем 13,5 п. л.

+5 вкл. 1,38 п. л., уч.-изд. 14 л.

Д—02674

Заказ 2758/1

Цена 98 коп. Тираж 500 экз.

гор. Фрунзе, тип. АН Киргизской ССР