

070055
В. 74

0130

ISSN 0130-0245

4/69

ВОПРОСЫ
СТРАТИГРАФИИ

2

**ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени А. А. ЖДАНОВА**

ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ

Выпуск 2



**ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
ЛЕНИНГРАД 1979**

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Ленинградского университета

Вопросы стратиграфии. Вып. 2: Сб. статей /Под ред. Г.С. Поршнякова. - Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1979. 160 с.

Сборник (вып. I вышел в 1974 г.) включает статьи, содержащие новые данные по региональной стратиграфии, а также посвященные общим вопросам этого раздела геологии. Рассматриваются типы разрезов палеозоя отдельных районов Тянь-Шаня, возраст выделяемых подразделений, их формационная принадлежность и связь с тектоническим режимом. Показана зависимость строения юрско-меловых отложений западной Туркмении от геологической истории. Рассмотрены объем, границы и распространение байосского яруса в различных регионах СССР. Обсуждаются различные методы, применяемые для изучения стратиграфии мезозойских красноцветов лагунного и континентального генезиса, распространенных в Средней Азии и другие вопросы.

Предназначен для специалистов, занимающихся вопросами стратиграфии и региональной геологии.

В 20801 - II7 I09-79. I904040000
076(02)-79

© Издательство Ленинградского
университета, 1979 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике помещены статьи, отражающие основные направления научной деятельности кафедры исторической геологии Ленинградского государственного университета, а также других кафедр геологического факультета, в которых нашла свое применение разработка вопросов стратиграфии.

Этот сборник сотрудники кафедры исторической геологии посвящают своему учителю, профессору Григорию Яковлевичу Крымгольцу в связи с его семидесятилетием. Поэтому в первой статье сборника дается краткий обзор основных работ юбиляра и выявляется их значение для познания стратиграфии юрской системы территории СССР и развития общей теории стратиграфии. Нам представляется, что относительный порядок, которым стратиграфия юры отличается от подразделений других систем, объясняется не только специфической аммонитовой фауны, на которую она опирается, но и трудами Григория Яковлевича Крымгольца, уже много лет, со времени ее организации, стоящего во главе Юрской комиссии МСК.

И в данном сборнике юбиляр выступает со статьей, в которой дается всесторонняя характеристика одного из основных подразделений юрской системы — байосского яруса и в стратотипической местности и по территории Советского Союза. Можно полагать, что эта статья явится образцом для разбора в дальнейшем и других ярусов юры, ибо столь четких и сжатых описаний ярусов у нас еще нет.

Следующие четыре статьи, написанные ближайшими учениками Г.Я.Крымгольца, посвящены проблемам детальной стратиграфии верхней юры и нижнего мела Западной Туркмении. Они представляют собой не только региональный, но и общетематический интерес, ибо вопросы детального стратиграфического расчленения красноцветов, да еще красноцветов, развитых в пределах области перехода от краевого Предкопетдагского прогиба к Туранской платформе вызывают обычно серьезные затруднения и горячие дискуссии. Здесь особенно хорошо видны явления возрастного скольжения фациальных границ и сложность установления взаимоотношений местных подразделений с подразделениями МСШ. Сходную структурную позицию занимает также Предсудетская моноклиналь, пермские отложения которой, по новейшим материалам, детально описаны в статье польского геолога Ежи Клаппиньски из Вроцлавского университета, в содружестве с которым работает Ленинградский университет.

Геологический факультет ЛГУ уже более 40 лет ведет исследования в Тянь-Шане в контакте с геологами Киргизии. Новые материалы по палеозою Южного Тянь-Шаня публикуются в следующих трех статьях сборника. Сложные складчатые, чешуйчатые и покровные структуры, резкая изменчивость формационного состава геосинклинальных комплексов ставят здесь перед исследо-

вателями проблемы разработки детальной стратиграфии для целей восстановления первичных соотношений различных типов разрезов среднего палеозоя. Несомненный интерес имеют новые данные о типах разрезов и покровных структурах Чапыркорумской синформы, выявление новых типов разрезов среднего палеозоя в Кара-Чукуре, Сары-Билесе и в районе Шахимардана.

Сборник завершается тремя статьями общего порядка. В них затронуты вопросы формирования поверхностей раздела между пластами, методики поиска органических остатков в метаморфических породах (польские геологи достигли здесь немалых успехов), вопросы более строгого, системного изучения ассоциаций горных пород.

Хочется надеяться, что сборник будет полезен для всех геологов, работающих в области стратиграфии и геологии, особенно - геологии передовых прогибов и складчатых областей.

Е.Л.Прозоровская

ЗНАЧЕНИЕ РАБОТ Г.Я.КРЫМГОЛЬЦА В ПОЗНАНИИ СТРАТИГРАФИИ
И ПАЛЕОНТОЛОГИИ МЕЗОЗОЯ СССР

В 1977 г. исполнилось 70 лет со дня рождения и 50 лет научно-педагогической деятельности профессора кафедры исторической геологии Ленинградского университета, доктора геолого-минералогических наук Григория Яковлевича Крымгольца, одного из крупнейших специалистов в области стратиграфии и палеонтологии мезозоя. Имя его особенно тесно связано с изучением стратиграфии и руководящих ископаемых юрской системы, которому он посвятил себя еще будучи студентом.

К концу 20-х годов в той или иной степени изученными юрские образования были лишь в небольшом количестве наиболее доступных районов европейской части Советского Союза. Благодаря работам А.А.Борисяка, С.Н.Никитина, И.И.Алова, В.Ф.Пчелинцева, А.Н.Розанова, Д.Н.Соколова и других ученых к этому времени уже более или менее наметились основы ярусного деления. В других же районах был установлен лишь сам факт присутствия какой-либо части юрского разреза.

В 1928-1929 гг. к изучению юрских отложений приступил студент старших курсов естественного отделения физико-математического факультета Ленинградского университета Г.Я.Крымголец. Сначала он увлекся органическими остатками этой системы. Его работа по позднейюрским *Cylindroteuthinae* Тимана, бас.р.Сысола и Оренбургской области [1] не потеряла своего значения и до наших дней. В ней дается подробный критический разбор классификации белемнитов и указывается на необходимость хотя бы чисто морфологического расчленения рода *Belemnites*, на неправильность систематической принадлежности многих видов из подсемейства *Cylindroteuthinae*, приводится перечень основных таксономических признаков для этих остатков, дается описание ряда новых таксонов.

В 1931 г. вышла монография Г.Я.Крымгольца [2], посвященная юрским белемнитам Крыма и Кавказа. Здесь, наряду с описанием остатков белемнитов, приведен их детальный стратиграфический анализ. Это позволило расчленить развитые в данных районах нижне-, средне- и верхнеюрские отложения с точностью до яруса, подъяруса, а иногда даже наметить зональные подразделения.

Позднее Г.Я.Крымголец переходит к последовательному изучению юрских, реже меловых отложений самых разных регионов нашей страны: Забайкалья и Туркмении, Дальнего Востока и Памира, Якутии, Крыма, Кавказа, Русской плат-

формы и др. В результате появляется серия работ, показывающая особенности строения развитых в этих регионах юрских и меловых отложений и содержащихся в них остатков белемноидей, аммонитов и двустворок.

В 1934 г. выходит крупная монография В.Ф.Пчелинцева и Г.Я.Крымгольца «Материалы по стратиграфии юры и нижнего мела Туркмении» [3], где впервые приводится описание детальных сводных разрезов указанных отложений в Большом Балхане и в Копетдаге, а также дается корреляция этих разрезов между собой. Во второй, палеонтологической, части работы Г.Я.Крымгольцем приведено монографическое описание меловых пластинчатожаберных моллюсков и белемнитов. Эта работа, в особенности ее вторая часть, не утратила своего значения и сейчас, она широко используется при изучении стратиграфии и фауны мезозоя Туркмении.

Вскоре после этого появляются еще две работы: одна по аммонитам и двустворкам из юрских отложений Забайкалья [4], а другая - по раннемеловым белемнитам Кавказа [5]. Последняя представляет собой полную сводку всего материала, имевшегося в то время по данному разделу палеонтологии. В этой монографии дан глубокий и всесторонний анализ распространения белемнитов в нижнемеловых образованиях Кавказа, показано руководящее значение этой группы для стратиграфии мезозоя, дана оценка таксономического значения отдельных морфологических признаков для систематики белемнитов. Приводимые в работе описания отдельных таксонов поражают своей разносторонностью и глубиной.

Несмотря на интерес Григория Яковлевича к стратиграфии и палеонтологии юрской системы самых разных районов СССР, южные разрезы, где юра представлена наиболее полно и разнообразно, являются основной привязанностью его.

В 1940 г. выходит статья, посвященная вопросам расчленения нижне- и среднеюрских отложений Северного Кавказа [6], в 1951 г. - головоногим из юрских отложений Закавказья [7], в 1953 г. - вопросам стратиграфии и фауны нижней и средней юры различных районов Кавказа [8, 43-46]. В последней из названных работ, созданной на основании монографического изучения целого ряда коллекций из разных районов Кавказа, принадлежащих многочисленным исследователям, приводятся богатые комплексы головоногих для средней части нижней юры, нижнего и верхнего тоара, нижнего и верхнего аалена. Менее богаты комплексы, приводимые для байоса и бата. На основании анализа материала делается вывод о возможности проследить в юрских отложениях вдоль всего северного склона Кавказа ряд стратиграфических горизонтов. Во второй части этой крупной работы дается монографическое описание аммонитов и белемнитов, как широко известных видов, так и видов, встреченных впервые. Этой работой о стратиграфии юрских отложений Кавказа были внесены новые данные, не потерявшие своего значения и ныне.

В эти же годы выходит из печати несколько статей, посвященных стратиграфии и фауне Севера Сибири, бассейна р.Вилуй [9, 10, 47]. Они внесли значительные коррективы в существовавшие прежде представления о возрасте морских мезозойских отложений этого района, а также о палеогеографической обстановке, существовавшей на этой территории в юрский период. В работе [10] доказано, что мнения о возрасте выделявшихся ранее в бассейне р.Вилуй трех фаунистически охарактеризованных разновозрастных горизонтов, принадлежащих среднему и верхнему лейасу и верхнему аалену, должны быть пересмотрены. В

результате анализа новых материалов было установлено, что все находки аммонитов из второго горизонта говорят о тоарском возрасте, выделявшиеся здесь ранее верхнеааленские отложения отсутствуют и разрез морской юры на юго-западной части Вилуйской синеклизы заканчивается тоаром.

Параллельно с региональными стратиграфическими и палеонтологическими работами выходят и теоретические работы Г.Я.Крымгольца, посвященные общим вопросам и проблемам стратиграфии. Так, в годы войны, в 1942 г., выходит статья, посвященная вопросам положения границы между нижним и средним отделами юрской системы [II], неоднозначности проведения этой границы в разных странах. Эта серьезная проблема продолжала волновать Григория Яковлевича и позднее.

В работе, вышедшей из печати в 1957 г. [I2], делается серьезный анализ объема и положения в Общей шкале ааленского яруса и, соответственно, положения границы между нижним и средним отделами юрской системы. В результате автор приходит к выводу о том, что названная граница должна быть принята согласно первоначальной ее трактовке и характеру изменения головоногих моллюсков - между зонами *Leioceras oralinum* и *Ludwigia michisonae*, т.е. между нижним и верхним ааленом. При этом, однако, указывается на необходимость уменьшения объемов тоарского и байосского ярусов и выделения соответственно нижнего ааленского и верхнего ааленского ярусов (кардоникского и зеленчукского ярусов по Е.Е.Мигачевой). При дальнейшем знакомстве с новой литературой по стратотипам и фауне указанных ярусов выяснилось, что при их первоначальной характеристике был допущен ряд ошибок и Г.Я.Крымголец считал правильным сохранить единый ааленский ярус в основании средней юры.

В послевоенные годы были известны уже статьи Г.Я.Крымгольца по палеонтологии и стратиграфии юры и, частично, мела разных регионов СССР: Приуралья [I] и Туркмении [3, I3, 42], Крыма, Кавказа и Закавказья [2, 5-7, I5, 48-50], Забайкалья [4] и Приморья [I4], Северной Сибири [9, I0, I6] и Русской платформы [I7]. Поэтому, когда встал вопрос о создании сводных палеонтолого-стратиграфических и стратиграфических монографий, то обобщение данных по юрской, а иногда и меловой системам было поручено Г.Я.Крымгольцу. Так появились такие крупные сводки, как атласы руководящих ископаемых фаун СССР по нижней и средней юре [I8], по верхней юре [I9] и по нижнему мелу [20]; тома IX (Северный Кавказ) и XIII (Туркменская ССР) "Геологии СССР" [I5, 2I, 33, 34]; Основы палеонтологии [22] и др.

Во все эти издания Г.Я.Крымгольцем вложен огромный труд по сведению обширных, часто противоречивых данных. Удачные, серьезные обобщения, сделанные им, глубокое и разностороннее знание материала, умение видеть в нем самое главное - все это способствовало тому, что Григорий Яковлевич признается лучшим знатоком юрских отложений СССР. Когда в 1955 г. создается Межведомственный стратиграфический комитет, а затем организуются постоянные комиссии по всем системам, возглавить комиссию по юрской системе поручается Г.Я.Крымгольцу. С тех пор прошло более 20 лет, но и до сих пор «главой юрской системы» в СССР, бессменным председателем комиссии по юрской системе остается Григорий Яковлевич. Его региональные геологические, палеонтолого-стратиграфические, палеогеографические, методические и теоретические работы широко известны и за рубежом. Подтверждением этому является и тот факт, что уже многие годы Крымголец является членом Международ-

ной подкомиссии по юрской системе. И когда в сентябре 1977 г. в г.Штутт-гарте (ФРГ) происходило очередное заседание и перевыборы Подкомиссии, имя Григория Яковлевича было названо среди самых первых.

Возвращаясь к краткому обзору основных работ Г.Я.Крымгольца по стратиграфии и палеонтологии юрских отложений СССР, последовавших за выше названными обобщающими сводными работами, одними из первых хочется назвать крупные методические работы, посвященные методике определения мезозойских головоногих [23, 38]. В этих книгах приводится характеристика строения и образа жизни ископаемых головоногих моллюсков, а также основные положения методики определения этих групп ископаемых. Затем дается подробная характеристика отдельных систематических признаков, по которым производится определение мезозойских аммонитов и белемнитов, приводится оценка таксономического значения этих признаков и характеристика основных приемов при определении названных групп фауны. Значение этих книг, являющихся по сути дела учебниками, трудно переоценить.

Очень большое внимание в своих трудах уделяет Г.Я.Крымголец вопросам Общей шкалы юрской системы [24-26]. В этих работах анализируются объемы отдельных стратиграфических подразделений, положение границ между ними [27], история развития органического мира, история палеогео- и палеобиогеографического развития отдельных территорий и всей Земли в целом. Автор подробно останавливается на наиболее спорных, неоднозначно решаемых вопросах, таких как положение границы между триасом и юрой, количество ярусов в нижнем отделе юры, снова и снова возвращается к проблеме ааленского яруса, к положению границы между средним и верхним отделами юры. Особое место занимает всегда вопрос о самой верхней, надкimmerиджской части шкалы юрской системы, т.е. о титонском и волжском ярусах.

Нельзя не отметить постоянного внимания Григория Яковлевича к вопросам общих проблем стратиграфии, ее терминологии, классификации, номенклатуры и методологии [28, 29]. Им предложен новый термин в стратиграфии для обозначения понятия местной зоны - лона. Этот термин уже доказал свою жизнеспособность, прочно войдя в науку и практику, о чем свидетельствует и включение его в Стратиграфический кодекс СССР [30].

В последние годы Г.Я.Крымголец заинтересовался остро дискуссионной проблемой перемещения континентов. Эти вопросы он в какой-то степени затрагивал и в своих более ранних работах, в которых касался палеогеографической обстановки того или иного региона или Земли в целом. В последние же годы он принимает участие в рассмотрении этих вопросов в нескольких работах [31 и др.] .

Во второй половине шестидесятых годов в стране назрела необходимость обновления сводок по стратиграфии, палеогеографии и фауне юрского периода (так же как и других периодов истории Земли). И снова подготовка их идет под руководством и при непосредственном участии Г.Я.Крымгольца. Здесь следует назвать такие фундаментальные издания, как «Геологическое строение СССР», «Атлас палеогеографических карт СССР», многотомные издания «Геология СССР», «Стратиграфия СССР» .

В I томе «Геологического строения СССР», посвященном стратиграфии [32], Григорий Яковлевич является редактором всего большого раздела «Юрская система», кроме того, он автор или соавтор целого ряда региональных очерков, а также сводных разделов, посвященных общей характеристике юры,

корреляции разрезов, палеогеографии, палеобиогеографии и полезным ископаемым. В ряде региональных томов «Геология СССР» [33, 34] и в юрском томе «Стратиграфии СССР» [26] общие разделы, посвященные истории изучения юрских отложений в СССР, основному их делению, общей характеристике стратиграфии, корреляции, палеогеографическому и палеобиогеографическому районированию и т.д., написаны Григорием Яковлевичем. Нет необходимости говорить о том, сколько труда вложено им в эти сводные работы и каково значение его труда и этих работ.

Огромной является роль Г.Я.Крымгольца в организации различных региональных и тематических совещаний, симпозиумов и коллоквиумов как внутри страны, так и за рубежом. Он является активным участником многих международных совещаний, его доклады и статьи напечатаны в разных странах, на различных языках мира [31, 35-37, 39-41].

Трудно представить, как все это успевает делать Григорий Яковлевич. Ведь он педагог, профессор, который ведет целый ряд курсов лекций, руководит курсовыми и дипломными проектами студентов, является научным руководителем диссертационных работ, возглавляет работу Студенческого научного общества на геологическом факультете и т.д. Георгий Яковлевич воспитал целую плеяду специалистов по стратиграфии и палеонтологии мезозоя. Теперь уже не только отдельные ученики, но и целые коллективы специалистов пользуются его советами, наставлениями и консультациями.

Крупные достижения в познании юрских отложений СССР за последние пятьдесят лет привели, в частности, к тому положению, что для большинства регионов Союза составлены детальные стратиграфические схемы. Основными подразделениями их являются сейчас чаще всего зоны и даже подзоны, которые в ряде случаев уверенно коррелируются между собой. Все это создает условия для успешного освоения разнообразных месторождений полезных ископаемых, которыми богаты юрские отложения. Столь значительные успехи в изучении стратиграфии юры в существенной степени достигнуты благодаря активной деятельности Комиссии по юрской системе и ее бесменного председателя. Не будет преувеличением сказать, что практически все схемы так или иначе обязаны своим появлением Г.Я.Крымгольцу.

Можно не сомневаться, что и в будущем коллектив «юрстов» СССР во главе со своим руководителем, Григорием Яковлевичем Крымгольцем сделают еще многое для уточнения стратиграфии и палеонтологии юрской системы и решения многих принципиальных вопросов, имеющих общетеоретическое, научное и практическое значение.

Список трудов Г.Я.Крымгольца

1. К р ы м г о л ь ц Г.Я. Верхнеюрские *Cylindroteuthinae* Тимана, бассейна р.Сысолы и Оренбургской губернии. - Изв.Геол.комитета, 1929, т.XLVIII, № 7, с.103-142.
2. К р ы м г о л ь ц Г.Я. Юрские белемниты Крыма и Кавказа. - Труды ГГРУ ВСНХ, 1931, вып.76. 52 с.
3. П ч е л и н ц е в В.Ф., К р ы м г о л ь ц Г.Я. Материалы по стратиграфии юры и нижнего мела Туркмении. - Труды ВГРО, 1934, вып.210. 216 с.
4. К р ы м г о л ь ц Г.Я. Морская юрская фауна Восточного Забайкалья. - Труды ЛОЕ, 1938, т.LXVII, вып.2, с.257-279.

5. К р ы м г о л ь ц Г.Я. Нижнемеловые белемниты Кавказа. Монографии по палеонтологии СССР, 1939, т. LXVII, вып. I. 54 с.
6. К р ы м г о л ь ц Г.Я. К стратиграфии нижней и средней юры Северного Кавказа. - Материалы ВСЕГЕИ, общ.сер., 1940, сб.5, с.202-208.
7. К р ы м г о л ь ц Г.Я. Некоторые головоногие из юрских отложений Закавказья. - Труды ЛОЕ, 1951, т. LXVIII, вып.2, с.26-38.
8. К р ы м г о л ь ц Г.Я. Материалы к стратиграфии и фауне нижней и средней юры Кавказа. - Учен.зап.ДГУ, 1953, № 139, с.25-58.
9. К р ы м г о л ь ц Г.Я. О морских юрских отложениях в бассейне Виллы. - Докл.АН СССР, 1950, т.74, № 2, с.345-348.
10. К р ы м г о л ь ц Г.Я., Т а з и х и н Н.Н. Новые материалы к стратиграфии юрских отложений Вилльской синеклизы. - Докл.АН СССР, 1957, т.116, № I, с.129-130.
11. К р ы м г о л ь ц Г.Я. О границе нижнего и среднего отделов юрской системы. - Докл.АН СССР, 1942, т.37, № 7-8, с.265-268.
12. К р ы м г о л ь ц Г.Я. Об ааленском ярусе и границе нижнего и среднего отделов юрской системы. - Сов.геол., 1957, сб.55, с.114-123.
13. К р ы м г о л ь ц Г.Я. О возрасте наиболее древних отложений, обнажающихся на Большом Балхане. - Докл.АН СССР, 1950, т.75, № I, с.101-102.
14. К р ы м г о л ь ц Г.Я. Материалы по стратиграфии морской юры р.Буреи. - Труды ЦНИГРИ, 1939, вып.117. 60 с.
15. Г е о л о г и я СССР, т.IX. Северный Кавказ, ч.I, 1947. 600 с.
16. К р ы м г о л ь ц Г.Я., П е т р о в а Г.П., П ч е л и н ц е в В.Ф. Стратиграфия и фауна морских мезозойских отложений Северной Сибири. - Труды НИИГА, 1953, т.XLV. 133 с.
17. К р ы м г о л ь ц Г.Я. О стратиграфии юрских отложений Русской платформы. - Труды Всесоюз.совещ. по унифицированной схеме мезозоя Русской платформы, 1956, с. 47-56.
18. А т л а с руководящих форм ископаемых фаун СССР, т.VIII /Под ред. Г.Я.Крымгольца. М.:Л., 1947. 278 с.
19. А т л а с руководящих форм ископаемых фаун СССР, т.IX / Под ред. Г.Я.Крымгольца. М.:Л., 1949. 331 с.
20. К р ы м г о л ь ц Г.Я. Белемниты нижнемеловых отложений СССР. - В кн.: Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР, т.X. М.-Л., 1949, с.253-269.
21. Г е о л о г и я СССР, т.XXII. Туркменская ССР, ч.I. М., 1957. 658 с.
22. О с н о в ы палеонтологии. Моллюски. Головоногие. П. Аммоноидеи. Внутреннераквинные, 1958. 359 с.
23. К р ы м г о л ь ц Г.Я. Методика определения мезозойских головоногих. Л., 1960. 89 с.
24. К р ы м г о л ь ц Г.Я. О подразделении морских юрских отложений, принятом в СССР. - В кн.: Стратиграфия юрской системы. Тбилиси, 1962, с.5-31.
25. К р ы м г о л ь ц Г.Я., В а х р а м е е в В.А., М и х а й л о в Н.П. и др. К разработке единой шкалы юрской системы. - В кн.: Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных биогеографических провинций.М., 1964, с.119-129.
26. С т р а т и г р а ф и я СССР. Юрская система / Под ред.Г.Я.Крымгольца. М., 1972. 524 с.

27. К р ы м г о л ь ц Г.Я. О некоторых критериях установления стратиграфических границ. - Вестн.Ленингр.ун-та, 1968, № 24, с.175-176.
28. К р ы м г о л ь ц Г.Я. О значении некоторых понятий в стратиграфии. - В кн.: Общие проблемы стратиграфии и биостратиграфии палеогена Турция и Средней Азии. Л., 1964, с.20-24.
29. К р ы м г о л ь ц Г.Я. Лона-новый термин в стратиграфии. - Вестн. Ленингр.ун-та, 1972, № 18, с.113-114.
30. С т р а т и г р а ф и ч е с к и й кодекс СССР /Под ред.А.И.Жамойды. Л., 1977. 79 с.
31. К р ы м г о л ь ц Г.Я. Основные этапы развития территории СССР в юрском периоде. - В кн.: *Annales Institutii geologici Publici Hungarici*, 1971, vol.LIV, p.117-124.
32. Г е о л о г и ч е с к о е строение СССР. Т.1, М, 1968, с.468-506.
33. Г е о л о г и я СССР. Т.IX. Северный Кавказ, ч.1. М.; 1968. 756 с.
34. Г е о л о г и я СССР. Т.XXII. Туркменская ССР. М., 1972. 768 с.
35. К р у т г о л ь ц G.Я. Metodyka zbierania i opracowywania materialu paleontologiczno-stratygraficznego Praca zbiorowa. - *Materialy paleontologiczne*. Praha, 1963, p.1-58.
36. К р и т г о л ь ц G.Я. Sur la subdivision du Jurassique marin adoptée en URSS. Colloque du Jurassique. Luxembourg, 1964, p.747-761.
37. К р ы м г о л ь ц Г.Я. Белемниты как показатели возраста в мезозое Карпатско-Крымско-Кавказской области. - Труды Балкано-Карпатской геологической ассоциации. VII конгресс. 1965, т.1, ч.11, с.223-226.
38. К р ы м г о л ь ц Г.Я. Аммонеты ниже- и среднеюрских отложений. Л., 1961. 166 с.
39. К р ы м г о л ь ц Г.Я. Вопросы стратиграфии юрских отложений. - В кн.: Материалы VII съезда Карпатско-Балканской геологической ассоциации. 1967. Киев. 306 с.
40. К р у т г о л ь ц G.Я., Н а л и н я е в а Т.Л., С а с х В.М. La evolution des Belemnites a la fin du Jurassique et un debut du Cretace. Colloque sur la limite Jurassique - Cretace, 1975, p.207-212.
41. К р у т г о л ь ц G.Я., Л о у р р о в Н.Р. Etat de la question sur la limite du Jurassique et du Crétace en URSS. Colloque sur la limite Jurassique. - Cretace, 1975, p.350-357.
42. К р ы м г о л ь ц Г.Я. *Turkmenia balkhanensis* gen.et sp.nov. изнижнеловых отложений Туркмении. - Труды ЛОЕ, 1936, т.LXV, вып.1, с.96-100.
43. К р ы м г о л ь ц Г.Я., К о н в х о в И.А., Г о ф м а н Е.А. К стратиграфии юрских отложений Центрального Дагестана. - Вестн.Ленингр.ун-та, 1953, № 3, с.141-148.
44. К о н в х о в И.А., Б е з б о р о д о в Р.С., К р ы м г о л ь ц Г.Я. К стратиграфии среднеюрских отложений Дагестана. - Учен.зап.ЛГУ, 1956, № 209, с.3-30.
45. Б е з б о р о д о в Р.С., К о н в х о в И.А., К р ы м г о л ь ц Г.Я. Новые данные по стратиграфии верхнелессовых и среднеюрских отложений центральной части северного склона Кавказа. - Вестн.Ленингр.ун-та, 1959, № 6, с.24-37.
46. К р ы м г о л ь ц Г.Я., С т а н к е в и ч Е.С. О некоторых батских аммонитах из Дагестана. - Труды музея им.Карпинского АН СССР, 1963, вып.XIV-2, с.107-114.

47. Крымгольц Г.Я., Тазихин Н.Н. Аммониты Сунтара и некоторые вопросы стратиграфии юрских отложений Виллойской синеклизы. - Труды ВНИГРИ, 1963, вып.220, геол.сб.8, с.205-221.
48. Крымгольц Г.Я., Шалимов Л.И. Новые данные по стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений р.Альмы (Крым). - Вестн.Ленингр. ун-та, 1961, № 6, вып.1, с.73-82.
49. Крымгольц Г.Я., Круглов С.С. О присутствии тоарского яруса в зоне Пеннинских утесов Закарпатья. Доповиди Української РСР, 1966, № 1, с. 109-111.
50. Крымгольц Г.Я., Круглов С.С. Новые данные по стратиграфии юрских отложений окраин с.Приборжавское в зоне Пеннинских утесов Закарпатья. - Геол.журн., 1968, т.28, вып.5, с.87-91.

УДК 551.762.6

Г.Я.Крымгольц

БАЙОССКИЙ ЯРУС

Байос - один из семи ярусов, включенных в схему расчленения юрской системы, опубликованную А.д'Орбиньи в 1850 г.* [19, с.606] и сохраняющихся в общей (международной) шкале до сих пор.

Свое понимание яруса (étage) А.д'Орбиньи сформулировал так: (ярусные) «подразделения являются проявлением границ, проведенных природой, и не имеют ничего произвольного» [19, с.603].** Конкретизируя, он указывал [21] для выделяемых ярусов район или пункт, где представлен типичный разрез (стратотип) и по которому ярус наименовался. Дополнительно назывались характерные разрезы в других районах Франции, Англии, Швейцарии, Германии, отмечался их прибрежный, мелководный или более глубоководный характер. Эти разрезы должны рассматриваться как парастратотипы. Вместе с тем А.д'Орбиньи приводил для каждого яруса списки головоногих моллюсков, среди которых преобладают и имеют наибольшее значение аммониты. Для байосского яруса описано 30 видов аммонитов [19], а общий список содержал названия 582 видов [20, с.260-295]. Таким образом, понимание яруса базировалось у д'Ор-

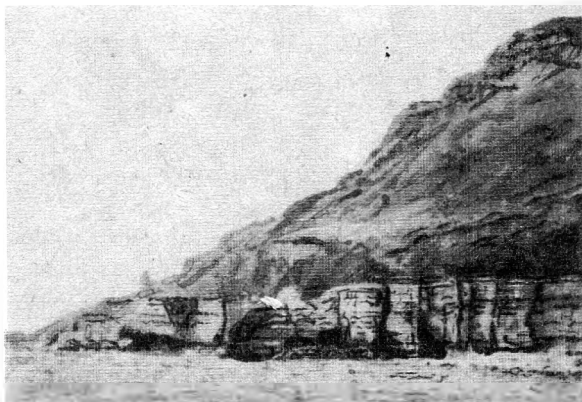
* Это год, когда был опубликован раздел монографии д'Орбиньи о юрских головоногих [19], в котором дана характеристика ярусов юрской системы [26]: Видимо его и надо считать годом установления байосского яруса, хотя в литературе имеются указания и на 1849, 1851, 1852 и даже 1842 гг. Это связано с тем, что автор готовил в одни и те же годы три работы [19-21], публиковавшиеся отдельными выпусками более или менее параллельно. Первое упоминание названия - байосский ярус - и перечень известных из него видов имеется в работе, подготовленной к печати в 1847 г., но увидевшей свет в 1850 г. [20, т.1, с.119; 260-295]. В более расширенном виде, чем в томе о юрских головоногих, описание байосского яруса дано А.д'Орбиньи в 1852 г. [21, с.477-491].

** В другой работе сходное определение таково: (ярус) - «проявление подразделений, которые природа запечатлела в крупных чертах на всей Земле» [20, с.XXX].

биньи на двух исходных положениях: данных о стратотипах и парастратотипах и сведениях о характерных видах, в первую очередь аммонитов.

Раньше чем перейти к рассмотрению первоначальных представлений об объеме байосского яруса, укажем, что сейчас он подразделяется на два подъяруса и (в восходящей последовательности) следующие зоны: *Sonninia sowerbyi*, *Otoites sauzei*, *Stephanoceras humphriesianum* (нижний байос), *Strenoceras subfurcatum*, *Garatiana garantiana*, *Parkinsonia parkinsoni* (верхний подъярус). В дальнейшем, для краткости, мы будем обозначать эти зоны видовыми наименованиями соответствующих видов-индексов.

Байосский ярус был назван А.д'Орбиньи по городу Байе в Нормандии (*Bayeux*, деп. Кальвадос; в латинской транскрипции *Vajose*), «вокруг которого данный ярус лучше всего развит, наиболее характерен во всех отношениях» [21, с.477]. При этом перечисляется ряд конкретных пунктов. Некоторые из них представляли собой карьеры по добыче камня, ныне выработанные, заброшенные и заросшие. Лучшие других обнажения береговых утесов, обрывающихся к Ламаншу в местности *Les Nachettes*,



Береговой обрыв у *Les Nachettes* - типовой разрез байосского яруса (фото М.Риульта из Х.Хольдера "Юра". Штутгарт, 1964).

и этот разрез рассматривается М.Риультом [24] как стратотипический (см. рисунок). Здесь, согласно описанию этого автора, наблюдается следующая последовательность слоев, имеющих местные названия (снизу вверх):

1. "*La Malière*". Глинистые и песчаные известняки с глауконитом (видимая мощность 2-3 м) с редкими остатками двустворок и теребратулид. По сопоставлению с близлежащими обнажениями отвечают зоне *Ludwigia concava* и основанию зоны *sowerbyi*. Верхняя поверхность эродирована, источена сверлильщиками.

2. "*La Couche verte*". Прерывистый слой конгломератов и скопление несколько угловатых обломков мощностью до 30 см. Заполняет углубления в нижележащем слое и состоит из его обломков, включая и фосфоритизированные остатки разнообразной фауны, в том числе аммонитов зоны *sowerbyi* и главным образом зоны *sauzei*. Верхняя поверхность размыта, неровная, источенная.

3. «Железистый оолит Байе». Начинается конгломератом (25 см), гальки которого покрыты железистой корочкой; в верхней части много строматолитовых желваков. Встречаются переотложенные остатки фауны, в том числе аммониты из нижележащего слоя, а также аммониты зоны *humphriesianum*.

Выше следует известняк (10-15 см) с многочисленными железистыми оолитами. Много остатков разнообразной фауны и среди них аммонитов, свидетельствующих о сконденсированности здесь зон *subfurcatum*, *garantiana* и низов зоны *parkinsoni*.

Завершается это подразделение мергелистыми известняками со скоплением участками железистых оолитов (20 см). Встречены аммониты, указывающие на принадлежность к зоне *parkinsoni*.

4. «Губковые известняки» (10–12 см). Известняки в разной степени мергелистые, в нижней части много известковых губок, кверху количество их уменьшается. Наблюдаются стилолитовые швы. Аммониты редки и обычно плохой сохранности, принадлежат верхам зоны *parkinsoni*. С нижележащим слоем граница четкая. Кверху постепенно переходит в так называемые «переходные слои».

5. «Переходные слои» – три слоя известняка, разделенных глинистыми прослоями (40–50 см). Остатки аммонитов свидетельствуют о принадлежности переходных слоев к нижней зоне батского яруса – *Zigzagiceras zigzag* и зоне *Orpelia yeovilensis*.

6. «Мергеля Port-en-Bessin» (35–40 м) – чередование известковистых глин и глинистых известняков. По аммонитам нижние 10 м отвечают еще нижнему бату, а вышележащая часть принадлежит уже к зоне *Gracilisphinctes progracilis* среднего бата.

В других разрезах стратотипической местности наблюдается та же последовательность, мало меняется и мощность, за исключением слоев 2 и 3.

Приведенная характеристика свидетельствует, что здесь представлен почти исключительно верхний подъярус байоса, в значительной степени сконденсированный в слое мощностью только 15 см. На большую часть раннего байоса падает перерыв, а частично сформировавшиеся осадки были размывы.

М. Риульт, материалы которого мы использовали выше, сопоставляя с приведенным разрезом данные А. д'Орбиньи, приходит к заключению, что к байосскому ярусу последний относил слои с 3 (конгломераты зоны *humphriesianum*) по 5 (переходные слои). Слои 1 и 2, включая зону *sauzei* он помещал еще в тоарский ярус:

Анализ списков аммонитов, указанных А. д'Орбиньи для тоара и байоса, показывает, что им были допущены ошибки. Некоторые виды из вышележащих слоев отнесены к нижележащим и наоборот. Анализ стратотипического разреза тоара [II] свидетельствует, что он не включает слои выше зоны *Leioseras oralinum*. Неясность соотношения тоарского и байосского ярусов в понимании их автора породила различные предложения.

Ш. Майер-Эймар в 1864 г. выделил ааленский ярус [I4], а в 1874 г. уточнил его объем [I5]. К этому ярусу были отнесены слои, отвечающие верхам тоара и низам байоса в их первоначальной трактовке. Это позволило разрешить недоразумение, оставшееся после работ А. д'Орбиньи, недоразумение, которое я пытался обойти, предлагая разделить аален на два самостоятельных яруса [2]. Ссылаясь на приоритет, понимая его слишком формально и не учитывая других обстоятельств, В. Аркелл устранил ааленский ярус из общей шкалы и рассматривал его как нижний подъярус байоса, который при этом получил трехчленное строение [9]. Эта точка зрения завоевала много сторонников. В то же время некоторые другие авторы рассматривают аален как подъярус тоара [24, 25]. Мы не можем согласиться с такими предложениями и считаем, что ааленский ярус в объеме от зоны *Leioseras oralinum* по зону *Graphoseras consacium* следует сохранить в общей шкале юрской системы [3, 4, I3, I6].

Верхнюю границу байоса А.д'Орбиньи проводил под карнизом, находящимся в 10 м над основанием мергелей Port-en-Bessin [21], т.е. между нижним и средним батом в современном понимании [24], а вышележащую часть этих мергелей относил уже к батскому ярусу [21, с.496]. Подтверждается такое высокое положение границы байоса и бата, принимаемое А.д'Орбиньи, и отнесением им к байосу, например, аммонита *Zigzagiceras zigzag* [19, с.616], являющегося ныне видом-индексом нижней зоны бата.

Последующие авторы, начиная с Е.Делоншама [10], обычно принимали за основание бата подошву мергелей Port-en-Bessin, сопоставляя их с Fuller's Earth Англии. На этом уровне проводится данная граница и в стратотипе батского яруса в районе г.Бат на юго-западе Англии. Высказывались, однако, и другие мнения. Например, Э.Ог [12, с.998] заканчивал байос зоной гарантиана, а слои с *Parkinsonia parkinsoni* относил к бату.

Эти и другие взгляды мы не будем обсуждать. Они ныне оставлены, но следует подчеркнуть, что обе границы байосского яруса, и нижняя и верхняя, сейчас занимают не то положение, как это предлагал А.д'Орбиньи. И все же байосский ярус сохраняется, как сохраняется и ряд других подразделений в общей шкале, выделенных в середине прошлого столетия, несмотря на то, что затем объем их претерпел изменения. Вполне естественно, что по мере развития науки, новых исследований происходит уточнение положения стратиграфических границ. Не следует лишь увлекаться, игнорировать первоначальные данные и материалы, полученные по стратотипам, вносить такие изменения без должных обоснований. При наличии последних необходимо их широкое обсуждение и соответствующая договоренность, согласованное единое понимание. В отношении байосского яруса оно было достигнуто на Первом международном коллоквиуме по юрской системе в Люксембурге в 1962 г. [6, 23]. Было принято начинать байосский ярус в общей шкале зоной *Sonninia sowerbyi*, следующей за зоной *Graphoceras concavum* аалена, а завершать зоной *Parkinsonia parkinsoni*. Батский ярус начинать зоной *Zigzagiceras zigzag*. Насколько нам известно, после этого не было ни в отечественной, ни в зарубежной печати противоречащих высказываний. За исключением М.Риульта, сохранившего приведенную точку зрения о байосе в объеме зон *hinterfriesianum-zigzag*, которую он развивал и на втором коллоквиуме в Люксембурге [25].

Мы остановились довольно подробно на сопоставлении первоначальных (А.д'Орбиньи) и современных представлений об объеме байосского яруса, хотя далеко не использовали всего материала по этому вопросу. В частности, не рассматривали всех разнообразных высказываний, которые имели место за это время. Наша задача заключалась в том, чтобы показать на этом примере, как изменились, в связи с накопившимися новыми данными, суждения о таких глобальных подразделениях, как ярус. И данный пример в этом отношении весьма показателен. Хотя стратотип байоса далек от совершенства, в нем есть и перерывы и конденсированные слои, излучение других разрезов, более представительных в отдельных частях, позволяет создать достаточно полное и объективное синтетическое представление об этом ярусе, о его границах и подразделениях.

Подразделениями яруса, слагающими его стратиграфическими единицами, являются зоны. Их набором определяется объем яруса. А.Ояпаль в той части юрской системы, которая ныне относится к байосу, выделял первоначально две [18, с.334], а затем [там же, с.382] три зоны (снизу вверх): *Amn.Sauzei*,

Amn. Humphriesianum и *Amn. Parkinsoni*. Последняя сводка о зональном делении байоса, установленном на основе изучения разрезов стратотипической области - Северной Франции (деп. Deux-Sèvres, Vendée, Calvados) приведена в коллективной сводке о зонах юры во Франции [17]. Основываясь на этой сводке, может быть дана следующая краткая биостратиграфическая характеристика зон и подзон байосского яруса (снизу вверх).

Нижний байос. Зона *sowerbyi*. Oppel, 1862. Вид-индекс *Sonninia sowerbyi* (Miller in Sowerby). Характеризуется *Sonninia* с частыми шипами, обычно относимыми к указанному виду. Однако последний установлен по плохо определенному ядру и, вероятно, лучше было бы выбрать в качестве индекса *S. adicra* (Waagen), но приведенное название уже укоренилось.

Для нижней подзоны характерен *Hyperlioceras discites* (Waagen). Содержит *Hyperlioceras*, примитивные виды *Sonninia* (род *Euhoplaceras* по Бакмену), *Fontannesia* и *Trilobiticeras*.

Средняя подзона *Sonninia ovalis* (Quenst.) с крупными *Sonninia*, кроме вида-индекса *S. rudis* (Quenst.), и др. С ними встречаются *Sonninia* из группы *S. adicra* (Waag.), *Shirbuirnia*. *Hyperlioceras* и *Euhoplaceras* отсутствуют.

Верхняя подзона *Witchellia laeviuscula* (Sow.) содержит и другие виды того же рода: *Sonninia jugifera* (Waag.), *S. gingensis* (Waag.). Появляется *Bradfordia praeradiata* (Douv.), первые *Normannites* и *Emileia*, редкие *Skirroceras*. Встречается *Otoites contractus* (Sow.).

Парсонс [22] предлагает изменить зональное деление нижней части байоса, выделяя вместо зоны *sowerbyi* две зоны - *Hyperlioceras discites* внизу и *Witchellia laeviuscula* вверху. В последней сохраняются две верхние подзоны, как в приведенной схеме.

Зона *sauzei*. Oppel, 1856. Вид-индекс *Otoites sauzei* (Orb.). *Otoites contractus* замещается *O. sauzei*. Исчезают *Witchellia*, появляются *Sonninia* из группы *S. patella*. Часты *Skirroceras*. *Emileia*, *Otoites*. Наиболее часто встречаются *O. sauzei* (Orb.), *O. puerper* (West.), *Emileia brochii* (Sow.), *E. polymera* (Waagen), *Sonninia propinquans* (Zayle), *S. patella* (Waagen), *Stephanoceras* (*Skirroceras*) *leptogyrale* (Buckm.), *S. (Sk.) bayleanum* (Opp.) и др. Следует иметь в виду, что в ФРТ присутствие *Emileia* указывается ниже зоны *sauzei*.

Зона *humphriesianum*. Oppel, 1856. Вид-индекс *Stephanoceras humphriesianum* (Sow.). Нижняя граница отмечается исчезновением *Emileia* и появлением первых *Stephanoceras* из группы *S. humphriesianum*.

Нижняя подзона *S. humphriesianum*, где господствуют *Stephanoceras sensu stricto* [*S. freycineti* (Zayle), *S. nodosum* (Quenst.), *S. umbilicum* (Quenst.) и др.], *Chondroceras*, *Dorsetensia*, первые редкие *Cadomites* и *Teloceras*.

Верхняя подзона *Teloceras blagdeni* (Sow.). Кроме вида-индекса здесь присутствуют *T. sublagdeni* (Schmidt et Krumb.), *T. coronatum* (Schlot.), *T. banksi* (Sow.) и др. *Normannites orbignyi* (Buckm.), *Stemmatoceras*, *Itinvaites*.

Верхний байос. Зона *subfurcatum*. Terquem et Jourdy, 1869. Вид-индекс *Strenoceras subfurcatum* (Schlot.). Происходит значительное обновление состава аммонитов - исчезают *Teloceras*, появляются *Perisphinctaceae*, хотя в пограничных слоях они и встречаются иногда совместно. Появ-

ляются *Strenoceras* и *Garantiana* (*Orthogarantiana*). На юго-востоке Франции намечается выделение трех подзон: нижней *Caumontisphinctes aplous Buckm.*, средней *C. polygyratis Buckm.* и верхней *Garantiana baculata* (*Quenst.*).

Зона *Garantiana*. *Buckman*, 1893. Вид-индекс *Garantiana garantiana* (*Orb.*). Нижняя граница проводится по исчезновению *Strenoceras* и появлению *Pseudogarantiana*. Выделяются три подзоны. Нижняя *Garantiana* (*Pseudogarantiana*) *dichotoma* (*Bentz*), средняя *Garantiana subgaranti* (*Wetzel*) [с *G. garantiana* (*Orb.*), *G. (P.) minima* (*Wetzel*) и др.], верхняя *Bigotites* [с *B. nicolescoi* (*Gross.*) и др., *G. garantiana* (*Orb.*) и др.].

Зона *parkinsoni*. *Oppel*, 1856. Вид-индекс *Parkinsonia parkinsoni* (*Sow.*). Выделяется по появлению *Parkinsonia*.

Нижняя подзона *Parkinsonia subarietis* (*Wetzel*) характеризуется эволютными *Parkinsonia*, крупными *Prorsisphinctes* и последними *Garantiana* (*Subgarantiana*), иногда *G. (Pseudogarantiana)*. Наряду с видом-индексом, *P. acris* (*Wetzel*), *P. rarecostata* (*Buckm.*), *Prorsisphinctes pseudomartinsi* (*Siem.*) и др.

Средняя подзона *Parkinsonia (Durotrigensia) densicosta* (*Quenst.*). Также *P. (D.) dorsetensis* (*Wright*), *P. (D.) pseudoferruginea* (*Nicol.*), *P. parkinsonia* (*Sow.*).

Верхняя подзона *Parkinsonia bomfordi* (*Ark.*), где обычны также *P. (Durotrigensia) subplanulata* (*Wetzel*), *P. (D.) neuffensis* (*Opp.*), вверху появляются *Parkinsonia (Gonolkites)*, характерные преимущественно для нижнего бата.

В других районах Западной Европы – районах классического развития юрских отложений [9], в Англии и ФРГ устанавливаются те же зоны, что и принимаемые ныне во Франции. Можно считать вполне обоснованным включение в общую (международную) шкалу юрской системы приведенного зонального деления байосского яруса.

Перейдем теперь к рассмотрению байосских отложений нашей страны. Байосские, в том числе морские отложения, довольно широко распространены, и в некоторых регионах возможно их расчленение на основе изложенной выше схемы. Однако выделение зон, как увидим ниже, удастся далеко не всегда, а расчленение на подзоны здесь еще не осуществлялось. В других случаях приходится устанавливать местные, в том числе биостратиграфические подразделения – лоны [5], коррелируемые более или менее точно с единицами общей шкалы.

На отдельных участках обширной территории СССР условия образования юрских, в том числе байосских отложений, были существенно различны. Они определялись в первую очередь структурным положением региона и палеогеографической обстановкой. Как следствие – те различия, которые характеризуют разрезы байосских отложений, их мощность, состав пород, полноту и т.д. Остановимся на главнейших типах этих разрезов, которые можно рассматривать как опорные. При этом характеристику каждого региона мы будем основывать на наиболее полных разрезах, т.е. исходить из максимума имеющегося для него материала.

В основу следующих ниже описаний положены материалы, сведенные в томе «Юрская система» изданий «Стратиграфия СССР» [4] и дополненные новыми данными, ссылки на которые приведены в соответствующих местах.

Русская платформа в байосском веке на большей своей части представляла денудированную сушу. Только на юге в отдельных впадинах имело место осадконакопление в морских условиях. На северо-западной окраине Донецкого складчатого сооружения байос начинается конгломератовидным известняком — ракушечником с *Witchellia* spp., относящимся, видимо, к верхам зоны *sowerbyi* и отделенным перерывом от нижележащих отложений. Выше следуют песчаники, алевролиты и песчанистые глины с прослоями известняков; в верхах встречены *Stephanoceras humphriesianum* (Sow.). Мощность нижнего байоса 20–90 м.

Верхний подъярус залегает трансгрессивно и представлен песчаниками, известняками и глинами. Встречены *Strenoceras niortense* (Orb.), *Garantiana* spp., а в верхней части — *Parkinsonia doneziana* Boriss., *P. subarictis* (Wetzel) и др. Часты *Meleagrinnella doneziana* (Boriss.), которые встречаются и в нижнем бате. По аммонитам можно говорить о присутствии нерасчлененных в разрезе зон *subfurcata* и *garantiana* и зоны *parkinsoni*. Мощность верхнего байоса 50–140 м.

Верхнебайосские кластические породы с редкими остатками фауны встречаются западнее в Днепровско-Донецкой впадине, восточнее — в Прикаспийской синеклизе, севернее — на южном склоне Воронежской антиклизы. Вдоль Волги, в Ульяновско-Саратовском прогибе, позднебайосское море распространялось по крайней мере до Самарской Луки, о чем говорит находка здесь *Parkinsonia doneziana* Boriss. [7, с.37]. На юго-западе Русской платформы верхний байос установлен в Преддобруджском прогибе [*Garantiana garantiana* (Orb.)].

В пределах Средиземноморского геосинклиального пояса, в том числе и той его части, которая расположена на юге Советского Союза, в течение всего юрского периода господствовали морские условия. Соответствующие отложения, в частности байосские, распространены в Карпатах, Крыму, на северном и южном склонах Большого Кавказа, в пределах Малого Кавказа, на Большом Балхане и на Памире. В качестве эталонного может быть приведен разрез байосского яруса Северного Кавказа, где эти отложения, как и остатки фауны, в них заключенные, изучены полнее, чем на других участках. В силу значительной дислоцированности, а также изменчивости, зависящей от палеоструктурных условий, состав и мощность одновременных образований, особенности разрезов байоса очень непостоянны. В большинстве случаев байосские отложения согласно следуют за ааленскими, в других местах в основании их обнаруживается разрыв или даже они трансгрессивно залегают на более древних отложениях.

Нижний байос в Центральном Дагестане имеет мощность от 400 до 1670 м и представлен чередованием аргиллитов, алевролитов, реже песчаников и известняков, соотношение которых весьма изменчиво. В этой толще (кумухская и верхи игатлинской свиты) присутствуют все три стандартные зоны.

Зона *sowerbyi* с *Hyperlioceras discites* (Waag.), *H. mundum* Buckm., *Sonninia sowerbyi* (Sow.), *Witchellia laeviuscula* (Sow.).

Зона *sauzei* с *Otoites sauzei* (Orb.), *O. golubevi* Krimh., *Megalytoceras submetrerum* Besn.

Зона *humphriesianum* со *Stephanoceras humphriesianum* (Sow.), *S. scallare* Maske, *S. zietenii* (Quenst.), *Thysanolytoceras cinctum* Besn. В верхах обособливается подзона *blagdeni* с *Teloceras coronatum* (Schlot.), *Normannites caucasicus* Krimh.

Большая нижняя часть кумухской свиты выделяется как пачалкентская подсвита, а верхняя часть зоны *humphriesianum* входит в цмурскую подсвиту, включающую и низы верхнего байоса [1].

Верхний байос наиболее полно представлен в западной части Северного Кавказа, между реками Кубань и Белая, где он сложен глинами и алевролитами (джангурская свита; до 400-500 м). Эти отложения трансгрессивно лежат на аалене или более древних породах. Находки видов-индексов всех трех стандартных зон верхнего байоса позволяют говорить о присутствии здесь всего этого подъяруса. Однако изучение смены комплексов аммонитов по разрезу привело Н.В.Безносова [1] к выводу, что зональное расчленение тут не совпадает с эталонным, и на Северном Кавказе должны быть выделены местные биостратиграфические подразделения. Их следует обозначать как лоны [5].

Нижняя из них - лона *Leptosphinctes* spp. - содержит ряд видов этого рода, в том числе местных, *Cleistosphinctes* spp., *Strenoceras subfurcatum* (Ziet.), *Orthogarantiana humilis* (Zatw.), *Sphaeroceras brogniarti* (Sow.) и др. Она сопоставляется с зоной *subfurcatum* и низами зоны *garantiana*.

Лона *Parkinsonia rarecostata* с *P. rarecostata* Buckm. и другими представителями этого рода с мало объемлющими оборотами, *Garantiana garantiana* (Orb.), *Pseudogarantiana* cf. *minima* (Wetzel). Отвечает большей части зоны *garantiana* и низам зоны *parkinsoni*.

Лона *Parkinsonia parkinsoni* - *P. valida* содержит паркинсоний с более объемлющими оборотами, близкий к генотипу, *P. planulata* (Quenst.) и др. Сопоставляется с большей частью зоны *parkinsoni* и низами зоны *zigzag* основания бата.

Следует отметить, что на Северном Кавказе часто верхний байос по наиболее обычным находкам *Garantiana* s.l. и *Parkinsonia* sp. расчленяется на две части. Нижняя из них примерно должна быть сопоставлена с двумя нижними, а верхняя - с верхней зоной стандарта.

В верхнем байосе, кроме указанных видов, обычны *Partschiceras abichi* (Uhlig), *Eugyostomiceras polyhelictum* (Bockh), *Oppelia subradiata* (Sow.) - виды, которые встречаются и в верхней части нижнего байоса.

Байосские отложения на Северном Кавказе постепенно переходят кверху в неотличимые по составу батские, там, где последние сохранились от предпозднеюрского размыва, который порою в большей или меньшей мере уничтожил и байосские породы.

Туранская плита и примыкающие к ней складчатые сооружения характеризуются в юрском периоде преобладанием континентальных условий. Лишь на отдельных участках имели место временные опускания, в результате которых с юга проникали морские воды. Районом, где имеется наиболее полный разрез юры, является здесь хр. Кугитангтау в юго-западных отрогах Гиссара.

Нижний байос представлен в данном районе чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов, линзами углей. Находки двустворок: *Pseudocardinia*, *Kija*, *Isogomon*, *Bureiamya*, многочисленных растительных остатков говорят о непостоянстве континентальных, в том числе пресноводных, и мелководноморских условий. Мощность до 60 м.

К верхнему байосу относятся песчаники, алевролиты и аргиллиты (до 175 м) с аммонитами. Среди них известны *Garantiana* cf. *bifurcata* (Ziet.), *Parkinsonia orbignyana* Wetzel, *P. cf. depressa* (Quenst.), *P. parkinsoni*

СОПОСТАВЛЕНИЕ БАЙОССКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Общая шкала		Русская платформа	Северный Кавказ	Кутитанг	
Подъярус	Зона				
ВЕРХНИЙ	Parkinsonia parkinsoni	Песчаники, алевролиты, глины, прослой известняков. 50-140 м.	Джангурская свита. Глины и алевролиты. 400-500 м	Лона P. parkinsoni-P. valida (ниж.ч.)	Песчаники, алевролиты, аргиллиты с Parkinsonia, Garantiana
	Garantiana garantiana			Лона P. rarecortata с Gar. garantiana (Orb) и др.	
	Strenoceras subfurcatum			Лона Leptosphinctes spp. со Strenoceras subfurcatum (Schl.) и др.	
НИЖНИЙ	Stephanoceras humphriesianum	Песчаники, алевролиты, глины, прослой известняков. Вверху Stephanoceras humphriesianum 20-90 м	Кумухская свита. Аргиллиты, алевролиты, песчаники. 400 - 1670 м.	Stephanoceras humphriesianum (Sow.)	Песчаники, алевролиты с двустворками
	Otoites sauzei			Otoites sauzei (Orb.)	
	Sonninia sowerbyi			Witchellia laeviuscula (Sow.) Hyperlioceras discites (Waag)	

до 175 м

До 60 м

(Sow.). Ограниченность материала не позволяет выделить зоны, а также уточнить положение в разрезе границы нижнего и верхнего подъярусов. Верхняя граница устанавливается по находкам в песчаниках аммонитов нижнего бата.

На территории Западно-Сибирской плиты байосский ярус не может быть обособлен. Он входит в состав верхнетюменской подсвиты, сложенной песчаниками, аргиллитами и алевролитами с обугленным растительным детритом. Это отложения обширной озерно-аллювиальной равнины. Встречены лишь растительные остатки, изучены главным образом спорово-пыльцевые комплексы, по которым ярусное расчленение средней юры невозможно даже приближенно.

Только на севере Сибирской платформы в юрском периоде происходило непрерывное осадконакопление в морских условиях. Здесь, в частности, находятся наиболее полные для данной структуры разрезы байосского яруса. Однако бедность органическими остатками, особенно аммонитами, позволяет лишь выделять два подъяруса, а в нижнем наметить две части.

Западно-Сибирская плита	Сибирская платформа	Северо-Восток	Дальний Восток	
Верхнетемная подсвита (частично). Песчаники, аргиллиты, алевролиты.	Глины в верхней части чередующиеся с алевролитами. <i>Paramegateuthis</i> spp., <i>Mytiloceramus porrectus</i> (Eichw.), <i>M. ex gr. kystatymensis</i> (Kosch.) 35 м.	Переслаивание песчаников, аргиллитов, алевролитов. Слои с <i>Mytiloceramus elongatus</i> (Kosch.) 200 м.	Эпиканская свита (нижняя часть). Алевролиты. <i>Holcophylloceras grossicostatus</i> Im-lay, <i>Mytiloceramus porrectus</i> (Eichw.) 500 м.	
	Глины с <i>Mytiloceramus lucifer</i> (Eichw.) <i>M. jurensis</i> (Kosch.) 70 м.	Аргиллиты и алевролиты. Слои с <i>Mytiloceramus lucifer</i> (Eichw.) 120 м.	Верхнеумальгинская подсвита. Песчаники и алевролиты	<i>Arcelloceras tozeri</i> Freb., <i>Mytolucifer</i> (Eichw.) 180 м.
	Песчаники, алевролиты. Слои с <i>Tug. fastigatus</i> (West.) 25 м.	Песч., алеврол. с <i>Myt. menneri</i> (Kosch.) 90 м. Алеврол., песч. с <i>Tug. fastigatus</i> (West) и <i>Myt. jurensis</i> (Kosch.) 20 м.		Слои с <i>Tug. fastigatus</i> , <i>M. jurensis</i> 220 м

На берегах Анабарской губы [8] к нижнему байосу могут быть отнесены песчаники и алевролиты (25 м) и вышележащие глины (около 70 м). Встречены двустворки - *Arctotis*, *Mytiloceramus* [*M. lucifer* (Eichw.), *M. jurensis* (Kosch.) и др.], указываются из низов *Hyperlioceras* sp. (не исключается, что это *Tugurites*), выше *Normannites*, *Stephanoceras* (?). На левобережье низовьев р. Лены были найдены *Tugurites fastigatus* (West.), *T. costistriatus* (West.), что позволяет говорить о присутствии здесь слоев с *T. fastigatus*, относимых к зоне *sowerbyi*.

К верхнему байосу в Анабарской губе относится верхняя часть толщи глин (15 м), большая часть которой принадлежит к нижнему подъярусу, а также вышележащее чередование глин и алевролитов (20 м). Встречены белемниты из рода *Paramegateuthis*, *Mytiloceramus porrectus* (Eichw.), *M. ex gr. kystatymensis* (Kosch.). Аммониты отсутствуют, как и в низах бата, что не позволяет уточнить положение границы между этими ярусами.

На Северо-Востоке СССР, в северной части Тихоокеанского геосинклинального пояса, разрезы юрских отложений весьма различны в соответствии со сложной структурой Верхояно-Чукотской области. Один из наиболее полных и хорошо охарактеризованных фауной разрезов байоса находится в бассейне р.Вилига [8] на северо-западном побережье Охотского моря (Армано-Гижигский прогиб).

В основании байоса здесь выделяются алевролиты и гесчаники (20 м) с *Tugurites ex gr.fastigatus* (West.), скоплениями *Mytilocerasmus jurensis* (Kosch.) и др. Выше следуют песчаники, переслаивающиеся с алевролитами (90 м), содержащие *Mytilocerasmus menneri* (Kosch.), *M.jurensis* (Kosch.), найден аммонит *Zetoceras* sp. (из *Phylloceratinae*). Эта часть разреза отвечает зоне *sowerbyi*.

С зонами *vauzei* и *humphriesianum* сопоставляется толща аргиллитов и алевролитов с песчаниками в нижней и в верхней части, общей мощностью до 120 м. Характерны *Mytilocerasmus lucifer* (Eichw.) и др.

Наконец, к верхнему байосу относится переслаивание пачек песчаников со слоями аргиллитов и алевролитов (до 200 м). Разнообразны *Mytilocerasmus*, среди которых наиболее характерны *M.elongatus* (Kosch.). Граница с батом проводится условно.

На Дальнем Востоке, в пределах более южной части Тихоокеанского геосинклинального пояса, как характерный может быть приведен разрез в бассейне р.Буря (Буреинский прогиб, [8]). К нижнему байосу здесь относится верхнеумальтинская подсвита - песчаники и алевролиты мощностью на берегах р.Буря 400 м. При этом в нижних 220 м встречены *Tugurites fastigatus* (West.) и *Mytilocerasmus jurensis* (Kosch.), по которым названы соответствующие слои, а также целый ряд других видов митилоцерамов, образующих характерное сочетание. В верхних 180 м комплекс митилоцерамов отличен, и характерными являются митилоцерамы из группы *M.lucifer* (Eichw.). Кроме того, в разных участках найдены аммониты: *Holcophylloceras* cf. *ussuriensis* Vor., *Arkelloceras tozeri* Freb., *A. elegans* Freb.

Верхний байос (по р.Солони 500 м) входит в состав эпиканской свиты, сложенной преимущественно алевролитами. Здесь найдены *Macrophyllloceras grossicostatum* Inlay, *Mytilocerasmus porrectus* (Eichw.), *M. omolonensis* (Polub.) и др.

Верхняя граница яруса, как и граница между подъярусами, условна.

Приведенные данные свидетельствуют, что байосские отложения пользуются большим распространением в пределах СССР. Они известны во всех основных регионах (таблица), особенно мощны в геосинклинальных областях, в то время как на значительных участках платформ байосские породы отсутствуют и, видимо, здесь в это время осадконакопление не происходило.

Естественно что расчленение и установление по фауне возраста отдельных частей разреза байоса более возможно в морских отложениях. Однако и тут пока удастся более или менее точно выделять только подъярусы - нижний и верхний. Лишь для Северного Кавказа и южной части Русской платформы, открытой в байосе трансгрессировавшим с юга морем, удастся произвести зональное расчленение и частично выделить зоны общей шкалы. Границы последних, однако, еще не всегда могут быть проведены в разрезах из-за недостаточности найденных органических остатков и однообразия состава пород.

На Сибирской платформе и в Тихоокеанском поясе в байосских отложениях аммониты редки. Наиболее частыми здесь являются остатки митилоцерамов, видовой состав которых однородно меняется по разрезу во всей восточной части страны. Это позволяет выделить тут ряд последовательных слоев, охарактеризованных различными видами этих двустворчаток. Сопоставление слоев с *Mutulosagatus* с отдельными частями байосского яруса весьма приближенно и говорить о соотношении их с зонами стандарта пока не приходится.

У к а з а т е л ь л и т е р а т у р ы

1. О б ъ я с н и т е л ь н а я записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа /Н.В.Безносков. М., 1973. 194 с.
2. К р ы м г о л ь ц Г.Я. О границе нижнего и среднего отделов юрской системы. - Докл.АН СССР, 1942, т.37, № 7-8, с.265-268.
3. К р ы м г о л ь ц Г.Я. Об ааленском ярусе и границе нижнего и среднего отделов юрской системы. - Сов.геология, 1957, № 55, с.114-123.
4. Ю р с к а я система /Г.Я.Крымголец. М., 1972. 524 с.
5. К р ы м г о л ь ц Г.Я. "Лона" - новый термин в стратиграфии. - Вестн. Ленингр.ун-та, 1972, № 18, с.113-114.
6. Р е ш е н и е пленарного заседания постоянной комиссии МСК по юрской системе по вопросу о рекомендациях Первого международного коллоквиума по юрской системе. - Сов.геология, 1963, № 6, с.146-149.
7. С а з о н о в Н.Т. Юрские отложения центральных областей Русской платформы. Л., 1957. 155 с.
8. С т р а т и г р а ф и я юрской системы севера СССР. М., 1976. 436 с. Авт.: В.Н.Сакс, С.В.Меледина, М.С.Месежников, А.Л.Бейзель, А.А.Герке, А.А.Дагис, А.С.Дагис.
9. A r k e l l W.J. Jurassic geology of the world. Edinburgh, 1956. 806 p.
10. E u d e s - D e s l o n g c h a m p s E. Etudes sur les étages jurassiques inférieurs de la Normandie. Paris, 1864. 296 p.
11. G a b i l l y J. Stratigraphie et limites de l'étage Toarcien à Thouars et dans les régions voisines. - Colloque du Jurassique a Luxembourg 1962. Luxembourg, 1964, p.193-201.
12. H a u g E. Traité de Géologie. Vol.II, fasc.2. Paris, 1910. 1396 p.
13. M a u b e u g e P.L. La question de l'étage Aalénien et son stratotype. - Colloque du Jurassique a Luxembourg, 1962. Luxembourg, 1964, p.203-215.
14. M a y e r - E y m a r Ch. Tableau synchronistique des terrains jurassiques. Zurich, 1864. 5 p.
15. M a y e r Ch. Classification méthodique des terrains de sediments. Zurich, 1874. XXIII p.
16. M o u t e r d e R. Suggestion pour la défense de l'Aalénien. Colloque du Jurassique a Luxembourg, 1962. Luxembourg, 1964, p.217-220.

17. M o u t e r d e R., E n a y R., C a r i o u E. e.a. Les zones du Jurassique en France. - C.R. sommaire des séances de la Soc. géol.de France. Paris, 1971, fasc.6, p.76-102.
18. O p p e l A. Die Juraformation Englands, Frankreichs und des sudwestlichen Deutschlands. - Württemb. natur. Jahreshfte, XII-XIV. Stuttgart, 1856-1858. 857 S.
19. O r b i g n y d'A. Paléontologie française. Terrains jurassiques. T.I. Céphalopodes. Paris, 1842-1851. 649 p.
20. O r b i g n y d'A. Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnées. Vol.I. Paris, 1850. 394 p.
21. O r b i g n y d'A. Cours elementaire de Paléontologie et de Géologie stratigraphiques. Vol.2. Paris, 1852. 847 p.
22. P a r s o n s C.F. The sauzei and "so called" sowerbyi Zones of the lower Bajocian. - New Letters on Stratigraphy, 1974, vol.III, N 3, p.153-180.
23. R e s o l u t i o n s du Colloque. - Colloque du Jurassique a Luxembourg, 1962. Luxembourg, 1964, p.77-80.
24. R i o u l t M. Le stratotype de Bajocien. - Colloque du Jurassique a Luxembourg, 1962. Luxembourg, 1964, p.239-258.
25. R i o u l t M. Observations sur le strototype du Bajocien et sur l'étage bajocien de A. d'Orbigny. - Colloque du Jurassique a Luxembourg, 1967. Clermont-Ferrand, 1974, p.375-383.
26. S h e r b o r n C.D. On the dates of the "Paleontologie fransaise" of A. d'Orbigny. - Geol. Mag., vol.VI, NS, dec.IV, London, 1899, p.223-225.

УДК 55I.762.3+763.I.55I.353.I.575

В.А.Прозоровский

К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИИ КРАСНОЦВЕТНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
И ЛАГУННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ И НИЖНЕГО
МЕЛА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕЙ АЗИИ)

Аридный климат, господствовавший в конце юрского и начале мелового периодов, привел к образованию большого количества красноцветных отложений в пределах платформенных структур, обрамляющих с севера Альпийский геосинклинальный пояс (рис.1). Широкое развитие здесь получили породы континентального и лагунно-континентального генезиса. С ними связано довольно много месторождений и проявлений разнообразных полезных ископаемых, благодаря чему изучение красноцветов имеет важное практическое значение. Это прежде всего нефть и особенно газ на территории Восточной Туркмении, Западного Узбекистана и Таджикистана, каменные и калийные соли Предкавказья, Юго-западных отрогов Гиссара и Афгано-Таджикской впадины, целестины и бариты Туаркыра и Каракумов, медистые песчаники Гаурдакского района и др. В то же время красноцветные образования, являясь индикаторами специфического климата, позволяют более полно понять палеогеографию и подроб-

нее осветить историю геологического развития районов их распространения.

Наиболее полно изучены красноцветные отложения в Средней Азии, где они во многих местах обнажаются на поверхности. Однако даже для районов, по которым проведены специальные исследования и написаны крупные монографии [3, 4, 5, 6 и др.], вопросы стратиграфии красноцветов разработаны еще

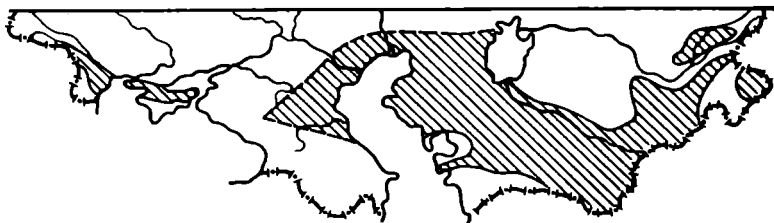


Рис. I. Схема распространения красноцветных отложений верхней юры и нижнего мела южных районов СССР.

 - красноцветные отложения.

крайне недостаточно. Особенно много разногласий вызывает возраст толщ, не содержащих прослой морских отложений, образовавшихся в собственно континентальных обстановках. Важность разрешения проблем стратиграфии указанных пород чрезвычайно возрастает сейчас, когда преобладающими стали крупномасштабные исследования, а стратиграфические методики из подсобных превратились в основные при поисках ряда полезных ископаемых (поиски неструктурных ловушек нефти и газа и т.д.). Данные работы требуют гораздо более дробного, чем ранее, расчленения разреза, более точной и обоснованной корреляции местных подразделений, так как необходимы сведения о поведении отдельных геологических тел в пространстве и во времени. При этом на первый план выходят определения стратиграфического объема конкретных толщ и положения их границ. В настоящее время указанные вопросы еще далеки от разрешения, возраст одних и тех же свит понимается различными авторами по-разному, соответственно и коррелируются они неоднозначно. Одной из основных причин такого положения, на наш взгляд, является различие критериев, которым придают значение те или иные исследователи. Приведу несколько примеров, иллюстрирующих высказанные замечания.

Кугусемская свита на п-ове Мангышлак [7], выделенная первоначально Н.П.Лупповым [8] как "малиновая свита", относилась им к барремскому ярусу на основании залегания между морскими готеривскими и аптскими отложениями. Но уже тогда Н.П.Луппов указывал, что нижняя часть свиты, вероятно, более древняя.

Тем не менее, точка зрения о соответствии кугусемской свиты баррему утвердилась в геологической литературе и с ней стали сравнивать и определять по ней возраст близких по строению толщ в Прикаспии, Эмбенской области и т.д. Обнаруженные в кугусемских образованиях остатки пресноводной фауны, моллюсков и остракод не повлияли на определение возраста свиты. Первые, по утверждению А.А.Савельева [7], не позволяют определить возраст. Остракоды же, по данным Д.Д.Шиловой [9], барремские, так как такие же известны из баррема Азербайджана, Западной Туркмении, Джунгарии, Монголии, Эмбы, вельда Западной Европы. Можно ли считать такое заключение доказательным? В Западной Туркмении возраст кызылқырской свиты определен по по-

ложению в разрезе и сам является спорным (см. ниже). Нижний мел Джунгарии и Монголии образован преимущественно континентальными толщами, соответствие которых ярусам Международной стратиграфической шкалы (МСШ) достаточно условно. Барремский возраст красноцветов, развитых в бассейне р. Эмбы, установлен по литологическому сопоставлению с кугусемской свитой Мангышлака (порочный круг). Вельдские фаши Западной Европы в разных ее районах имеют различный возраст от титона до апта. В Азербайджане же аналогичные формы известны из скважин, пройденных по разрезам достаточно условно стратифицированным на основании изменения парастратиграфических фаун.

Таким образом, подобное биостратиграфическое обоснование соответствия кугусемской свиты баррему никак нельзя считать убедительным. Кстати, сейчас доказано [10], что подстилавшие кугусемскую свиту отложения относятся лишь к самым низам готерива. Поэтому на основании анализа стратиграфического положения кугусемская свита может быть в значительной своей части готеривской. Верхний же возрастной предел ее таким образом определить трудно, так как апт залегает резко несогласно на рассматриваемых образованиях.

В Западной Туркмении красноцветные отложения распространены в хр. Кубадаг, где они входят в состав соймоновской свиты [11, 12], а в Туаркыре образуют кызылқырскую свиту [13]. Соймоновская свита в нижней части содержит морские образования с двустворками, характерными для оксфорд-кимериджа. Сверху она здесь несогласно перекрывается доломитами уфринской свиты [14] с морской раннемеловой фауной, возраст которой понимается как верхняя часть берриаса - валанжин. В континентальных породах соймоновской свиты были обнаружены пресноводные или солоновато-водные двустворки. Г. Г. Мартинсон дал заключение о их позднеюрско-раннемеловом возрасте. Таким образом, в данном случае наличие органических остатков лишь подтверждает стратиграфическое положение этой части разреза, никак его не уточняя.

Красноцветные отложения кызылқырской свиты несогласно залегают на средней или верхней юре (по оксфорд включительно) и покрываются обычно также несогласно верхней частью барремского яруса. К югу в свите сначала появляются прослои морских и лагунных отложений, которые целиком образуют ее разрез. Красноцветные породы в ряде случаев содержат остатки пресноводных остракод и харовых водорослей. Относительно возраста кызылқырской свиты существует ряд противоречивых мнений (рис. 2). Первым, изучившим ее, был

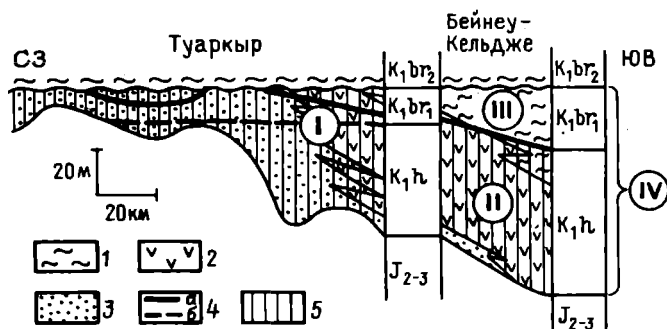


Рис. 2. Расчленение красноцветных отложений Туаркырского района по данным разных авторов.

I - кызылқырская свита (в понимании Ю. Л. Вербы и В. А. Прозоровского); II - янгалжинская; III - борджинская свита; IV - нижний баррем [20]; 1 - морские отложения; 2 - лагунные; 3 - континентальные; 4 - граница готерива и баррема: а - по [16], б - по [15]; 5 - красноцветные породы.

Н.П.Луппов [8]. Он относил красноцветы к нерасчлененному валанжин-готериву, исходя из указанного выше положения толщи в разрезе. Позже на основании послышной литологической корреляции с разрезом Большого Балхана и Кубадага было установлено [15], что в Туаркыре отсутствуют стратиграфические аналоги валанжинского и значительной части (нижней) готеривского ярусов. Нами возраст кызылқырской свиты был определен как готерив (в основном поздний)-ранний баррем. При этом, по нашим представлениям, подошва свиты постепенно омолаживалась к северу и поэтому объем данного подразделения менялся от готерив-нижнего баррема на юге до нижнего баррема – на севере.

Ю.Л.Верба [16], изучавший литологию кызылқырской свиты, впервые доказал присутствие отчетливого несогласия в ее кровле. Он считал, что наиболее устойчивой является нижняя часть свиты и поэтому она должна относиться в основном к верхней части готерива, нижебарремская же ее часть в северных районах Туаркыра отсутствует (ей соответствует перерыв в осадконакоплении).

Все разобранные представления базируются на литологических и историко-геологических данных.

Ну, а что же дают в этом отношении палеонтологические данные? Сейчас из кызылқырской свиты известны достаточно многочисленные органические остатки остракод, харовых водорослей, а в отдельных прослоях фораминифер. Впервые остракоды и оогонии харов были обнаружены в центральных районах Туаркыра Н.Е. Степанайтыс [17], а фораминиферы и остракоды – Л.П.Алексеевой [18]. Н.Е.Степанайтыс указывала, что органические остатки свидетельствуют о солоноватоводных условиях осадконакопления, о возрасте же можно лишь сказать, что это юра-ранний мел (возможно неокон). Л.П.Алексеева устанавливала барремский возраст на основании сходства фораминифер с азербайджанским комплексом и приводила поэтому в качестве руководящего для баррема большой список остракод, встреченных в тех же разрезах. Позже остракоды из кызылқырской свиты Туаркыра детально изучила Д.Д.Шилова [9,19,20]. Она пришла к выводу, что здесь присутствуют 2 различных комплекса: нижний, состоящий в основном из новых видов, и верхний, более богатый, содержащий виды, характерные для баррема Монголии. Кызылқырская свита относится Д.Д.Шиловой к баррему на основании найденных в тех же разрезах фораминифер (определения А.В.Алексеевой), а также сходства с более южными разрезами Туаркыра, где лагунные красноцветные отложения в основном входят в янгаджинскую свиту и соответствуют только нижней части кызылқырской свиты по Унифицированной схеме Средней Азии, принятой в 1971 г. (см.рис.2). Д.Д.Шилова и ее соавторы считают, что все красноцветные образования Туаркыра одновозрастны и должны относиться к нижнему баррему. Комплексы остракод и встреченных в морских прослоях фораминифер считаются барремскими (раннебарремскими) на основании сходства с разрезами Азербайджана и Монголии (об обоснованности такой интерпретации для данных регионов см.выше). При этом забывается, во-первых, о том, что разрез кызылқырской свиты в настоящее время достаточно надежно по комплексу данных скоррелирован с соответствующими интервалами разреза Большого Балхана и Копетдага. Будучи последовательным, надо тогда и в этих районах значительно опускать границу барремского яруса, что неизбежно войдет в противоречия с данными по стратиграфическому распространению представителей типично морских фаун (двустворок, брахиопод, морских ежей и др.). Во-вторых, Д.Д.Шилова и ее соавторы явно не учитывают, что готерив-барремские отложения южной и западной Туркмении образуют трансгрес-

сивную серию, постепенно распространяющуюся с юго-востока на северо-запад [2]. Поэтому сходные фации, вслед за трансгрессией, перемещаются в указанном направлении, омолаживаясь во времени. Соответственно и близкие комплексы зависимых от фаций организмов могут быть разновозрастными.

Приведенные примеры достаточно отчетливо свидетельствуют о сложности определения возраста континентальных и лагунных красноцветов даже в местах, где они чередуются с надежно датированными морскими толщами. Еще сложнее обстоит дело с районами, где значительные интервалы разреза целиком представлены континентальными или лагунно-континентальными отложениями.

На юго-востоке Туркмении, юго-западе Узбекистана и северо-западе Таджикистана красноцветы образуют серию, достигающую мощности нескольких километров. Эталоном для их расчленения является разрез юго-западных отрогов Гиссарского хребта, где они хорошо обнажены, подробно изучены и континентальные отложения чередуются с лагунными или даже с лагунно-морскими. Однако и там вопросы надежной датировки конкретных толщ еще далеки от своего решения. Мы остановимся лишь на разборе стратиграфического положения карабильской и кзылташской свит, споры о котором вот уже не один десяток лет волнуют геологов данного региона.

Красноцветная серия на крыльях Кугитангской и Гаурдакской антиклиналей согласно сменяет гаурдакскую свиту [22], сложенную эвалоритами с прослоями карбонатно-глинистых пород. В последних найдены раковины аммонитов, брахиопод и двустворок, позволяющие определять возраст свиты как поздний оксфорд-титон(?). Нижнюю часть серии образует карабильская свита [23], представленная преимущественно аллювиальными красноцветными алевролитами и песчаниками. Залегая согласно на гаурдакской, она трансгрессивно, с перерывом [47], перекрывается лагунно-морской альмурадской свитой [23], в средней части которой содержатся остатки берриас-готеривских брахиопод, двустворок, гастропод, морских ежей и др.

Относительно возраста карабильской свиты имеется несколько различных точек зрения (таблица). Самая ранняя была высказана С.Н. Михайловским в 1914 г. и разделялась А.Д. Архангельским [24], В.А. Вахрамеевым, А.В. Пейве, Н.П. Херасковым [25], С.Н. Симаковым [3], Ю.Н. Андреевым [26, 27, 28], А.А. Байковым, В.И. Седлецким, Х. Худайкулиевым [29] и др. Согласно их представлениям карабильская свита начинает меловую систему и должна относиться к берриас-валанжину. Большинство сторонников таких взглядов исходят из того, что подошва этой свиты знаменует рубеж резкого изменения характера осадконакопления, что является удобным для практического использования при геологических исследованиях.

П.П. Чуенко [30], Б.И. Бараш, Г.И. Грачев, В.Я. Соколов [31] считали, что карабильская свита делится на две подсвиты: нижнюю - алевролитоглинистую и верхнюю - песчано-конгломератовую. Граница подсвит, по представлениям указанных авторов, соответствует разделу между юрской и меловой системами. Эта точка зрения в настоящее время практически не имеет сторонников. Ю.Л. Верба и В.А. Прозоровский [47] доказали, что все литологические рубежи в карабильской свите меняют свое стратиграфическое положение, омолаживаясь к северо-востоку.

А.Д. Архангельский в 1934 г., а вслед за ним Н.П. Луппов [32, 33], В.С. Лучников [34], А. Алланов [35], В.А. Прозоровский [36] и др. считали, что интересные нас отложения карабильской свиты завершают разрез юрской си-

Стратиграфическое положение карабильской свиты в разрезах юго-западных отрогов Гиссарского хребта по данным разных авторов

Свита	Ссылка
Гаурдакская	Альмурадская
Верхняя юра	Нижний мел
Гаурдакская св.	
Верхняя юра	Нижний мел
Копеауская св.	Карабильская св.
Верхняя юра	Нижний мел
Кимеридж-титон	Валанжин - готерив + (юра?)
Соляно-глисовая св.	Карабильская св.
Лузитан-кимеридж	Неоком + (титон?)
Гипсовая толща	Красноцветные отложения
Кимеридж - титон	Валанжин - нижний готерив
Соляно-глисовая т.	Свита "а"
Кимеридж - титон	Свита "б"
	Титон-низн валанжина (в.л.)
Гаурдакская св.	Карабильская св.
Верхняя юра	Неоком
Гаурдакская свита	Карабильская св.
Кимеридж-титон	Валанжин - готерив (в.л.)
Шаралинский горизонт	Фарабская св.
Верхняя юра	Берриас-валанжин
Гаурдакская св.	Карабильская св.
Кимеридж-титон	Титон
Гаурдакская св.	Карабильская св.
Верхний оксфорд - титон	Берриас-валанжин
Гаурдакская св.	Карабильская св.
Верхний оксфорд-титон	Титон-берриас
Гаурдакская свита	Карабильская св.

стемы, а верхняя ее граница соответствует подошве альмурадской свиты. Правда, Н.П.Луппов в обеих своих работах указывал, что, возможно, какая-то верхняя часть карабильской свиты имеет уже раннемеловой возраст.

Новые данные, полученные в начале 70-х годов двадцатого столетия по стратиграфии морских отложений нижней части мела более западных районов, заставили В.А.Прозоровского изменить свою прежнюю точку зрения. Сейчас мы пришли к выводу, что граница между юрской и меловой системами проходит внутри карабильской свиты (в пределах юго-западных отрогов Гиссара), однако более или менее точное положение ее установить не представляется возможным. Соответственно возраст свиты титон-берриас.

Все приведенные соображения базировались или на анализе истории геологического развития данного района, или на корреляции с расположенными западнее (Копетдаг, Мангышлак) морскими отложениями соответствующей части разреза.

Лишь Ю.Н.Андреев [37, 38] обосновывал свои построения палеонтологическим материалом, происходящим из отложений карабильской свиты. Им из разных частей толщи были обнаружены остракоды, сходные с вельдскими Англии и ФРГ. Кроме того, учитывалась находка эстери (определение Е.М.Люткевича), которая тоже имеет вельдский облик, а также меловой облик спор и пыльцы, обнаруженных в скважинах [39]. Тем не менее сделанный Ю.Н.Андреевым вывод о принадлежности карабильской свиты к берриас-валанжину(?) вряд ли можно считать доказательным. Во-первых, потому, что часть острокод относится к новому виду нового рода и что сопоставляющиеся комплексы столь значительно удалены друг от друга и существовали в различных палеогеографических условиях. Во-вторых, потому, что в Западной Европе вельдские фации распространены очень широко, от титона (пурбека) до апта. Отрывочные же данные по комплексу спор и пыльцы вряд ли можно использовать для точной датировки отложений данного стратиграфического интервала. Известно, что они очень близки для верхов юры и низов мела, и в пределах Средней Азии нет эталонного определения титонского и берриасского комплексов.

Кызылташская свита также сложена в основном красноцветными континентальными отложениями, которые залегают согласно на лагунных образованиях альмурадской свиты и согласно же перекрываются лагунной частью окузбулакской свиты [23]. Ее стратиграфическое положение еще менее ясно. В.А.Вахрамеев, А.В.Пейве, Н.П.Херасков [25], Н.П.Луппов [32], Т.Н.Богданова, В.А.Прозоровский, Э.Я.Яхнин [40] и др. относили свиту условно к готеривскому ярусу, основываясь исключительно на стратиграфическом ее положении. Однако валанжинский возраст подстилающих и барремский — перекрывающих свит также не был доказан и принимался условно. При этом стоит напомнить, что определимые остатки морских организмов известны из средних частей довольно мощных (более 100 м каждая) подстилающей и перекрывающей свит (следует учесть также, что уверенное заключение о систематическом положении аммонитов перекрывающей окузбулакской свиты пока отсутствует).

Ю.Н.Андреев [37] относит кызылташскую свиту к верхнему готериву-баррему (большая часть яруса). Он основывается прежде всего на известных сейчас отсюда органических остатках. Так, обнаруженные здесь пресноводные двустворки, по заключению Г.Г.Мартинсона, характерны для готерива и баррема. Комплекс же острокод имеет большое сходство с распространенными в красноцветных отложениях Прикаспия, Эмбы, Устюрта, Кара-Кумов, кугусемской свитой горного Мангышлака.

Выше мы уже показали, насколько неясно стратиграфическое положение красноцветных отложений Прикаспия, поэтому вряд ли можно основывать на нем возраст кызылташской свиты. Что же касается возраста двустворок, то можно ли безоговорочно базироваться на нем, если раньше ошибочно считалось, что они встречены в карабильской свите [32] и тогда они не противоречили заключению о титонском или титон-берриасском возрасте вмещающих пород.

Думаю, что приведенных примеров достаточно, чтобы показать, насколько неясными и противоречивыми являются в настоящее время вопросы стратиграфии континентальных, да и лагунных красноцветных отложений. Примеры специально подобраны из районов хорошо обнаженных и достаточно изученных. Автор намеренно почти не дает здесь своих предложений по затронутым частным стратиграфическим проблемам, чтобы заострить внимание читателей на спорности и противоречивости выводов, получаемых при использовании раз-

личных подходов и методов. Так обстоит дело в районах, в которых красноцветные лагунные и континентальные отложения довольно часто переслаиваются с морскими образованиями и поэтому диапазон разногласий сравнительно невелик: часть яруса или целый ярус. Еще сложнее этот вопрос решается в разрезах территорий, в которых морские породы встречаются очень редко или вообще не встречаются. Широко известны, например, различия в определении возраста толщ Ферганской долины Н.Н.Верзилина [41] и Г.Г.Мартинсона и А.В.Сочавы. В частности, одни и те же образования один определяет как готерив или баррем, другие – альб. И, строго говоря, бесспорных доказательств не может привести ни один из авторов.

В чем же заключается причина противоречий в представлениях о возрасте и корреляции рассматриваемых толщ? Может быть несовершенны применяемые методы, в результате чего выводы, полученные каждым из них, дают свой резко отличный результат? Или дело в том, что одни приемы плохи, а другие хороши?

Наверное, все-таки дело в том, что каждый применяемый в стратиграфии красноцветных отложений метод имеет свои пределы точности, о которых надо помнить, стараясь при этом все же использовать в комплексе по возможности большее их число. Значение же каждого критерия определяется, во-первых, особенностями изучаемого региона, а, во-вторых, целью проводимых исследований, их масштабом.

Изменение климата, его аридизация или гуммидизация, безусловно, чрезвычайно резко сказываются на особенностях разреза красноцветов, вызывая специфические изменения литологического и минералогического состава слагающих его толщ. Климатический фактор вообще во многом определяет развитие красноцветных отложений в тех или иных районах земного шара в определенное время. Он конечно должен учитываться при стратиграфических построениях. Однако этот фактор может быть решающим только в случае корреляции отложений для очень больших площадей, в пределах определенных климатических зон, когда синхронизация отложений проводится достаточно условно, в лучшем случае с точностью до отдела или значительной части его. Основой же ярусной или более дробной корреляции он служить в большинстве случаев не может, так как изменение климата в каждом конкретном месте зависит не только от глобальных причин, но также и от местных условий (рельефа, географического положения и т.д.), которые несколько смещают во времени данную климатическую перестройку. Поэтому утверждение А.В.Сочавы [6] о том, что красноцветообразование в Ферганской впадине и Таджикской депрессии связано с одними и теми же климатическими изменениями, безусловно, правильно. Однако вряд ли можно признать обоснованной корреляцию ойталинской и карабильской свит и синхронизацию их подошв.

То же можно сказать и о тектоническом факторе. Его также необходимо учитывать при стратиграфических построениях. Колебательные движения непосредственно сказываются на литологическом составе отложений, вызывают развитие трансгрессий и регрессий, приводят к перерывам внутри разреза. Однако влияние и данного фактора на большой территории происходит достаточно постепенно даже в геологическом смысле. Поэтому корреляция по этому признаку в удаленных районах может быть лишь очень приблизительной. На основании преобладания опусканий или поднятий во время накопления какой-то толщи вряд ли можно устанавливать ее возраст, исходя только из того, что

аналогичные движения привели к возникновению части разреза, возраст которого точно установлен, но который располагается далеко от изучаемого. Сейчас можно считать доказанной ошибку, которую совершил автор данной статьи при установлении границы юры и мела в юго-западных отрогах Гиссара [47], основанную именно на корреляции такого рода.

В то же время ритмостратиграфический анализ, обусловленный проявлением колебательных движений, может быть признан в качестве одной из ведущих методик при корреляции разновозрастных отложений в пределах одного конкретного бассейна осадконакопления. С его помощью в ряде случаев удается устанавливать на значительной территории небольшие по мощности пачки пород и даже отдельные пласты. Однако, используя его, надо помнить, что коррелируемые ритмы не всегда одновременны, а также могут мигрировать в разрезе (как это было установлено при изучении карабийской свиты Ю.Л.Вербой). Кроме того, к сожалению, ритмостратиграфическая методика оказывается практически не применима в пестрых по составу маломощных континентальных недостаточно хорошо обнаженных породах (кызылкырская свита в северных районах Туаркыра).

Разобранные выше методики являются в основном корреляционными; они не позволяют непосредственно определить возраст отложений. С их помощью с большей или меньшей точностью удается сопоставить изучаемые разрезы с теми, в которых возраст установлен какими-либо другими методами.

Возраст красноцветных отложений определяется в настоящее время прежде всего, как это видно из приведенных выше примеров, положением их между слоями морского происхождения, содержащими руководящие органические остатки. Однако этот метод может применяться лишь там, где таковые прослои или толщи имеются, т.е. в краевых, прибрежных участках бассейнов осадконакопления красноцветов. Распространение же его выводов на весь бассейн — дело корреляции, которая, как указывалось выше, далеко не всегда однозначна. Вторым недостатком данной методики является то обстоятельство, что определяется не собственно возраст интересующих нас толщ, а стратиграфический интервал между кровлей подстилающих и подошвой перекрывающих морских слоев. Последние же обычно подстилают и покрывают красноцветы с перерывами, продолжительность которых на площади может существенно меняться. Учесть продолжительность перерывов и тем самым определить стратиграфический объем красноцветных пород в каждом конкретном месте далеко не всегда удается. Недочет длительности перерывов может привести к серьезным ошибкам в определении возраста пород. Так, в центральной части Кара-Кумов красноцветные отложения залегают на морских серо-зеленых глинах с *Buchia volgensis* Lah. и перекрываются известняками с *Orbitolina*. На этом основании Г.А.Габриэлянц и В.Т. Кривошеев [42] сделали вывод о готеривском возрасте красноцветов. На самом же деле остатки этих бухий характерны лишь для берриаса [10]. Орбитолины развиты во всей толще нижнего баррема. Поэтому интервал между морскими толщами соответствует в данном случае верхней части берриасского яруса, всему валанжину и готериву и, возможно, какой-то нижней части нижнего баррема. Учитывая же хорошую корреляцию разрезов центральных Кара-Кумов и антиклиналей Бейнеу, Кельдже, можно достаточно уверенно говорить о соответствии красноцветной толщи в первом районе янгаджинской свите юга Туаркырского района, т.е. верхней части готеривского яруса (рис.3). Следовательно, формальное определение возраста отложений в Центральной части

Кара-Кумов привело к тому, что Г.А.Габриэлянц и В.Т.Кривошеев пропустили стратиграфический перерыв, равный части берриаса, валанжину и началу готерива, и допустили крупную ошибку в определении возраста толщи (вряд ли стоит здесь говорить, насколько важно установление перерывов в осадконакоплении в районах, перспективных на нефть и газ).

В качестве основного метода определения возраста красноцветных отложений следует признать палеонтологический (био-стратиграфический), который основан на присутствии органических остатков в самой интересующей нас толще. Тем самым он не зависит от ошибок корреляции и наличия перерывов как в кровле и подошве, так и внутри толщ. Однако, к сожалению, для данного объекта этот метод еще не достаточно разработан и поэтому сейчас в ряде случаев он не дает однозначных решений или приводит к противоречиям с другими методиками. Нам кажется, что основные недоработки здесь связаны со следующими причинами: во-первых, считается, что красноцветные породы содержат очень малое количество редко встречающихся органических остатков; во-вторых, сами окаменелости относятся к специфическим группам фауны и флоры, тесно связанным с фациями, скорость изменения таксонов которых и тем самым их стратиграфическое значение пока плохо изучено.

Мнение о том, что красноцветные отложения палеонтологически немые, основано на природе красной окраски пород. Так, известно, что присутствие органики способствует восстановлению железа и окрашиванию осадка в серые тона. Другими словами, как будто бы наличие красной окраски и присутствие органических остатков взаимно исключают друг друга. На деле же это не совсем так. В области современной красноцветной седиментации органический мир многочислен и разнообразен. Поэтому естественно, что и в разрезах геологических систем, для которых характерны толщи красноцветов, следует ожидать значительного количества органических остатков. Однако распределены они крайне неравномерно. Большинство находок приурочены к прослоям или линзам серого, голубого, желтого, белого цветов, обычно широко распространенных среди однородной, на первый взгляд, красноцветной толщи. Эти прослои ничем, кроме цвета, не отличаются от вмещающих пород и окраска их, вероятно, вторичного происхождения, связанная с восстановительными процессами при диагенезе из-за обилия органического вещества. Поэтому методика поисков палеонтологических объектов (особенно мелких остатков) предписывает ожидать встречи с ними в основном в пределах данных прослоев. Красные же породы в большинстве своем обследуются не достаточно внимательно либо вообще не обследуются. Однако если способ накопления и тех и других образований одина-

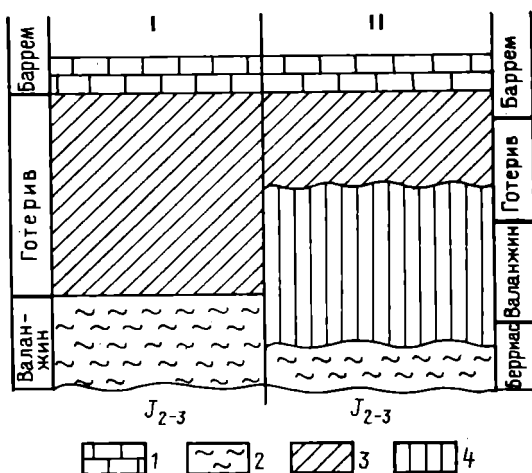


Рис.3. Нижнемеловой разрез центральной части Кара-Кума, по данным разных авторов.
I - по [42], II - по В.А.Прозоровскому; 1 - известняки, 2 - морские глины, 3 - красноцветные континентально-лагунные отложения, 4 - отсутствие отложений.

ков, то значит и различие органического вещества в них лишь количественное и в красных слоях остатки жизни прошлого также присутствуют, но в меньшем числе. При изучении красноцветных толщ в целом следует обращать серьезное внимание не только на пестрые породы, но и на собственно красноцветные. При этом особенно тщательно необходимо изучать мелкообломочные и глинистые части разрезов, в которых обычно лучше сохраняются органические остатки. Современные данные позволяют утверждать, что практически нет немых красноцветных отложений и отсутствие в них органики лишь кажущаяся на первый взгляд особенность. Более детальные поиски и применение разнообразных методик извлечения объектов, как правило, приводят к положительному результату.

Что же касается разнообразия ископаемых, то оно достаточно велико. Здесь практически отсутствуют лишь остатки стеногайальных морских организмов, встречающиеся иногда в прослоях морского генезиса в краевых частях распространения красноцветов. Остальные в той или иной мере известны, причем в большинстве случаев это представители типично континентальных фаун и флор. В красноцветных отложениях к настоящему времени обнаружены различные остатки флоры, моллюсков, остракод, ластоногих ракообразных, рыб, амфибий, рептилий, млекопитающих и др. [43]. В рассмотренных выше красноцветах Средней Азии, во всех районах их развития имеются сейчас данные о присутствии тех или иных групп ископаемых организмов. К сожалению, правда, обнаружены они в небольшом количестве местонахождений, обычно удаленных друг от друга по разрезу. Тем не менее сам факт их находок позволяет надеяться, что при более тщательном изучении красноцветных толщ количество и частота встречаемости их существенно увеличатся.

Что же касается стратиграфического значения остатков организмов красноцветных отложений, то они-то сейчас и являются наиболее слабым местом биостратиграфического метода в данных условиях. Комплексы органических остатков красноцветных отложений резко отличаются от таковых из морских образований прежде всего отсутствием в них руководящих форм для подразделений Международной стратиграфической шкалы. Это и создает впечатление, что в таком случае они не могут служить основой для определения возраста вмещающих их пород. Обычно ссылаются при этом на эндемизм существовавших организмов, приводящий к неповторимому своеобразию комплекса их остатков для каждого, даже небольшого бассейна осадконакопления. Однако целый ряд проведенных исследований [44-46] показывает, что это не так. Во-первых, разрозненные лагуны или континентальные водоемы временами соединялись и происходил обмен и взаимное проникновение организмов из одних бассейнов в другие. Кроме того, личинки беспозвоночных, споры и пыльца могли переноситься ветрами или позвоночными даже через значительные пространства суши. Во-вторых, общая направленность эволюции крупных таксонов органического мира повсеместно имеет закономерное проявление и должна выражаться в наличии схожих черт, свойственных низшим таксонам для определенных эволюционных уровней. Недаром поэтому Ю.Н. Андреев и Х.Ю. Эртли [46] пишут о том, что представление о крайнем эндемизме ряда групп основано на неразработанности систематики их низших таксонов.

Таким образом, представляется, что во всяком случае значительная часть комплекса органических остатков красноцветных отложений каждого региона должна иметь большое сходство с остальными и обнаруживать общие тенденции

изменения фауны и флоры по разрезу. На этом, собственно, и базируется представление об исключительной важности биостратиграфического метода для определения возраста и сопоставления разновозрастных толщ в красноцветных породах.

Тем не менее использовать палеонтологический материал красноцветов для определения возраста вмещающих пород в настоящее время достаточно трудно. Затруднения эти связаны со стремлением большинства стратиграфов и палеонтологов уже сейчас определять положение в разрезе красноцветных толщ в единицах МСШ. Последние же базируются на изменении во времени комплексов руководящих (архистратиграфических) групп, отличающихся своим темпом эволюции. Скорость же изменения представителей континентальных и лагунных фаун и флор другая, не совпадающая с руководящими формами. Поэтому, естественно, что интервалы разреза красноцветов, имеющие единый комплекс органических остатков, не могут быть равновеликими подразделениям МСШ. Выяснить объемы подразделений и последовательность их в соответствии с изменениями специфических для красноцветов комплексов фаун и флор — важнейшая на сегодня задача для специалистов. При этом необходимо оценить возможности каждого крупного таксона (класса, отряда) в отдельности, вне зависимости от выявленных закономерностей для другого. Для этого надо разработать самостоятельные стратиграфические шкалы по пресноводным двустворкам, гастроподам, остракодам и т.д. Выявление подобных шкал следует основывать на изменениях тех или иных комплексов по возможности в монофациальных разрезах. Только тогда мы сможем получить реальную картину стратиграфической значимости каждой из групп. В противном случае изменение комплекса может быть вызвано случайным явлением фациальной или тектонической природы, и сходство комплексов разных регионов не позволит говорить обоснованно о возрастном соответствии толщ, а будет свидетельствовать лишь о близости обстановок осадконакопления. Только обнаружив такие "стратотипы" и скоррелировав их любыми методами с подразделениями МСШ, можно реально получить представление о стратиграфическом значении парастратиграфических групп, характерных для красноцветов.

Практическая возможность нахождения подобных стратотипических разрезов существует. Они должны выбираться в регионах широкого и непрерывного развития красноцветных отложений, в которых и следует проводить тщательный сбор окаменелостей для выявления смен распространения отдельных видов внутри красноцветов. При этом только после ограничения в разрезе определенного комплекса или вида надо пытаться данный стратиграфический интервал скоррелировать с подразделениями МСШ, не смущаясь тем, что он может соответствовать (и скорее всего будет соответствовать) не целому отделу или ярусу, а какой-нибудь его части или частям смежных отделов, ярусов и т.п. Судя по результатам работ Советско-Монгольской экспедиции, такие данные для целого ряда родов и видов двустворчатых моллюсков мела можно получить на основании их распределения в разрезах Монголии; по остракодам — вероятно, в разрезах мела Таджикистана и т.д.

Предлагаемая Ч.М. Колесниковым [45] методика определения стратиграфического значения неморских фаун по интервалам разреза, заключенным между морскими толщами или прослоями, вряд ли удачна, так как за пределами распространения морских фацций представители лагунных или континентальных организмов могут иметь более широкое вертикальное распространение.

Все вышесказанное свидетельствует о необходимости более тщательного изучения стратиграфии красноцветных отложений. Следует использовать по возможности более широкий комплекс различных стратиграфических методов, помня при этом, что применение каждого из них имеет свою специфику и дает свои, не совпадающие обычно с другими результаты. В зависимости от конкретных геологических условий определяющим возраст интересующей толщи может быть любой метод, основанный или на корреляции, или на положении в разрезе, или какой-нибудь другой. Однако в общем случае наиболее надежные результаты должны давать биостратиграфические данные. Поэтому чрезвычайно важное значение должна иметь выработка стратиграфических шкал по остаткам фауны и флоры, характерным для красноцветных отложений. Не меньшее значение имеет также дальнейшее палеонтологическое изучение этих групп ископаемых и усовершенствование их систематики.

Наконец, последнее, на чем хотелось бы здесь остановиться. В геологической практике возраст свит часто определяют на основании единичных находок остатков фауны или флоры, относя всю толщу к подразделению, для которого характерна обнаруженная форма. Если с таким положением еще можно было мириться при мелкомасштабных исследованиях, то при увеличении их масштаба такие выводы недопустимы. Уже говорилось выше о чисто практическом значении стратиграфии для геолого-поисковых работ, поэтому особенно важны сейчас сведения о реальных объемах геологических тел и продолжительности перерывов. Единичные находки окамелелостей свидетельствуют лишь о присутствии в свите соответствующего подразделения или его части. При отсутствии палеонтологических объектов объем свиты и положение ее границ должны обосновываться другими методами (корреляционными, собственно стратиграфическими и др.), или необходимо подчеркивать условность возраста изучаемой толщи. В связи с этим нельзя согласиться с мнением Г.Г.Мартинсона [44] о том, что "огромное количество разноименных свит...только запутывает общую картину сопоставления осадочных толщ и не дает возможности точно определить геологический возраст отложений". Именно свиты являются элементарными частями разреза, каждая из которых имеет свое конкретное положение во времени и пространстве, отвечающее этапам геологического развития региона. Другое дело, что не всегда можно точно сопоставить данный интервал разреза с подразделениями МСШ. Но если мы будем подменять одно другим, то неизменно приходим к допущениям, вызывающим ошибки в определении возраста свит и их корреляции. Именно сложность сопоставления с МСШ и обычная условность возраста изучаемой толщи показывает необходимость проведения дальнейших исследований для выяснения данного вопроса и снимает кажущуюся определенность, которая может привести к серьезным ошибкам. В то же время предложения о выделении "фаунистически датированных коррелятивных горизонтов" [44] для площадей, сложно сопоставимых с МСШ, следует всячески приветствовать, так как они действительно являются основой региональных стратиграфических схем таких районов. Однако и в этом случае не следует пытаться "подтягивать" их к тем или другим подразделениям МСШ.

У к а з а т е л ь л и т е р а т у р ы

1. В а х р а м е в В.А. Ботанико-географическая и климатическая зональность на территории Евразии в юрское и меловое время. - Труды I сессии ВПО. Л., 1957, с.64-76.

2. С и н и ц ы н В.М. Палеогеография Азии. М.-Л., 1962. 267 с.
3. С и м а к о в С.Н. Меловые отложения Бухаро-Гаджикской области. - Труды ВНИГРИ, спец.сер. 1952, вып.2. 306 с.
4. Р у х и н Л.Б., Р у х и н а Е.В. Меловые отложения Ферганской котловины. Л., 1961. 162 с.
5. Б е л е н ь к и й Г.А., М и р к а м а л о в а С.Х. Палеогеография мела и палеогена Приташкентской депрессии. Л., 1965. 114 с.
6. С о ч а в а А.В. Красноцветы мела Средней Азии. Л., 1968. 120 с.
7. С а в е л ь е в А.А. Мангышлак. Путеводитель экскурсии по меловым отложениям Средней Азии. Ашхабад, 1966, с.5-9.
8. Л у п п о в Н.П. К стратиграфии неокомских отложений Мангышлака. - Изв.ВГРО, 1932, вып.20, с.607-634.
9. А л и е в М.М., А л е к с е е в а Л.В., Ш и л о в а Д.Д. К обоснованию возраста неокомских отложений Мангышлака и Западной Туркмении. - В кн.: Проблемные вопросы стратиграфии нефтегазоносных областей Советского Союза. М., 1973, с.3-9.
10. Л у п п о в Н.П., Б о г д а н о в а Т.Н., Л о б а ч е в а С.В. Стратиграфия берриаса и валанжина Мангышлака. - Сов.геол., 1976, № 6, с.32-42.
11. К о р о т к о в В.А., П р о з о р о в с к и й В.А. К вопросу о возрасте верхнеюрских отложений Куба-Дага (Красноводский п-ов). - Вестн. Ленингр.ун-та, 1961, № 24, с.134-137.
12. Б а р а н о в а З.Е. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Куба-Дага. - Инф.сб. ВСЕГЕИ, 1961, № 4, 37-49 с.
13. П р о з о р о в с к и й В.А., К о р о т к о в В.А., М а м о н т о в а Е.В. и др. Неоком Западной Туркмении. - Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1961, т.51. 233 с.
14. П р о з о р о в с к и й В.А. О расчленении берриас-валанжинских отложений Западной Туркмении. - Вестн.Ленингр.ун-та, 1970, № 24, с.142-147.
15. П р о з о р о в с к и й В.А. Стратиграфия и двустворчатые моллюски неокомских отложений Западной Туркмении. Автореф.канд.дис. Л., 1964. 22 с.
16. В е р б а Ю.Л. Стратиграфический объем кызылкырской свиты Туаркыра (нижний мел, Западная Туркмения). - В кн.: Вопросы стратиграфии. Л., 1974, вып.1, с.109-121.
17. С т е п а н а й т ы с Н.Е. Раннемеловые остракоды Туаркыра (Западная Туркмения). - Палеонтол.журн., 1967, № 2, с.74-79.
18. С е м к и в В.И., А л е к с е е в а Л.П. Новые данные о стратиграфическом положении красноцветной свиты, залегающей в основании барремского яруса в разрезе Доунгра (Туаркыр). - Труды ВНИИ, 1963, вып.У1, с.17-20.
19. Ш и л о в а Д.Д. Новые виды барремских остракод из барремских отложений Западной Туркмении. - В кн.: Биостратиграфия мезозойских, палеозойских отложений Средней Азии, Западной Сибири и Русской платформы. М., 1971, с.74-82.
20. А л е к с е е в а Л.В., К о р о т к о в В.А., Ш и л о в а Д.Д. О возрасте кызылкырской свиты Туаркыра (Западная Туркмения). - В кн.: Биостратиграфия нефтегазоносных областей СССР. М., 1972, с.41-45.

21. П р о з о р о в с к и й В.А. Палеогеография территории Запада Средней Азии на рубеже юрского и мелового периодов. - Труды ВНИГНИ, 1975, вып. 171, с.127-153.
22. М и р о ш н и ч е н к о В.П. Краткий геологический очерк западных склонов Кугитанг-Тау и Гаурдак-Тьюбегатанской антиклинали. - В кн.: Гаурдакский химический комбинат. Т.П. М., 1933, с.37-46.
23. Х е р а с к о в Н.П. Поисковые работы на калий в Средней Азии. - В кн.: Гаурдакский химический комбинат. Т.П. М., 1934, с.11-60.
24. А р х а н г е л ь с к и й А.Д. Геологическое строение СССР. Вып.1-2. М.;Л.,Новосибирск, 1934. 224 с.
25. В а х р а м е е в В.А., П е й в е А.В., Х е р а с к о в Н.П. Мезозой Таджикистана. Юрские и нижнемеловые отложения Гиссарского хребта и Таджикской депрессии. - Труды Тадж.-Памир.экспед. М., 1936, вып.58. 196 с.
26. А н д р е е в Ю.Н. Меловые остракоды Таджикской депрессии и их значение для стратиграфии и палеогеографии. Автореф.канд.дис. М., 1965. 21с.
27. А н д р е е в Ю.Н. Нижний мел. Таджикская депрессия. Путеводитель экскурсии по меловым отложениям Средней Азии. Ашхабад, 1966, с.42-45.
28. А н д р е е в Ю.Н. Разрез карабилской свиты. Путеводитель экскурсии по разрезам юрской системы Узбекистана и Таджикистана. Ташкент, 1968, с.20-22.
29. Б а й к о в А.А., С е д л е ц к и й В.И., Х у д а й к у л и е в Х. О взаимоотношении гаурдакской свиты с подстилающими и покрывающими отложениями мезозоя в Юго-Западном Гиссаре. - Изв.АН ТССР, сер.физ.-тех., хим. и геол.наук, 1968, № 4, с.87-92.
30. Ч у е н к о П.П. Юго-Западные отроги Гиссарского хребта. Геология Узбекской ССР. Т.2. Ташкент, 1937, с.267-436.
31. Б а р а ш Б.М., Г р а ч е в Г.И., С о к о л о в В.Я. К вопросу о положении стратиграфической границы между юрой и мелом в районах среднего течения р.Аму-Дарьи. - Труды ВНИГНИ, 1961, вып.ХХХУ, с.114-120.
32. Л у п п о в Н.П. Гаурдак-Кугитангский район. Меловая система, нижний мел. - В кн.: Геология СССР. Т.ХХП, ч.1. М., 1957, с.157-163.
33. Л у п п о в Н.П. Стратиграфия нижнемеловых отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта. - Труды ВНИГНИ, 1959, вып.ХХШ, с.167-180.
34. Л у ч н и к о в В.С. Юрские отложения Таджикской депрессии и ее горного обрамления в связи с перспективами их нефтегазоносности. Автореф. канд.дис. М., 1968, с.22.
35. А л л а н о в А. Литология нижнемеловых отложений Восточного Туркменистана и перспективы их нефтегазоносности. М., 1968. 179 с.
36. П р о з о р о в с к и й В.А. Разрез карабилской свиты. Путеводитель экскурсии по разрезам юрской системы Узбекистана и Таджикистана. Ташкент, 1968, с.19-20.
37. А н д р е е в Ю.Н. Новые данные по стратиграфии нижнего мела Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикской депрессии. - Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе, 1969, вып.1, с.5-14.
38. А н д р е е в Ю.Н. Региональная корреляционная и унифицированная стратиграфическая схема нижнемеловых отложений Юго-Востока Средней Азии. - Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе, 1969, вып.2, с.3-40.

39. А л и е в И.М., Б а р а ш Б.И., Д и к е н ш т е й н Г.Х. и др. О положении границы юры и мела в восточной части Каракумской платформы-Азербайджанское нефтяное хозяйство, 1963, № 9, с.7-9.
40. Б о г д а н о в а Т.Н., П р о з о р о в с к и й В.А., Я х н и н Э.Я. Гаурдак-Кугитангский район. Меловая система, нижний мел. - В кн.: Геология СССР. Т.ХХП, ч.1. М., 1972, с.151-159.
41. В е р з и л и н Н.Н. О некоторых вопросах стратиграфии меловых отложений Юго-Восточной Ферганы. - Вестн. Ленингр. ун-та, 1965, № 6, с.152-153.
42. Г а б р и э л я н ц Г.А., К р и в о ш е е в В.Т. Сводный стратиграфический разрез нижнего мела Центральных и Северных Каракумов.-Труды Упр.Геол.ТССР. Ашхабад, 1966, вып.4, с.15-27.
43. А н а т о л ь е в а А.И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск, 1972, вып.190. 346 с.
44. М а р т и н с о н Г.Г. Стратиграфия и корреляция мезозойских континентальных отложений Азии. - Сб. докл. советских геол. на XXII сессии МГК "Стратиграфия позднего палеозоя и мезозоя южных биогеографических провинций". М., 1964, с.175-181.
45. К о л е с н и к о в Ч.М. Стратиграфическое значение мезозойской пресноводной малакофауны СССР. - В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых отложений Азиатской части СССР. М., 1967, с.96-101.
46. А н д р е е в Ю.Н., Э р т л и Х.Ю. Некоторые меловые остракоды Средней Азии и близкие формы Европы. - Вопросы микропалеонтологии, 1970, вып.13, с.95-121.
47. В е р б а Ю.Л., П р о з о р о в с к и й В.А. Готеривские и барремские отложения Малого Балхана. - Вестн. Ленингр. ун-та, 1972, № 6, с.51-63.

УДК 551.8:551.763.1 (575.4)

Ю.Л.Верба

ФАЦИИ И ИСТОРИЯ НАКОПЛЕНИЯ НИЖНЕМЕЛОВЫХ КРАСНОЦВЕТНЫХ И ПЕСТРОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ

Нижнемеловые отложения Западной Туркмении в последнее время привлекают все большее внимание геологов в отношении перспектив нефтегазоносности. Однако фациальная природа этих пород, и в особенности красноцветных и пестроцветных, слагающих интервал от готерива до раннего баррема включительно, освещена в геологической литературе довольно схематично. Полученные по этому вопросу новые данные обусловили необходимость суммировать их, а также привели к некоторому пересмотру существовавшей до сих пор трактовке геологической истории данного района.

Нижнемеловые красноцветные отложения обнажены в Западной Туркмении в северных крыльях Большого Балхана и Кубадага, а также в крыльях Туаркырской

антиклинали и складок Кельдже и Бейнеу.* Сведения, приведенные ниже, получены как при изучении этих обнажений, так и из данных бурения немногочисленных скважин, произведенного на остальных, закрытых участках этого района.

Особенности строения толщи нижнемеловых красноцветов Западной Туркмении обусловлены тем, что она образовалась в пределах краевой, наиболее мобильной части Туранской платформы, граничащей с юга с Копетдагской геосинклиналью. Граница платформы с последней (согласно принятым нами представлениям) в раннемеловое время проходила южнее Большого Балхана, протягиваясь приблизительно в широтном направлении.

В южной части Туранской платформы в пределах Западной Туркмении отчетливо выделяются три структурные зоны, параллельные границе с геосинклиналью.** Непосредственно к ней примыкает Большебалханская зона развития сероцветных известково-терригенных пород, отвечающих максимальным в пределах этой части платформы амплитудам прогибания земной коры. Севернее протягивается Кубадагская зона развития пестроцветов, для которой характерны меньшие амплитуды прогибания. Еще севернее расположена третья зона - Туаркырская. Это область развития красноцветов, формировавшихся в относительно стабильных условиях собственно платформы.

Рассмотрение фациальной природы и истории накопления описываемых отложений будет ограничено пределами распространения двух последних зон - Кубадагской и Туаркырской, т.е. непосредственно площадью развития пестроцветных и красноцветных пород.*** Следует заметить, что в пределах каждой из них отчетливо выделяются по два характерных типа разреза: в Кубадагской зоне - янгаджинский (в южной части) и кельджинский (в северной), а в Туаркырской зоне - кызылкырский (в самой южной части) и туаркырский (на всей остальной площади).

Фациальная характеристика отложений

Проловиальные фации крупнообломочных пород. Базальные гравелитовые конгломераты залегают во многих местах в подошве нижнемеловых красноцветов Бейнеу и Туаркыра. Они приурочены, как правило, к локальным понижениям рельефа в кровле юрских известняков, которые эродировались в течение длительного этапа перерыва в осадконакоплении (от оксфорда до середины готерива). Эти конгломераты обычно образуют слои и линзы мощностью до 6 м и состоят из гальки размером от 2 до 5 см, причем к кровле они, как правило, становятся мелкогалечными. В желобообразных углублениях в юрских породах они, наоборот, становятся грубообломочными, зачастую образуя несортированный свал крупных неокатанных обломков размером 10-50 см.

Основную информацию о фациальной природе базальных конгломератов дало изучение степени окатанности обломков. Были отобраны четыре пробы галек фракции 4-8 см каждая по 35-75 экземпляров.

Гальки описываемых конгломератов состоят из кремня или окремненного известняка, причем соотношение этих пород от разреза к разрезу может быть

* См. карту в наст. сб., с. 54.

** См. карту в наст. сб., с. 54.

*** Стратиграфическое описание и деление на пачки янгаджинской, борджоклинской и кызылкырской свит, составляющих соответственно эти зоны, дано в статье Ю.Л.Верба и В.А.Прозоровского, помещенной в данном сборнике, а также в работе [1].

несколько различным. Однако различия не повлияли на полученные результаты, так как они не успели сказаться за относительно короткое время, в течение которого окатывался галечный материал.

Для оценки окатанности были выбраны коэффициент сферичности Крамбейна (Ψ_K) и коэффициент округленности (R_t). Первый вычислялся по формуле $\Psi_K = \sqrt[3]{bc/a}$ где a, b, c - соответственно длинная, средняя и короткая оси гальки; второй оценивался по трафарету Крамбейна, приведенному в работе [2]. Результаты вычисления средних значений приведены в таблице, в качестве эталона даны результаты измерения окатанности галек из аллювиальных отложений нижнего мела Гиссарского хребта (проба 5).

Из таблицы видно, что округленность галек описываемых конгломератов (пробы I-4) характеризуется одинаковыми и весьма низкими значениями, более низкими, чем типично аллювиальные отложения (проба 5). Наоборот, коэффициент сферичности не фиксирует различия в генетической природе материала.

Таким образом, оценка округленности галечного материала свидетельствует о том, что процесс водной обработки обломков был кратковременным, более кратким, чем при аллювиальной обработке, и следовательно, может соответствовать только образованию пролювия. Сравнение с опубликованными данными говорит о том же: путь, пройденный гальками Туаркыра, весьма короток. Так, по экспериментальным данным Н.В.Разумихина [3], гальки известняка фракции 3-5 см достигают округленности, равной 0,36, на расстоянии 10 км от материнской породы. Значительно меньше, исчисляемые даже десятками метров, расстояния получаются по другим данным [4].

В целом генетическая природа базальных конгломератов устанавливается довольно отчетливо. Действительно, замеры окатанности, приведенные выше, а также плохая их сортировка, частое отсутствие всякой ориентировки в расположении длинных осей галек, мелкие размеры желобообразных углублений в юрском фундаменте, заполненные свалами несортированных и неокатанных обломков до 50 см в поперечнике, - все это определенно свидетельствует о пролювиальном (видимо, частично и делювиальном) генезисе описываемых конгломератов. Их образование, таким образом, связано не с абрадирующей деятельностью наступавшего в нижнем мелу на Туаркыр моря (как это иногда представляли), а с сохранением на отдельных участках юрской суши (делювиально) - пролювиальных образований, накопившихся за длительный период (с конца оксфорда до середины готерива) высокого стояния суши.

Следует заметить, что базальные меловые конгломераты северного крыла Б.Балхана (подстилающие здесь отложения арланской свиты) имеют фациальную природу, близкую к описанной выше. До сих пор они, однако, считаются морскими [5].

Аллювиально-пролювиальные фации песчаников. Довольно широко распространены в кизылкырской свите и в готерив-нижнем барреме Кельдже-Бейнеу. Слой этих песчаников достигает мощности 2,5 м и обнаруживают при детальном изучении довольно сложную внутреннюю структуру. В местах максимальной мощности тела песчаников часто несут тонкую косую слоистость и залегают на под-

Номер пробы	Ψ_K	R_t
I	0,79	0,22
2	0,76	0,20
3	0,76	0,21
4	0,71	0,23
5	0,73	0,32

стиляющих породах с небольшим размывом. Характер косо́й слоистости, чередование в разрезе как бы вложенных друг в друга линз, хорошая сортировка материала указывают на их образование в водной среде. Обычно тела этих песчаников образуют изолированные, не связанные друг с другом линзы. Все это позволяет предположить, что мы имеем дело с древним аллювием мелких водотоков, не имевших общего постоянного русла и блуждавших по низине.

В основании кызылтырской свиты, в кровле подстилающих ее конгломератов, часто обнаруживаются тела переходных пород - паттумов. Они имеют постепенные переходы к ниже- и вышележащим слоям и содержат все фракции клас- тического материала в приблизительно равном объеме. Нередко в них можно наблюдать и неотчетливую, грубую косую слоистость, характерную для быстрых потоков.

В южной части Туаркыра, под обрывом плато, образованного верхнеюрскими известняками, над конгломератами залегают мощные (до 10-12 м) слои рых- лых алевроитовых песчаников, имеющих обычно серо-розовый цвет и высокое со- держание обломков кремня и известняка. Эти породы никогда не обладают ко- сой слоистостью и вообще практически не несут следов водной транспортиров- ки, что заставляет отнести их к наземным фациям склонового делювия - про- лuvia. Описываемые фации имеют локальное распространение и не встречаются ни северней, ни южней района разрезов Джерли-Яглы.

Водно-золотые фации песчаников. В южной части Туаркыра, а также в Кельдже-Бейнеу широким развитием (обычно в нижних частях описываемого раз- реза) пользуются песчаники сложной фациальной природы, в которых совмещены признаки баров, пересыпей, дюн и, возможно, аллювия. Тела этих песчаников залегают в виде линз длиной до 100-300 м, причем мощность их в центре до- стигает 5 м, а на краях падает до 0,2-0,3 м, зачастую они выклиниваются совсем. Очень редко линзы таких же песчаников встречаются и в западной час- ти Б.Балхана, однако мощность их здесь бывает значительно больше - до 16 м.

В верхних частях этих линз иногда обнаруживаются знаки ряби обычно характерной ямчатой формы при длине валиков 10-30 см и высоте 2-3 см. Ва- лики отличаются резко асимметричным профилем и ориентированы широтно. Здесь же довольно часто можно наблюдать и крупную косую слоистость с углами па- дения слойков от 20 до 28-30°. Азимуты падения их в различных местах близи- ки. Так, замеры, произведенные в трех крупных линзах песчаника в восточном крыле антиклинали Бейнеу, показывают падение слойков в азимуте от 150-160 до 210° (изредка до 260°). Мощность косых серий достигает 20-50 см, а дли- на до 1,5 м. Такой характер косо́й слоистости более всего соответствует дю- нам (в меньшей степени - косам). В нижних частях эти тела становятся мас- сивными без косо́й слоистости, причем, как правило, они залегают на подсти- лающих породах с размывом и мелким гравием в подошве (рис.1). Тела описы- ваемых песчаников практически всегда расположены внутри красноцветов, обна- руживая с ними явную генетическую связь. Все это заставляет предполагать, что их образование связано с существованием мелких континентальных водое- мов (и отчасти потоков?), при обмелении или перемещении которых в образова- нии верхних частей тел существенную роль начинали играть процессы золотой деятельности.

Прибрежно-низменные фации алевролитов и глин. Оба эти фациальных типа тесно связаны между собой в единый комплекс; тонкие линзы-прослои алевроли-

тов являются неизбежным спутником мощных красноцветных алевроитовых глин, иногда обе породы тонко переслаиваются между собой или образуют постепенные переходы. Этими фациями сложен более чем на 80% объем кызылкырской свиты в туаркырском типе разреза. Алевроитовые глины представляют собой массивные бесструктурные породы, фациальная природа которых поддается расшифров-

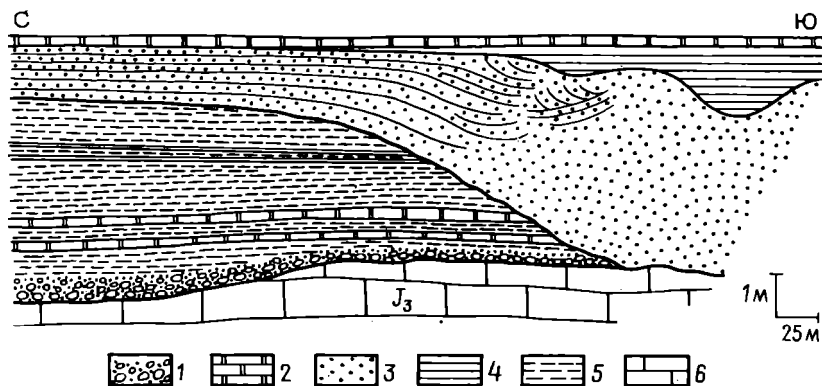


Рис. I. Баровые песчаники в основании янгаджинской свиты разреза Бейнеу.

1 - базальные конгломераты, 2 - доломиты, 3 - песчаники, 4 - зеленые глины, 5 - красные глины, 6 - кристкие известняки.

ке с трудом. В них совершенно отсутствуют остатки морских организмов. Проведенное нами специальное опробование показало также и полное отсутствие остатков спор и пыли. Единственная ископаемая фауна, найденная в них, это остатки остракод [6, 7]. Они отличаются здесь бедностью родового и видового состава и представлены пресноводными, изредка солоноватоводными формами. Кроме того, отмечаются очень редкие оогонии харовых водорослей.

Некоторые основания считать эти фации континентальными дает и минеральный состав глинистой фракции, который оказался исключительно гидрослюдистым. В отношении генезиса и палеогеографической значимости состава глинистых минералов существуют различные точки зрения, однако большинство исследователей полагают, что это минералы аутигенные и, следовательно, могут быть использованы как критерий условий седиментации. Так, известно [8], что гидрослюды обычно являются конечным продуктом разложения первичного материала на континенте, отвечая щелочной (по другим данным - нейтральной) среде.

Нередко подобным красноцветам приписывается лагунный генезис. Однако А.Л.Яншин в предисловии к монографии А.И.Анатольевой [9] справедливо замечает, что для выяснения древних обстановок осадконакопления недостаточно прямого сравнения с современными географическими ландшафтами. В качестве примера он приводит неокомские красноцветы, протягивающиеся широкой полосой от Туаркыра до Кузбасса, образование которых невозможно объяснить осадением в лагуне.

Находки пресноводных остракод, отсутствие структур, характерных для аллювия и дельты, невозможность принять лагунный генезис, в какой-то мере - гидрослюдистый состав глин, характер переслаивания глин с линзочками алевролитов говорит о континентальном, субаквальном генезисе описываемых крас-

ных глин с тонкими прослоями алевролитов. По-видимому, мы имеем дело с фациями низменных прибрежных равнин, на которых отсутствовала растительность. В условиях слабо расчлененного рельефа такие глины накапливались во временных мелких водоемах, застойных озерах и, видимо, нередко – на такырах. Фациям последних придается большое значение и в работе [10].

Большая часть алевролитов, тесно связанных с этими глинами, также, видимо, была отложена в аналогичных мелких бассейнах или из мелких временных потоков, несших мелкообломочный материал. Все такие бесчисленные, очень мелкие бассейны отличались неустойчивым режимом, часто мигрировали и пересыхали, о чем говорит наличие на поверхности тонких слоев алевролитов мелких трещин усыхания. Эти мелкие водоемы и такыры аккумулировали, по-видимому, осадки, приносимые не столько потоками, сколько ветром. Переотложения материала в них практически не происходило и единственно, что регулировало размер отлагавшихся частиц – это эоловая деятельность.

Озерные фации сильно алевроитовых мергелей. Встречены в основном в верхней части кызылкырской свиты, вдоль западного крыла Туаркыра от разреза Джерли почти до разреза Яглы. Далее к северу эти фации пользуются локальным распространением (Туар, Кыфитшем).

Алевроитовые мергели – массивные, иногда неотчетливо слоистые породы с характерной пятнистой зелено-красной окраской. Они отличаются от мергелей других фаций присутствием, а в большинстве случаев – и преобладанием магнезита.

К югу, в районе Кызылкыра, мергели переходят в мелководноморские глинистые известняки, также иногда характеризующиеся несколько повышенным содержанием магнезита. Положение в разрезе, отвечающее максимуму позднеготеривской трансгрессии, а также существенно магнезиальный состав, позволяют отнести эти фации к образованиям озер углемагнезиевого типа [11].

Лагунные фации доломитов, часто целестино- и баритоносных. Распространены в пределах Кельдже-Бейнеу и южной части Туаркыра. В гораздо меньшем количестве они встречаются в южной части Кубадагской зоны. Для этих доломитов довольно характерна тонкая микрослоистая текстура, образованная чередованием слоев чисто доломитового и существенно терригенного (глинисто-алевроитового) состава. В кровле слоев нередко наблюдаются трещины и черные корки выветривания (субаэрального?). Доломиты, как правило, и подстилаются и перекрываются континентальными фациями красноцветных глин с прослоями алевролитов. Характер этого переслаивания определяется частотой кратковременных трансгрессий лагун на сушу. Первично осадочный, хемогенный генезис этих доломитов в условиях мелкой лагуны не вызывает сомнения [11, 12 и др.]. Это дополняется и бесспорно хемогенным генезисом целестина и барита, с которыми доломиты тесно связаны и составляют единый фациальный комплекс образований самых краевых, высокоминерализованных частей лагун. Генетическая связь доломита и целестина отмечалась многими исследователями, также во многих работах рассматривается механизм хемогенного осаждения целестина (возможно отчасти и стронцианита) и подчеркивается, кроме того, связь целестина с гипсоносными отложениями [13, 14 и др.] .

В связи с генезисом целестина и барита следует отметить два момента. Теория биолитного происхождения целестина для условий засоляющейся лагуны, естественно, не применима и единственной альтернативой является процесс

хемогенного осаждения; этот процесс начинается к моменту насыщения гипсом осолоняющейся морской воды при удельном весе ее I, I22 и солености - I5% [I5]. Далее сведения о положении барита в последовательности осаждения различных минералов крайне немногочисленны; так, по данным ряда исследователей, например Т.Ф.Бойко [I6], вслед за выпадением целестина наступает непосредственно хлоридный этап осаждения. В описываемом же случае барит накапливался в самых крайних частях лагуны, которые, естественно предположить, были и наиболее осолоненными. Таким образом, нельзя со всей определенностью утверждать, что барит осаждался вслед за целестином при дальнейшей концентрации рассола, но в то же время наблюдается совершенно отчетливая пространственная смена фаций от центральных частей лагуны к периферическим: гипсоносные (в парагенезисе с доломитовыми мергелями и карбонатными глинами) - целестиноносные - баритоносные (обе последних - в парагенезисе с доломитами).

Следует отметить, что целестиноносными бывают и доломитовые мергели, глины, глинистые известняки, в большинстве случаев - это вторичные, перетложенные концентрации целестина.

Переходные, лагунно-морские фации глинисто-карбонатных (существенно доломитовых) пород. Образуют иногда довольно мощные толщи (до первых десятков метров) очень тонкого, миллиметрового (и долей его) переслаивания близких их типов - существенно доломитовых мергелей и сильно карбонатных глин. Обычно это очень светлозеленые, почти белые породы, но в Кубадаге они иногда содержат тонкие слои красных глин, а иногда и мощные пласты гипсов-ангидритов. Микрослоистость, характерная для таких фаций, является, возможно, результатом сезонных изменений в условиях более глубоких частей лагун. Парагенезис доломитовых мергелей и глин характерен практически только для верхней части янгаджинской свиты.

Фации глинистых известняков ненормально соленого морского мелководья. Довольно широко распространены во второй пачке янгаджинской свиты Кальдже-Бейнеу, а также в ее стратиграфическом аналоге - II пачке кызылқырской свиты на самом юге Туаркыра. Значительно реже они встречаются в разрезе III и в подошве IV пачек южной части зоны. В этих породах постоянно отмечается высокое содержание доломита и нередко магнезита. В кровле их пластов довольно часто находится тонкий прослой доломитов. Вместе с фактом бедности их органическими остатками (мелкий детрит в количестве до I0-I5%) все это говорит о ненормально высокой солености вод, в которых шла седиментация осадка. По-видимому, определяющими были условия полуизоляции мелких, хорошо прогреваемых заливов. Вместе с тем характер ряби указывает на бассейновый тип динамики водной среды: индекс ряби имеет значение 7-8,5, характерный для волновых процессов. Показательно и то, что во всех точках наблюдения ориентировка ряби - субширотная и, следовательно, параллельна береговой линии, располагавшейся северней.

Фации вторичных, метасоматических доломитов. Обнаруживают при микроскопическом изучении все степени доломитизации различных (органогенных, оолитовых и т.д.) известняков до полного замещения доломитом. Метасоматическое их происхождение доказывал и Н.К.Сривастава [I7]. Эти фации распространены в южной части Кубадагской зоны.

Механизм образования таких пород дискуSSIONЕН. Н.М.Страхов [II] считает, что эпигенезом это объяснить нельзя: на примере доломитов Русской платформы он показывает, что необходимые для доломитизации огромные массы магния взять неоткуда. В нашем случае, казалось бы, это возражение отпадает — мощные толщи верхнеюрских доломитов первичного происхождения подстилают мел и в Б.Балхане и в Кубадаге. Однако явное несоответствие — закономерное уменьшение роли метасоматических доломитов в направлении от Кубадагской зоны к Балханской (от Борджоклы к Огланлы), при неизменной роли верхнеюрских доломитов в этом же направлении заставляет, тем не менее, отказаться от такого удобного объяснения источника магния, необходимого для доломитизации.

Не слишком убедителен и механизм, предложенный Р.Фэйрбриджем [I8], который основное значение в процессах образования метасоматических доломитов придавал магниезиальным водам, поступавшим в бассейн из континента. Во время образования описываемых доломитов суша располагалась слишком далеко от района северного крыла Б.Балхана, и, следовательно, значение таких вод как доломитизирующего агента вряд ли могло быть ощутимым. Остается согласиться, что наиболее убедительным является диагенетическое происхождение таких доломитов [II, I2]. При этом в первичном осадке могла находиться или смесь минералов кальция и магния (что давало базу для дальнейшего их диагенетического перераспределения) или в нем находился только известковый ил, и материал последнего замещался ионами магния из придонной воды.

Крайне мелководные, нормально-морские фации органогенных пород. Характерны практически только для отложений нижнего баррема: борджоклинской свиты и ее стратиграфического аналога — Ш пачки кызылқырской свиты на самом юге Туаркыра. На большей же части последнего эти фации встречаются очень редко и только на западном крыле Туаркыра в самой кровле кызылқырской свиты. Здесь они представлены крайне мелководными (условия пляжей, отмелей) и маломощными (до 20 см) линзами известняков с перемытым детритом и обычно с большой примесью песчаного материала; в них встречаются и мелкие гастроподы. Тонкие линзы этих известняков залегают именно там, где развиты и фации озерных магнезитовых мергелей. Переслаиваясь с красноцветами, известняки образуют характерный фациальный комплекс, залегающий над мергелями.

Южнее, в разрезах кызылқырского типа, органогенные, мелкодетритовые известняки и ассоциирующиеся с ними ракушняки-устричники получают большее развитие. Здесь они также переслаиваются с красноцветными глинами. Вместе с редкими прослоями глинистых доломитистых известняков эти фации образуют своеобразный комплекс, характеризующий диапазон изменения условий от континентальных к мелководно-морским. Еще большее развитие (за счет уменьшения роли красноцветов) крайне мелководные отложения ракушняков и органогенных известняков получают в разрезе борджоклинской свиты в Бейнеу. Здесь в ее основании появляются и характерные фации конгломератовидных мергелей-ракушняков. Последние отличаются плохой сортированностью материала, большой окатанностью обломков фауны и, видимо, образовались в береговых условиях самых первых, но энергичных этапов трансгрессии раннебарремского моря на сушу. Довольно высокая степень гидродинамической активности открытого раннебарремского бассейна подтверждается также и тем, что в некоторых устричных банках практически отсутствует терригенный материал, который был вымыт при переотложении. Наличие сильных и постоянных приливно-отливных те-

чений подтверждается и частыми случаями строгой ориентировки гастропод в органогенных известняках.

Фаши мелководных известняков. Представлены различными типами этих пород: пеллетовыми, обломочными, мелкодетритовыми, оолитовыми и т.д. Эти типы образуют многообразные взаимопереходы, но тем не менее довольно отчетливо подразделяются на две частично перекрывающиеся фаши: оолитовых известняков, образовавшихся в условиях довольно спокойного мелководья, и детрит-обломочно-пеллетовых известняков, характерных для менее спокойных областей. В пользу последнего говорит и хорошая окатанность обломочного известкового материала и обилие пеллет, некоторые из которых, наверное, имеют кластическое или биогенное происхождение. В описываемых известняках, кроме того, чрезвычайно широко развиты всевозможные текстуры, часть которых связана с деятельностью илоедов, часть же является следами проблематичного происхождения. Широко развиты в них также фукоиды, дырчатые формы выветривания и т.д.

Дифференциация описываемых известняков на два фашиальных типа определялась, естественно, не только степенью подвижности вод бассейна. Возможно, что этот фактор и не являлся решающим. Существует большое число естественных процессов, суммарный эффект которых приводит к многообразию фашиальных типов этой группы пород. Так, какую-то роль играет, например, жизнедеятельность бактерий, накопление копролитов и т.д., причем разные процессы могут привести к приблизительно одинаковым результатам. Например, образование пеллет объясняется и как результат окатывания, и как результат жизнедеятельности организмов, кроме того, было показано, что такие формы могут образовываться и при коагуляции микрозернистого известкового материала донного осадка [19].

Много внимания было посвящено условиям образования оолитов. И, несмотря на то, что У.Твенхофел по этому поводу писал: "Нельзя составить обобщение, которое могло бы претендовать на всеобщее приложение" [20, с.675], большинство исследователей считает, что для образования оолитов необходим жаркий аридный климат и очень небольшие глубины - до 25 м. Например, в Каспийском море глубина оолитообразования в настоящее время не превышает 10 м [21].

Фаши описываемых мелководных известняков распространены только в южной части Кубадагской зоны, где играют существенную роль в строении янгаджинской свиты.

Ряды фашиальных комплексов и история развития района

Из предыдущего описания видно, что некоторые типы отложений в фашиальном отношении тесно связаны друг с другом. Наиболее отчетливы связи между красными глинами и тонкими слоями алевролитов - для континентальных отложений, между зелеными карбонатными глинами и глинистыми известняками - для промежуточных лагунноморских отложений, между первичными доломитами и переслаиванием красных глин с алевролитами - для промежуточных лагунно-континентальных фаши. В южной части Кубадагской зоны отчетливо видна связь между мергелями и доломитовыми известняками. Переслаивание всех вышеперечисленных типов пород происходит довольно закономерно, часто через промежуточные разности, обнаруживая вполне определенную ритмичность. Типичная мощность элементарного ритма составляет 1-2 м, но иногда может достигать 5 м. Ритм, ха-

рактёрный для континентально-лагунных образований, сложен внизу алевролитовыми доломитами, переходящими кверху в малиновые доломитовые и затем в красные алевритовые глины обычно с прослоями алевролитов или песчаников. Ритм, типичный для лагунно-морских отложений (в южной части Кубадагской зоны), составлен чередованием известково-доломитовых пород, в разной степени содержащих глинистую примесь. Характер ритмичности (порядок чередования, мощности ритмов) выдерживается, как правило, довольно хорошо в пределах одного фациального комплекса (парагенерации) и отчетливо меняется при переходе в другой. В свою очередь, такие фациальные комплексы могут также рассматриваться как ритмы более высокого порядка — мезоритмы. С другой стороны, и микрослоистость, характерная для лагунных доломитов и для глинисто-мергелистых образований верхней части янгаджинской свиты, также обладает закономерной ритмичностью. При этом обнаруживается микроритмичность трех порядков: первых сантиметров, первых миллиметров и первых долей миллиметра.

Генетической природе ритмичности посвящены многие работы. Большинство исследователей связывает образование элементарных ритмов с тектоническими колебаниями дна бассейна. Однако в нашем случае образование доломит-красноцветного ритма скорее всего связано с эвстатическими колебаниями уровня океана, что вызывало серию мелких трасгрессий. Образование же ритмов глинисто-мергелистого типа, как представляется, легче объяснить климатическими или гидрохимическими осцилляциями условий седиментации. Порядок мощностей, характерный для микроритмичности, с наиболее типичной средней мощностью слойка в 0,2–0,3 мм, в целом аналогичен порядку их в варвах. Однако микроритмичность лагунных доломитов и глинисто-мергелистых толщ явно подчинялась не сезонным, а менее систематическим процессам, в их числе, по-видимому, существенное место занимал эоловый привнос терригенного материала с плоской и безжизненной суши.

Вся толща исследуемых отложений естественным образом разделяется на ряд фациальных комплексов (рис.2), каждый из которых обладает своим характером ритмичности и сложен своим, определенным и ограниченным набором фаций. Эти комплексы в направлении с севера на юг образуют непрерывный фациальный профиль, в котором одни переходят по простиранию в другие, соединяясь между собой весьма сложным образом, причем степень их полифациальности увеличивается в этом направлении.

В основании описываемой толщи пород в Бейнеу и Туаркыре находятся фации пролювиально-делювиальных конгломератов, характер которых не зависит от типа разреза. Вся остальная часть разреза туаркырского типа представлена в основном континентальными прибрежно-низменными фациями алевролитов и красных глин. В кровле здесь изредка появляются эти же фации в совокупности с фациями крайне мелководных органогенных известняков, иногда обнаруживаются и накопления озерных фаций мергелей, а также аллювиальных песчаников.

В кызылкырском типе разреза к описанному набору фаций добавляются лагунные фации баритоносных доломитов и глинистых известняков, образовавшихся в мелководных условиях ненормально соленого моря. В Кельдже-Бейнеу среди упомянутых появляются и переходные лагунно-морские фации глинисто-доломито-карбонатных пород, а также мелководных известняков. Здесь же доломиты становятся целестино- и гипсоносными. Наконец, в Кубадаге и на западе Б.Бал-

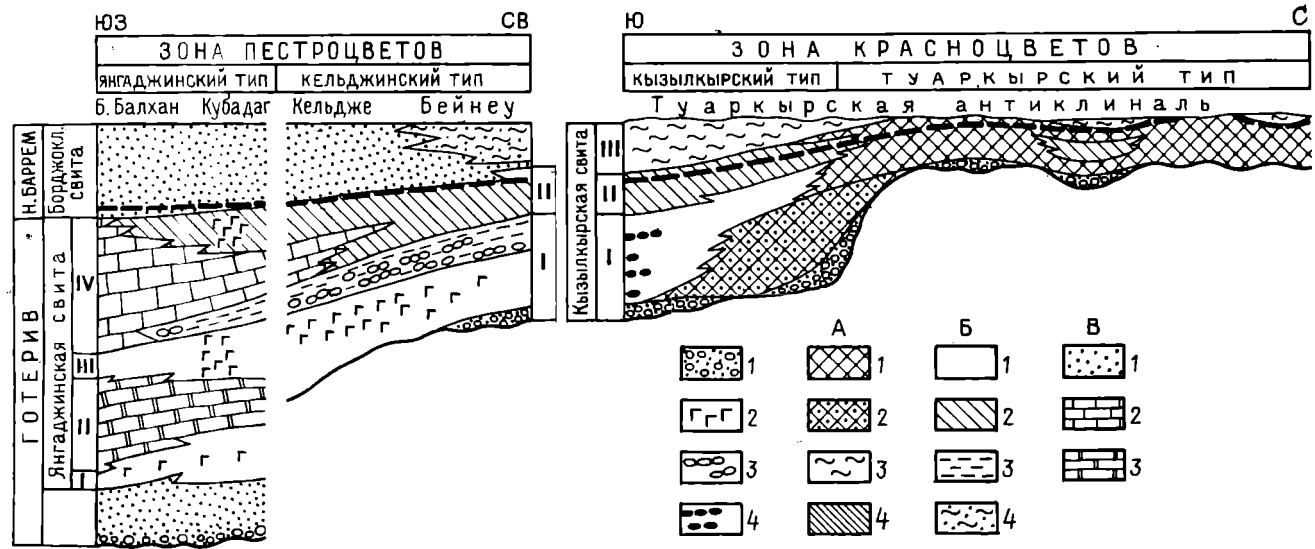


Рис.2. Последовательность фациальных переходов в меридиональном направлении.

Фации: 1 - пролювиальных конгломератов, 2 - гипсоносные, 3 - целестиноносные, 4 - баритоносные.

А - континентальные (в основном красноцветные) комплексы: 1 - фаший аллювиальных песчаников и глинисто-алевритовых фаший прибрежных низменностей (тип А-1), 2 - этих же фаший и фаший пролювиальных песчаников, 3 - этих же фаший и фаший крайне мелководных, нормально-морских органических известняков (тип А-3), 4 - озерные фашии сильно алевритовых, доломит-магнезиальных мергелей. Б - существенно лагунные и переходные (пестроцветные) комплексы: 1 - типа А-1 и лагунных фаший доломитов (тип Б-1), 2 - фаший глинистых известняков ненормально соленого мелководья и переходные лагунно-морские фашии глинисто-карбонатных, существенно доломитовых пород, 3 - эти же фашии с широким участием фаший Б-1, 4 - фаший типа А-3 и фаший мелководных известняков. В - морские (в основном сероцветные) фашии: 1 - существенно карбонатные подстилающих и перекрывающих пестроцветы отложений, 2 - мелководно-морских известняков, 3 - доломитизированных известняков (метасоматических доломитов). Пунктиром отмечены стратиграфические границы.

хана к ним добавляется фация метасоматических доломитов и одновременно исчезают органогенные фации крайнего мелководья и озерные фации мергелей.

Сочетаясь в различных комбинациях и пропорциях, фации описываемых отложений закономерно сменяют друг друга с севера на юг от типично континентальных до преобладания нормально морских. Смена характерных фациальных комплексов в этом направлении и определяет в первую очередь последовательное выделение различных типов разрезов и разделение описываемых отложений территориально на две структурно-фациальные зоны - красноцветов и пестроцветов.

Раннемеловая история описываемого района вплоть до позднего баррема в схематизированном виде выглядит следующим образом. Во время накопления первой пачки (рис.3, а) янгаджинской свиты площадь седиментации распола-

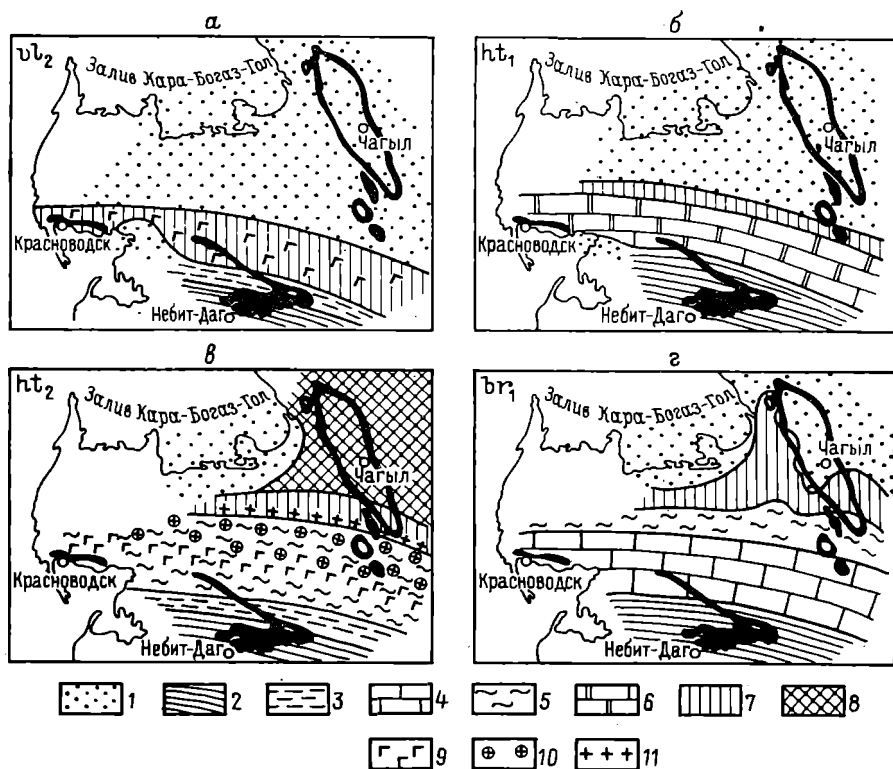


Рис.3. Смена обстановок осадконакопления в раннемеловое время на территории Западной Туркмении.
 а - поздний валанжин, б - ранний готерив, в - поздний готерив, г - ранний баррем. 1 - отсутствие осадконакопления, 2 - накопление мощных терригенно-карбонатных пород (открытый морской бассейн), 3 - его краевая часть, 4 - накопление главным образом органогенных известняков (мелководный морской бассейн), 5 - накопление пестроцветных толщ (условия преобладания лагун), 6 - накопление доломитизированных известняков и метасоматических доломитов (мелководный морской бассейн повышенной солености), 7 - накопление терригенных красноцветов с тонкими прослоями карбонатов (преобладание континентальных условий), 8 - накопление терригенных красноцветов (континентальные условия); 9 - гипсоносные, 10 - целестиноносные и 11 - барритоносные фации лагунных отложений.
 Черным показаны площади выхода на поверхность берриас-нижнебарремских отложений.

галась узкой полосой в южной части Кубадагской зоны. Здесь накапливались преимущественно лагунные и континентальные фации доломитов и красных алевроитовых глин, обычно с линзами гипса.

В следующий этап (рис.3,δ), в эпоху накопления второй пачки янгаджинской свиты, в этой части широкое распространение получили известняки, которые сразу же, в процессе диагенеза доломитизировались. По-видимому, с севера их область развития была ограничена переходными (от мелководно-морских до лагунно-континентальных) фациями. Доломитовые известняки с гипсом, вскрытые в основании разреза Кельдже, вероятно, относятся к этому типу. Во время накопления пород перечисленных двух этапов седиментации северная часть территории - от Кельджа и севернее - была областью сноса.

В этап, охватывающий время накопления верхней части готерива (рис.3,в), осадконакопление охватило всю площадь Западной Туркмении. Область преимущественно морского и лагунного осадконакопления захватила Кельдже и Бейнеу, а в южной части Туаркыра осадки лагунного и морского генезиса отлагались, чередуясь с континентальными фациями.

На остальной, большей части Туаркыра накапливались континентальные отложения низменных равнин и изредка - озер. Распределение мощностей этих отложений на территории Туаркыра показывает, что оно контролировалось только характером домелового рельефа: изолинии мощностей повторяют контуры узких долин, образованных временными потоками на территории юго-восточной половины Туаркыра. К северо-западу, там, где располагалось плато, сложенное юрскими известняками, мощность отложений не изменяется.

Такой характер развития нижнемеловой трансгрессии в северном направлении отражает процесс постепенного затопления неактивного в тектоническом отношении края континента. В равной мере это может быть объяснено как общим эвстатическим повышением уровня океана, так и равномерным и одинаковым в любых точках опусканием континента.

В раннем барреме (рис.3,з) - условия осадконакопления существенно изменились. Широкое развитие получают известняки, и южная граница пестроцветов смещается до широты Бейнеу. В соответствии с этим район Туаркыра должен был стать областью довольно значительных накоплений пестроцветов и меньше - красноцветов. Однако этому помешало начавшееся в начале данного этапа медленное поднятие центральных и северных частей Туаркыра, в результате чего раннебарремское время здесь стало временем господства размывов и перерывов. И лишь в максимум раннебарремской трансгрессии (в середине этой эпохи) тонкие слои известняков смогли отложиться в некоторых местах западного крыла структуры. Закономерное уменьшение мощности этих отложений с севера на юг обусловлено характером трансгрессии в условиях постепенно увеличивающейся амплитуды положительных тектонических движений.

Во второй половине раннего баррема положительные движения, продолжавшиеся вместе с общей регрессией бассейна, привели к практически полному прекращению осадконакопления на территории Туаркырской зоны [22]. И, наконец, отложения быстро трансгрессировавшего позднебарремского бассейна перекрыли описанную выше толщу пород на всей площади Западной Туркмении, причем в Туаркыре это произошло с образованием регионального несогласия.

1. В е р б а Ю.Л. Стратиграфический объем кызылкырской свиты Туаркыра (нижний мел, Западная Туркмения). - В кн.: Вопросы стратиграфии. 1974, вып. I, с. 109-121.
2. В и с т е л и у с А.Б. Морфометрия обломочных частиц. - Труды Лаб. аэрометодов АН СССР, 1960, т. 9, с. 135-202.
3. Р а з у м и х и н Н.В. Экспериментальные исследования эволюции окатанности обломков горных пород. Л., 1965. 66 с.
4. К у е н е н Ph.H. Experimental abrasion of pebbles. - J. Geol., 1956, vol. 64, N 4, p. 336-368.
5. П р о з о р о в с к а я Е.Д., П и р я т и н с к и й Б.Г., П р о з о р о в с к и й В.А. О конгломератах из пограничных горизонтов юры и мела на Большом Балхане. - Вестн. Ленингр. ун-та, 1960, № 12, с. 138-141.
6. Ш и л о в а Д.Д. Остракоды рода *Syrpidea* кызылкырской свиты Туаркыра (Зап. Туркмения). - В кн.: Биостратиграфия мезозойских отложений нефтегазоносных областей СССР. М., 1972, с. 46-50.
7. С т е п а н а й т ы с Н.Е. Раннемеловые остракоды Туаркыра (Западная Туркмения). - Палеонтол. журн., 1967, № 2, с. 74-79.
8. Г и н з б у р г И.И., Р у к а в и ш н и к о в а И.А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., 1951. 714 с.
9. А н а т о л ь е в а А.И. Домезозойские красноцветные формации. М., 1972. 324 с.
10. Д р у ж и н и н И.П. Ископаемые береговые такыры в пестроцветном разрезе джезказганской серии. - Докл. АН СССР. 1963, т. 149, № 6, с. 1401-1404.
11. С т р а х о в Н.М. Основы теории литогенеза, т. Ш. М., 1962. 550 с.
12. Т е о д о р о в и ч Г.И. О происхождении осадочного доломита. - Сов. геол., 1960, № 5, с. 74-87.
13. Б у р к о в В.В., П о д п о р и н а Е.К. Стронций. - Труды Ин-та мин., геолог. и кристалл. редких элементов АН СССР, 1962, вып. 12. 180 с.
14. К а р ж а у в Т.К. Некоторые особенности проявления целестиновой минерализации в мезозойских и кайнозойских отложениях Средней Азии. - Труды проблемной лаб. осадочных формаций и осадочных руд, 1964, вып. 3, с. 107-113.
15. С т р а х о в Н.М., Б о р н е м а н - С т а р ы н к е в и ч И.Д. О стронции, боре и бrome в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья. - В кн.: Вопросы минералогии, геологии и петрографии. М., 1946, с. 262-274.
16. Б о й к о Т.Ф., Б у й н е в и ч Д.В. Поведение редких щелочей и стронция в процессе галогенеза. - Литол. и пол. ископ., 1967, № 2, с. 30-44.
17. С р и в а с т а в а Н.К. Литология и условия образования валанжин-барремских отложений Б. Балхана (Зап. Туркмения). Автореф. канд. дис. Л., 1965. 15 с.
18. К а р б о н а т н ы е породы (генезис, распространение, классификация), т. I /Под ред. Дж. Чилингара, Г. Биссела, Р. Фэйрбриджа. М., 1970. 396 с.
19. С а г о з з и А. V. Microscopic sedimentary petrography. N.Y. - London, 1972. 485 p.

20. Т в е н х о ф е л У.Х. Учение об образовании осадков. М.-Л., 1936. 916 с.
21. С о л о в ь е в В.Ф. О некоторых карбонатных осадках Каспийского моря. - В кн.: Современные осадки Каспийского моря. М., 1956, с.137-150.
22. В е р б а Ю.Л., П р о з о р о в с к и й В.А. О регрессии в середине барремского века на территории Западной Туркмении. - В кн.: Литология и палеогеография, сб. I. Л., 1973, с.75-86.

УДК 551. 763.1(575.4)

Ю.Л.Верба, В.А.Прозоровский

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА БЕРРИАС-НИЖНЕБАРРЕМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ

Берриас-нижнебарремские отложения широко развиты в пределах Западной Туркмении. Они представлены разнообразным комплексом осадочных пород со сложным характером фациальных изменений по разрезу и площади.

Значительная изменчивость состава и мощностей указанных образований в районах Большого Балхана, Кубадага и Туаркыра приводила к тому, что ранее предлагаемые стратиграфические схемы [1-5] могли быть распространены лишь на незначительные участки. В основу деления отложений авторами были положены относительно резкие изменения состава пород. Определение возраста свит производилось по заключенным в них органическим остаткам. Позже выделенные свиты были скоррелированы между собой, возраст их получил большее обоснование и разрез указанных отложений во всей Западной Туркмении предложено было разделять на хроностратиграфические подразделения (ярусы и подъярусы), которым подчинялись литостратиграфические подразделения - пачки, реге свиты [6]. Тем не менее границы ярусов, иногда подъярусов, проводились, как и раньше, в основном по изменению литологического облика пород в разрезе. Подчиненные же ярусам пачки были перенумерованы для каждого яруса отдельно снизу вверх. Так как в большинстве случаев, как выяснилось при дальнейших исследованиях, разделы пород разного состава не соответствовали на всей площади Западной Туркмении границам хроностратиграфических подразделений, а могли быть установлены лишь по смене фаунистических комплексов, и последняя схема потребовала дальнейшего уточнения и некоторого изменения. Кроме того, выделенные внутри ярусов пачки создавали путаницу при их использовании из-за повторения одних и тех же номеров внутри разных подразделений.

Комплексное изучение берриас-нижнебарремских отложений обнаружило четкую зависимость состава пород и их мощностей от существовавшего в то время в данном районе тектонического режима. Именно границы различных структурных зон контролируют развитие определенных формаций и рядов фаций внутри всего района. Поэтому выделение литостратиграфических подразделений - свит, наиболее четких и практически важных в настоящее время, должно базироваться на структурно-тектоническом принципе.

Территорию Западной Туркмении (без Западного Копетдага и Малого Балхана) раннемелового времени можно подразделить на 3 структурно-фациальных

зоны: 1) Большебалханская зона (краевой прогиб), наиболее мобильная, с максимальными скоростями осадконакопления (наибольшими мощностями) и преимущественным развитием сероцветных глинисто-известковых пород; эта зона охватывает южное крыло Большебалханской антиклинали и восточную часть (к востоку от колхоза Комсомольский) северного ее крыла; 2) Кубадагская зона (периферия, "склон" платформы), менее мобильная (меньшие, чем в первом случае мощности пород), где преобладающими являются пестроцветные терригенно-доломитовые породы. Площадь этой зоны охватывает западную часть северного крыла Большебалханской структуры (к западу от колхоза Комсомольский), хр.Кубадаг и структур Бейнеу и Кельдже; 3) Туаркырская зона (внутренняя часть платформы) – наиболее устойчивая (наименьшие мощности), где распространены терригенные красноцветные отложения; она охватывает территорию собственно Туаркырской антиклинали (рисунок).



Схематическая карта расположения разрезных выходов на поверхность берриас-нижнебарремских отложений Западной Туркмении.

▲ – местоположение разрезных выходов: 1 – Бухта Соимонова, 2 – Уфра, 3 – Гюша, 4 – Янгаджа, 5 – Борджоклы, 6 – Карайман, 7 – колхоз Комсомольский, 8 – Отланлы, 9 – Казанжабурун, 10 – Сабатан, 11 – Даната, 12 – Кызылкыр, 13 – Джерли, 14 – Яглы, 15 – Куралитюбе, 16 – Туар, 17 – Кыфитшем, 18 – Доунгра.

Таким образом, разрез берриас-нижнебарремских отложений Западной Туркмении может разделяться на свиты лишь внутри каждой из вышеуказанных зон, а корреляция выделенных свит между собой позволит, как нам кажется, получить наиболее естественную стратиграфическую схему данных образований.

Берриас-валанжинские отложения Западной Туркмении были выделены В.А.Прозоровским [6] в арланскую (для Большого Балхана) и уфринскую (для Кубадага) свиты. Вышележащие образования предлагается разделять на следующие свиты: для Большебалханской зоны – на казанжабурунскую свиту (готерив) и сабатанскую свиту (верхний готерив – нижний баррем); для Кубадагской зоны – на янгаджинскую свиту (готерив) с кубадагской подсвитой в основании*

* Ранее предлагалась В.А.Прозоровским [6] как самостоятельная свита.

и борджоклинскую свиту (нижний баррем); для Туаркырской зоны присутствующие там готерив - нижнебарремские отложения объединяются в кызылкырскую свиту, как это было предложено ранее [7].

Эти стратиграфические подразделения включены Всесоюзным совещанием в 1971 г. (г.Самарканд) в унифицированную схему меловых отложений Средней Азии, их сопоставление приведено в таблице.

МСШ		ПРЕДЫДУЩИЕ СХЕМЫ				ПРЕДЛАГАЕМАЯ СХЕМА									
Система	Ярус	[2]		[5]		[8]			Б. БАЛХАН		Кубадаг	Кельдже Бейнеу	Туаркыр		
		Б. Балхан	Б. Балхан	Б. Балхан	Б. Балхан	Б. Балхан	Кубадаг	Кельдже Бейнеу	Южное крыло и восточная часть северного крыла	Западная часть северного крыла					
Система	Ярус	Подъярус	Ярус	Свита	Ярус	Свита	Ярус	Свита	Ярус	Свита	Ярус	Свита	Ярус	Свита	
МЕЛОВАЯ	Баррем	Верх-ний	Баррем	XII	Верх-ний	Баррем	VIII	Верх-ний	Баррем	I	Баррем	Сабатанская свита	Баррем	Сабатанская свита	
	Готерив	Верх-ний	Готерив	XI	Верх-ний	Готерив	VII	Верх-ний	Готерив	III	Готерив	Казанжабурунская свита	Готерив	Казанжабурунская свита	
	Валанжин	Верх-ний	Валанжин	X	Верх-ний	Валанжин	V	Верх-ний	Валанжин	IV	Валанжин	Арланская свита	Валанжин	Арланская свита	
	Берриас	Верх-ний	Берриас	IX	Верх-ний	Берриас	III	Верх-ний	Берриас	I	Берриас	Соймоновская свита	Берриас	Соймоновская свита	
	Титон	Верх-ний	Титон	II	Верх-ний	Титон	I	Верх-ний	Титон	I	Титон	Ляммабурунская свита	Титон	Ляммабурунская свита	
	Оксфорд-Титон?	Верх-ний	Оксфорд-Титон?		Верх-ний	Оксфорд-Титон?		Верх-ний	Оксфорд-Титон?		Верх-ний	Оксфорд-Титон?		Верх-ний	Оксфорд-Титон?
	Баррем	Верх-ний	Баррем		Верх-ний	Баррем		Верх-ний	Баррем		Верх-ний	Баррем		Верх-ний	Баррем
	Готерив	Верх-ний	Готерив		Верх-ний	Готерив		Верх-ний	Готерив		Верх-ний	Готерив		Верх-ний	Готерив
	Валанжин	Верх-ний	Валанжин		Верх-ний	Валанжин		Верх-ний	Валанжин		Верх-ний	Валанжин		Верх-ний	Валанжин
	Берриас	Верх-ний	Берриас		Верх-ний	Берриас		Верх-ний	Берриас		Верх-ний	Берриас		Верх-ний	Берриас

Ниже приводятся описания свит, не опубликованные ранее.

Казанжабурунская свита *K₁ks**

Казанжабурунская свита распространена на площади всего южного крыла, восточной периклинали и восточной части северного крыла (к востоку от колхоза Комсомольский) Большебалханской антиклинали, обнажаясь в обрывах хр.Большой Балхан и в южном обрыве Отгланлинской гряды. Она образована сложным переслаиванием сероцветных терригенных и известняковых пород с резким преобладанием последних. Разрез свиты представлен мощными пластами разнообразных органогенных, органогенно-оолитовых, обломочных и пелитоморфных известняков, переслаивающихся в отдельных частях с глинистыми алевролитами, известково-песчанистыми породами и мергелями. Среди терригенных пород в Отгланлинской гряде и в южном обрыве хр.Большой Балхан иногда встречаются тонкие прослои красноцветов. Прослои терригенных пород наиболее часты в подошве свиты (ранее III пачка валанжина), в середине ее (ранее II пачка готерива) и в кровле свиты (внутри ранее выделенной III пачки готерива). Таким образом, наблюдается как бы пятичленное строение свиты, каждая из 5 частей которой довольно хорошо прослеживается по всей площади развития казанжабурунской свиты и может быть названа подсвитой или пачкой с соответствующим индексом K_{Iks_1} , K_{Iks_2} и т.д.

* Названа по горе Казанжабурун, где расположен ее стратотип.

Мощность указанных отложений закономерно уменьшается к северу и северо-востоку от 305 м на самом юге хр. Большой Балхан (гора Казанжабурун) до 150 м (колхоз Даната) - 160 м (гора Огланлы) в северном крыле Большебалханской антиклинали.

Стратотип казанжабурунской свиты находится на южном склоне хр. Большой Балхан, в 6 км севернее города Небит-Даг, на южном склоне горы Казанжабурун. Он выглядит следующим образом: согласно на массивных толстоплитчатых известняках арланской свиты залегают (снизу вверх):

1. Зеленовато-серые рыхлые глинистые алевролиты. Мощность 3,6 м. Отсюда определены: *Camptonectes striato-punctatus* Roem., *Chlamys* sp., *Lima* sp., *Plectomya* aff. *agassizi* Orb., *Nautilus* sp., *Endemoceras balkhanicum* Lupp., *Distoloceras* (?) *tauricum* Eichw., D. (?) cf. *koeneni* Karak., *Crioceratites* ex gr. *nolani* Kil., *Crioceratites* (?) sp. indet.; *Litoceras* (s.l.) sp. indet., *Toxaster* sp.

2. Желтовато-серые мелкозернистые известково-доломитовые песчаники. Мощность 0,8.

3. Глинистые алевролиты, аналогичные слою 1. Мощность 1 м.

4. Песчаники, аналогичные слою 2. Мощность 4,2 м. Встречены остатки: *Amphidonta subsinuata* Leym., *Panope* sp., *Pholadomya valangiensis* Pict. et Camp., *Endemoceras balkhanicum* Lupp., *Olcostephanus filiosus* Waumb., *Oostrella* ex gr. *cultrata* Orb., *Distoloceras* (?) cf. *tauricum* Eichw., D. (?) aff. *tauricum* Eichw., D. (?) *koeneni* Karak., *Crioceratites* ex gr. *nolani* Kil., *Crioceratites* sp. indet., *Lytoceras* (s.l.) sp. indet., *Terebratulidae*, *Toxaster* sp.

5. Глинистые алевролиты, в средней части - прослой мощностью 1 м желтовато-серых карбонатных песчаников. Мощность 9,6 м. В нижней части, в осипи встречены многочисленные ядра двустворок, аммонитов и др., а также: *Nautilus* sp., *Endemoceras* (?) sp. indet., *Praelongithyris credneri* Weerth, *Toxaster granosus holasteroides* Lamb.

6. Желтовато-серые мелкозернистые известково-доломитовые песчаники с караваеобразной отдельностью. Мощность 1 м. В слое найдены: *Endemoceras balkhanicum* Lupp.

7. Зеленовато-серые тонкослоистые глинистые алевролиты. Мощность 4,1 м. Отсюда определены: *Pinna* sp., *Endemoceras* ex gr. *ambligonium* Neum. et Uhl. *Endemoceras* (?) sp., *Praelongithyris* sp., *Toxaster granosus holasteroides* Lamb., T. cf. *granosus holasteroides* Lamb.

8. Плотные светло-серые плитчатые песчаные известняки. Они залегают на нижележащих породах с резким неровным контактом. Мощность 1,8 м. В известняках встречены: *Chlamys robinaldinus* Orb., *Ch. carteronianus* Orb., *Ch. cf. goldfussi* Desh., *Camptonectes* sp., *Lima longa* Roem., L. cf. *dubisiensis* Pict. et Camp.

9. Зеленовато-серые глинистые алевролиты. Мощность 10,5 м. Отсюда определены: *Cucullaea* cf. *forbesi* Pict. et Camp., *Chlamys robinaldinus* Orb., *Neithea atava* Roem., *Neithea* sp., *Litschkovitrigonia tenuituberculata* Savel., *Nautilus* sp., *Endemoceras balkhanicum* Lupp., *Praelongithyris credneri* Weerth, *Toxaster granosus holasteroides* Lamb., T. *turcmenicus* Lobatsch., T. *balkhanicus* Lobatsch., *Disaster* cf. *subelongatus* Orb.

10. Серые тонкозернистые обломочные известняки с тонкими прослоями желтовато-серых мергелистых, часто доломитовых песчаников или алевролитов. Мощность 43,8 м. Здесь обнаружены: *Chlamys cf. striato-punctatus* Roem., *Amphidonta falciformis* Leym., *Lopha rectangularis* Roem., *Nautilus* sp., *No-laster* sp., *Toxaster* aff. *retusus* Lamb.

11. Глинистый алевролит. Мощность 2,5 м.

12. Неотчетливое переслаивание мелкозернистых известняков с существенной примесью терригенного материала и сильно известковистых алевролитов. Мощность 15,3 м.

13. Желтовато-белые органогенно-обломочные массивные известняки. Мощность 11,7 м.

14. Мелкозернистые, светло-серые, органогенно-обломочные известняки с песчаной примесью. Мощность 1,8 м.

15. Мелкозернистые известняки с существенной примесью терригенного материала, иногда косослоистые. Мощность 6 м.

16. Органогенно-обломочные светло-серые известняки. Мощность 7,5 м.

17. Оолитово-органогенно-обломочные светло-серые известняки. Мощность 6,8 м.

18. Органогенно-обломочные светло-серые известняки, иногда с оолитами, сверху косослоистые. Мощность 10 м.

19. Переслаивание органогенно-обломочных известняков и мергелистых ракушняков. Мощность 10 м.

20. Переслаивание желтых органогенно-обломочных известняков, известковистых песчаников и глинистых известняков. Мощность 6,3 м. В слоях 16-20 обнаружены остатки: *Belbekella lata* Orb., "*Rhynchonella*" sp., *Selli-thyris sella* Sow., *Praelongithyris* aff. *acuta* Quenst., "*Terebratula*" sp., *Chlamys robinaldinus* Orb., *Lopha rectangularis* Roem., *Ostrea* sp.

21. Мергелистый алевролит, в кровле ракушняк. Мощность 2,5 м.

22. Тонкозернистый детритовый известняк с прослоями мергелистых ракушняков. Мощность 10,9 м.

23. Мергелистый алевролит с прослоем мергелисто-песчанистого ракушняка в нижней половине. Мощность 6,2 м.

24. Серый мелкозернистый органогенно-обломочный известняк. Мощность 5 м.

25. Глинистый алевролит. Мощность 4 м. В слоях 23-25 встречаются остатки: *Praelongithyris* aff. *acuta* Quenst., *P. valdensis kentugajensis* Moiss., *Limatula tombeckiana* Orb., *Chlamys* sp., *Exogyra turkmenica* Lupp., *Ostrea* sp., *Toxaster* sp.

26. Среднезернистые известковистые песчаники, постепенно переходящие в песчаные известняки с прослоями мергелистого алевролита в середине. Мощность 4,9 м. Отсюда определены: *Selli-thyris sella* Sow., *Praelongithyris* aff. *acuta* Quenst., *Panope* sp.

27. Крупнозернистый органогенно-обломочный известняк с прослоями ракушечников. Мощность 3,6 м. Здесь обнаружены: *Selli-thyris sella* Sow., *Amphidonta subsinuata* Leym.

28. Мергелистый алевролит. Мощность 2 м.

29. Мелкозернистый оолитово-органогенно-обломочный известняк, переходящий в кровле и подошве в ракушняки. Мощность 4,5 м.

30. Известково-алевролитовые песчаники, переходящие в песчаные известняки. В середине слоя - почти чистые известняки. Мощность 2,3 м. Встречены остатки: *Chlamys* sp.

31. Мелкозернистые известняки, внизу алевроитовые, с прослоями устричников в середине и в кровле. Мощность 9,6 м. Отсюда определены: *Amphidonta* cf. *subsinuata* Leym., *Ostrea* sp., *Protocardia* sp., *Panope gurgitis* Brongn.

32. Крупнозернистые светло-желтые оолитово-обломочные известняки, внизу косослоистые. Мощность 9 м. Здесь встречены остатки: *Amphidonta* cf. *subsinuata* Leym., *Panope* sp.

33. Мелкозернистые белые оолитовые известняки. Мощность 5,5 м.

34. Органогенно-обломочные, иногда содержащие оолиты мелкозернистые белые известняки; в середине и в кровле встречаются линзы ракушнякав. Мощность II,2 м.

35. Пелитоморфные и тонкозернистые белые и желто-белые известняки с редкими прослоями брекчиевидных или органогенно-обломочных известняков. Мощность I5,4 м.

36. Светло-серые пелитоморфные известняки с тонкими прослоями брекчиевидных или глинистых известняков. Мощность I6,1 м. В глинистых прослоях встречаются остатки: *Exogyra tuberculifera* Koch et Dunk.

37. Переслаивание светло-серых пелитоморфных или глинистых известняков с мергелистыми песчаниками и алевролитами, песчанистыми часто косослоистыми известняками и алевролитовыми мергелями. Мощность I3,8 м.

38. Мергелистые алевролиты. Мощность 5 м.

39. Тонкое переслаивание пелитоморфных и глинистых известняков с мергелями и мергелистыми алевролитами. Мощность I4,5 м. В известняках встречаются многочисленные остатки: *Turkmenia* cf. *balkhanensis* Krimh., *Lima longa* Roem., *Exogyra* cf. *turkmenica* Lupp., *Pholadomya* cf. *valangiensis* Pict. et Camp., а также рудистов.

Общая мощность свиты в стратотипе 305 м.

Сопоставляя вышеприведенный разрез с ранее существовавшей схемой [7], можно сказать, что слои I-9 соответствуют III пачке валанжина, слои I0-23 - I пачке готерива, слои 23-25 - II пачке готерива, слои 26-39 - нижней половине III пачки готерива.

Обнаруженные в последнее время остатки аммонитов в нижней подсвите стратотипа казанжабурунской свиты заставили пересмотреть существовавшие представления об ее возрасте. Эти аммониты характерны для готеривского яруса Кавказа, Крыма, Швейцарии, Англии, ФРГ. Присутствие здесь форм *Acanthodiscus* ex gr. *radiatus* Brug. и представителей рода *Endemocerat* позволяет сопоставлять их с нижней зоной готерива (зона *Acanthodiscus radiatus*). Поэтому казанжабурунская свита не содержит валанжинских отложений и должна целиком относиться к готериву (обоснование отнесения к нему верхней части свиты содержится в работах [7, 8 и др.]). Однако отсутствие руководящих валанжинских ископаемых в верхней части арланской свиты не позволяет обоснованно считать подошву казанжабурунской свиты нижней границей готерива, она здесь проводится нами условно.

Сабатанская свита распространена на той же площади, что и казанжабурунская, слагает верхние части склонов и плато хр. Большой Балхан, образуя отдельные выходы в Огланлинской гряде. Она представлена преимущественно известняками: внизу преобладают органогенно-обломочные и оолитовые известняки, большая верхняя часть сложена в основном светло-серыми пелитоморфными и мелкозернистыми известняками. В разрезе свиты встречаются тонкие прослой мергелей - ракушечников и брахчиевидных глинистых известняков; первые особенно часты на северо-западе (в районе г.Огланлы), в самых верхних частях свиты. Здесь также появляются прослой мергелистых алевролитов. Полностью разрез присутствует лишь на самом северо-западе (район г.Огланлы), где мощность его составляет 154 м. В остальных местах верхние части свиты уничтожены эрозией. Тем не менее общая мощность сабатанской свиты увеличивается к югу. Так, на южном крыле Большебалханской антиклинали она достигает 170 м, хотя по приблизительным оценкам здесь эродировано около 30-50% ее мощности. К югу происходит изменение и состава свиты. Она становится целиком карбонатной.

Стратотип свиты находится в 1,5 км к северу от колодца Сабатан на восточном склоне г.Огланлы, в 3 км к югу от пос.Огланлы. На известково-терригенных отложениях казанжабурунской свиты согласно залегают:

1. Крупнозернистые органогенно-обломочные белые известняки. Мощность 2,6 м.

2. Пелитоморфные почти белые известняки, иногда с небольшой примесью детритового материала. Мощность 17 м. Здесь встречены остатки: *Lima* sp., *Itieria gemmelaroi* Pčel., *I. balkhanensis* Pčel.

3. Оолитовые и псевдооолитовые органогенно-обломочные известняки мелко- и крупнозернистые светло-серого и белого цвета. Иногда встречаются прослой пелитоморфных известняков. Мощность 13,2 м.

4. Пелитоморфные светло-серые известняки, иногда глинистые, переслаивающиеся с существенно известковистыми мергелями. Мощность 6,2 м. В известняках многочисленные раковины: *Balkhania balkhanica* Mamont., *Dictyosonus* sp., *Orbitolina* sp.

5. Серые пелитоморфные известняки. Мощность 4 м. В них обнаружены остатки: *Orbitolina* sp., *Sellithyris sella* Sow.

6. Тонкое переслаивание серых пелитоморфных известняков с известковистыми мергелями и конгломератовидными мергелями - ракушечниками. Мощность 4,5 м.

7. Переслаивание известковистых мергелей и конгломератовидных мергелей - ракушечников. Мощность 4,6 м.

8. Пелитоморфные светло-серые известняки с прослоем алевроитового мергеля в середине. Мощность 3 м.

9. Ракушняковый конгломератовидный мергель, переходящий вверх в чистый пелитоморфный мергель. Мощность 4,8 м.

10. Мелкообломочные - органогенные известняки, сверху глинистые. Мощность 3,9 м. В них встречаются остатки: *Lima* sp., *Cardium* sp., *Protocardia* cf. *impressa* Leum.

* По названию колодца Сабатан у подножия юго-восточного склона г.Огланлы Огланлинской гряды.

11. Мергелистые алевролиты с прослоями глинистых известняков. Мощность 4,6 м.

12. Пелитоморфные известняки; верхние 1,3 м органогенно-обломочные и оолитовые. Мощность 7,8 м.

13. Мергелистые алевролиты с прослоями пелитоморфных, органогенно-обломочных и оолитовых известняков. Мощность 3 м. В известняках - многочисленные раковинки: *Dictyoconus* sp., *Orbitolina delicata* Hens.

14. Органогенно-обломочные известняки с прослоями глинистых и пелитоморфных известняков. Мощность 12,6 м. Отсюда определены: *Arca* cf. *carteroni* Orb., *Turkmenia balkhanensis* Krimh., *Lima parallela* Sow., *L.* cf. *longa* Roem., *Limatula* cf. *tombeckiana* Orb., *Cardium* cf. *inornatum* Orb., *Heteraster* sp.

15. Переслаивание пелитоморфных известняков и грязно-зеленых орбитолиновых мергелей. Мощность 3,8 м.

16. Пелитоморфный известняк, иногда брекчиевидный, с тонкими прослоями зеленых орбитолиновых мергелей - ракушечников. Мощность 11,7 м. Отсюда определены: *Orbitolina* sp., *Turkmenia balkhanensis* Krimh., *Ostrea* sp.

17. Алевроитовые мергели, вверху переходят в орбитолиновые мергели - ракушечники. Мощность 2,9 м.

18. Переслаивание светло-серых пелитоморфных и светло-желтых органогенно-обломочных известняков. Мощность 19,9 м. Здесь встречены остатки: *Orbitolina discoidea* Gras, *Turkmenia balkhanensis* Krimh., *Pectunculus* sp., *Lima parallela* Sow., *Exogyra turkmenica* Lupp.

19. Грязно-зеленые конгломератовидные мергели - ракушечники. Мощность 6,7 м. В слое широко развиты остатки: *Praelongithyris* aff. *acuta* Quenst., *P. valdensis kentugajensis* Moiss., *Sellithyris sella* Sow., "*Terebratula*" *russilensis* Lor., *Turkmenia balkhanensis* Krimh., *Lima parallela* Sow., *Pectunculus* sp.

20. Буровато-зеленые орбитолиновые глинистые известняки. Мощность 1 м.

21. Мергелистые алевролиты с обломками раковин крупных устриц. Мощность 1,5 м.

22. Грязно-зеленые конгломератовидные мергели - ракушечники. Мощность 5 м. Отсюда определены: *Sellithyris sella* Sow., *Barbatia* cf. *neocomiensis* Orb., *Exogyra turkmenica* Lupp., *Panope* cf. *irregularis* Orb.

23. Тонкое переслаивание пелитоморфных глинистых и желтых органогенно-обломочных известняков. В середине - прослой конгломератовидных мергелей - ракушечников. Мощность 4,2 м. В слое многочисленные остатки: *Turkmenia balkhanensis* Krimh., *Lima* cf. *royeriana* Orb., *Panope* cf. *obliqua* Orb., *P.* cf. *gurgitis* Brongn., *P. zeichi* Maas., *P.* cf. *irregularis* Orb., *Phymosoma peroni* Cot., *Nelectypus macropygus* Desor, *Heteraster* aff. *couloni* Orb.

24. Зеленые глинистые алевролиты. Мощность 2 м.

25. Глинистые детритовые известняки с полуметровым прослоем зеленых глинистых алевролитов в середине. Мощность 3,2 м. Отсюда определены: *Orbitolina* sp., *Turkmenia balkhanensis* Krimh., *Exogyra balkhanica* Pros., *Diplopodia balkhanensis* Vial., *Caenholectypus macropygus* Desor, *Heteraster renngarteni* Poretzk. Выше согласно залегают черные глины, относимые уже к верхнему подъярису баррема [7].

Общая мощность разреза сабатанской свиты в стратотипе - 154 м.

Разрез сабатанской свиты сопоставляется с ранее принятым делением [7] следующим образом: слои I-3 - верхняя часть III пачки готерива; слои 4-25 - нижний баррем.

Отнесение верхней, большей части свиты (слои 4-25) к нижнебарремскому подъярису основывается на том, что она согласно перекрывается слоями с верхнебарремскими аммонитами [7, 9] и содержит остатки представителей семейства орбитолид и рода *Heteraster*, неизвестных до сих пор древнее барремского яруса. Положение границы баррема в подошве слоя 4 условно, так как нижележащие слои не содержат руководящих готеривских ископаемых. Здесь, так же как и в других районах Туркмении (Копетдаг, Малый Балхан и др.), баррем начинается с первого появления раковин орбитолин. Подстилающие барремский ярус породы слоев I-3 относятся нами к верхам готеривского яруса. Тем самым объем сабатанской свиты принимается как готерив - нижний баррем нерасчлененный.

Янгаджинская свита K_{Ijn}^*

Янгаджинская свита распространена в пределах западной части (к западу от г.Огланлы) северного крыла Большебалханской антиклинали, на всем протяжении сохранившегося северного крыла Кубадагской антиклинали, на крыльях и в своде антиклинали Кельдже, а также слагает крылья антиклинали Бейнеу.^{жж}

Она представляет собой очень сложное переслаивание пестроцветных терригенных пород и карбонатов, в основном глинисто-доломито-известнякового состава. В целом, в низах преобладают пестроцветные терригенные породы с линзами гипсов (кубадагская подсвита В.А.Прозоровского [6]), выше - карбонатные породы, затем красноцветы и завершает разрез переслаивание зеленых глин, мергелей и желтых глинистых доломитов.^{xxx} В полном объеме янгаджинская свита присутствует в пределах западной части Огланлинской гряды и на востоке хр.Кубадаг. На западе Кубадага верхние части ее уничтожены эрозией. На возвышенности Кельдже вскрыта только верхняя часть разреза, а на г.Бейнеу верхняя часть свиты несогласно залегает на известняках нижнего оксфорда. В северных районах развития янгаджинской свиты (Бейнеу, Кельдже), в ней широко развиты гипсоангидриты, слои конкреционных целестинов и линзы баровых песков. В пределах хр.Кубадаг характерной особенностью нижней части свиты является заметная роль аркозовых песчаников, а верхней части (в центре Кубадага) - присутствие мощных пластов гипсо-ангидрита. Общая мощность янгаджинской свиты довольно постоянна в пределах Огланлинской гряды и на востоке хр.Кубадаг, она колеблется здесь в пределах 150-160 м. Западнее мощность ее постепенно возрастает, достигая 220 м у п-ва Уфра, а в разрезе у бухты Соимонова она составляла не меньше 300 м (верхняя часть свиты уничтожена эрозией).

* По названию ж.д.станции Янгаджа.

жж Ранее [7] эти отложения в структурах Кельдже и Бейнеу входили в состав кызылкырской свиты. Литологическое сходство с разрезами хр.Кубадаг и СЗ частью Большебалханской мегантиклинали и различия с типичными образованиями кызылкырской свиты заставили ограничить распространение последней только площадью Туаркырской антиклинали.

xxx Указанные части свиты могут выделяться в качестве самостоятельных подсвит или пачек.

Севернее мощность свиты сокращается как за счет того, что там не отлагались нижние ее горизонты, так и за счет некоторого общего уменьшения мощности в данном направлении. В районе антиклиналей Бейнеу и Кельдже мощность свиты не превышает 55 м.

Стратотипический разрез свиты расположен в 3,5 км к юго-западу от ж.д. ст. Янгаджа, в сае меридианального простирання, на северном склоне хр. Кубадаг. Здесь на известняках уфринской свиты согласно залегают породы кубадагской или первой янгаджинской подсвиты [6], а на ней согласно отложения остальной части янгаджинской свиты.

I. Переслаивание белых, желтоватых и красных доломитов, иногда глинисто-песчанистых. Довольно часто прослой светло-серого пелитоморфного или мелкообломочного известняка, иногда доломитового, мощностью по 0,4-0,8 м. Мощность: 9,7 м. Отсюда определены: *Praelongithyris cf. acuta* Quenst., *Sellithyris cf. sella* Sow., *Chlamys* sp.

2. Желто-кремовые песчанистые доломиты. Мощность 5,0 м.

3. Белый доломитовый известняк. Мощность 5,3 м.

4. Светло-серый пелитоморфный известняк, внизу (0,6 м) - глинистый. Мощность 2,4 м.-

5. Переслаивание желто-кремовых доломитов и светло-серых известняков. Породы иногда глинистые, внизу - песчанистые, иногда с малиновыми пятнами. Мощность 9,4 м.

6. Глинистые доломиты серого цвета, в кровле (0,3 м) - до мергелей; в подошве (0,9 м) - малиновая алевритовая глина. Мощность 2,6 м.

7. Малиновые доломитовые глины и тонкие прослой фиолетовых доломитов. Мощность 3,4 м.

8. Малиновые доломитовые глины, вверх до чистых глин. Мощность 4,4 м.

9. Малиновые, реже лиловые и красные доломитовые глины с тонкими линзочками светло-зеленых и прослоями фиолетовых и белых доломитов. В середине 1,2 м - белых доломитов, образующих микрослоистое переслаивание со светло-зелеными глинами. Мощность 7,0 м.

10. Эти же глины с прослоями среднезернистых, розовато-серых доломитовых аркозовых песчаников и крупнозернистых алевролитов; иногда сантиметровые слои фиолетово-белых доломитов. Мощность 6,4 м.

11. Малиновые глины и доломитовые глины с тонкими прослоями светло-зеленых. Вверху - слои тонкого переслаивания известковых песчанистых алевролитов и разноцветных глин. Мощность 2,8 м.

12. Малиновые, красные и лиловые глины и доломитовые глины с тонкими прослоями фиолетовых и белых доломитов. Мощность 7,2 м.

13. Мелкозернистый аркозовый сиренево-белый песчаник. Мощность 2,6 м.

14. Зеленовато-серые глинисто-песчанистые доломитовые известняки. Мощность 0,3 м.

15. Карбонатные малиново-бурые глины. Внизу (1,0 м) - серо-зеленые вверх - прослойки их. Мощность 4,3 м.

16. Существенно песчанистые (до мелкогравийных) породы с варьирующим содержанием грубообломочного материала и глинистого или мергелистого цемента. В середине и в кровле - по 0,7-1,2 м - прослой малиновых песчанистых доломитовых глин с тонкими слоями песчаных пород. Мощность 5,9 м.

17. Серо-зеленые карбонатные глины (внизу алевритистые). В верхней половине - тонко переслаиваются с белым доломитовым мергелем. Мощность 1,6 м.

18. Зеленовато-желтоватые глинистые доломитистые известняки в середине - прослой светло-зеленых мергелей и карбонатных глин (I,3 м). Мощность 7,8 м.

19. Карбонатные глины, серые, серо-зеленые и буро-малиновые, иногда пятнистые, обычно заглишсованы. Мощность 8,0 м.

20. Переслаивание серо-зеленых глин и слоев миллиметрового переслаивания этих глин и белых доломитовых мергелей. Мощность 2,8 м.

21. Серо-зеленые глины. Мощность I,5 м.

22. Желто-зеленый мергель, конгломератовидный с малиновым цементом (по составу карбонатная глина). В кровле - грязно-желтый глинистый доломитовый известняк (0,6). Мощность 2,0 м.

23. Переслаивание серо-зеленых (редко фиолетовых) доломитовых глин и брекчиевидных мергелей. Эти породы обычно образуют тонкослоистое переслаивание. Мощность 5,5 м.

24. Желтовато-грязно-зеленые глинистые доломитовые известняки, иногда конгломератовидные. В верхней части - тонкослоистое переслаивание глин и мергелей. Мощность I,9 м.

25. Серо-зеленые (редко фиолетовые) доломитовые глины со слоями миллиметрового переслаивания мергеля и этих же глин. Мощность 3,7 м.

26. Светлые грязно-зеленые глинистые доломитовые известняки. Мощность I,2 м.

27. Серо-зеленые доломитовые глины со слоями миллиметрового переслаивания мергеля и этих же глин. Близко к кровле - 2 прослой мергелей - глинистых известняков. Мощность 5,6 м.

28. Пятнистый бело-оранжевый мергель, в кровле желто-серый известняк с раковинным детритом. Мощность I,0 м.

Общая мощность свиты (вместе с кубадагской подсвитой) - I50 м.

Сопоставляя описанный разрез с ранее принятой стратиграфической схемой [7], следует указать, что в Кубадаге кубадагская подсвита соответствует III пачке валанжина, слои I-6 - I пачке готерива, слои 7-17 - II его пачке, слой 18 - III пачке готерива и слои 19-28 - IV пачке готерива. На западе Большого Балхана слои 18-28 соответствуют III пачке готерива. В Кельдже и Бейнеу слои 15-28 соответствуют кызылкырской свите.

В работе [7] содержится обоснование корреляции разрезов Кубадага, Кельдже, Бейнеу и Большого Балхана. В соответствии с этим мы принимаем объем янгаджинской свиты равный готериву, рубежи которого условно совпадают с границами свит, в связи с отсутствием достаточной палеонтологической характеристики.

Борджоклинская свита $K_{I}^{Brd}^*$

Отложения, выделяемые нами в борджоклинскую свиту, распространены в полном объеме в пределах западной части (к западу от г.Огланлы) северного крыла Большебалханской антиклинали, на востоке хр.Кубадаг, в пределах антиклиналей Бейнеу и Кельдже. В центральной части Кубадага верхняя часть свиты уничтожена последующей эрозией, на западе хребта она размыта полностью.

Борджоклинская свита образована мергелями-ракушечниками, оолитовыми, органогенными, реже пелитоморфными известняками. В верхней части обычно

* По названию колодца Борджоклы на западе Огланлинской гряды.

преобладают мергелистые алевролиты. В кровле части устричные, иногда - гастроподовые банки, коралловые постройки. Северо-восточные районы развития свиты характеризуются появлением известковистых доломитов оранжевого цвета, а в Бейнеу появляются пески и красноцветные породы. На основании закономерной смены отложений по разрезу авторы [10] предлагают разделять борджоклинскую свиту на 4 литостратиграфические пачки (снизу вверх): I - мергельно-ракушняковую; II - оолитовых и органогенных известняков; III - мергелистых алевролитов; IV - органогенных известняков и ракушечников.

Мощность борджоклинской свиты в пределах Большебалханской и Кубадагской антиклиналей - 40-50 м; севернее, в районе Кельдже, она убывает до 28 м, а к антиклинали Бейнеу она резко сокращается до 12-14 м.

Стратотипический разрез борджоклинской свиты находится в 1,5 км к востоку от колодцев Борджоклы, на западе Огланлинской гряды. Согласно на янгаджинской свите залегают:

1. Ритмическое (ритмы по 2-2,5 м) переслаивание мелкообломочных зеленовато-серых глинисто-мергелистых пород, конгломератовидных мергелей - ракушечников и орбитолиновых глинистых, иногда пелитоморфных, обычно мелкодетритовых известняков серого цвета. В подошве - линзочки фиолетовых глинисто-мергелистых пород. Мощность 19,6 м. В слое содержится большое количество органических остатков: *Sellithyris sella* Sow., "*Terebratula*" sp., *Lima longa* Roem., *Camptonectes cottaldinus* Orb., *Exogyra turkmenica* Lupp., *Ostrea* sp., *Astarte* sp., *Cardium voltzi* Leym., *Unicardium* sp., *Cardita* sp. В кровле слоя встречаются: *Sellithyris sella* Sow., *Grammatodon naltchikensis* Mordov., *G. cf. carinatus* Sow., *Exogyra turkmenica* Lupp., *Ostrea* sp., *Pterotriconia caudata* Ag., *Panope gurgitis* Brongn., *P. recta* Orb., *Pholadomya* sp.

2. Тонкое переслаивание зеленых карбонатных глин и тонкоплитчатых грязно-белых оолитовых известняков. Снизу вверх мощность прослоев уменьшается от 1,5 до 0,1 м. Мощность 7,6 м.

3. Зеленые карбонатные глины, сверху - с обломками оолитовых известняков. Мощность 2,3 м.

4. Грязно-белые оолитовые известняки. Мощность 1,1 м. В слоях 2-4 определены: *Dictyoconus* sp., *Orbitolina delicata* Hens., *Sellithyris sella* Sow., "*Terebratula*" sp., *Lima longa* Roem., *Exogyra turkmenica* Lupp., *Opis dubisiensis* Pict. et Camp., *Lucina* sp., *Pygurus gillieronii* Desor., *P. romani* Lamb., *Pygaulus* sp.

5. Зеленые карбонатные глины, в верхней половине содержат тонкие линзочки и слои известковистого алевролит-песчаника и песчано-алевритовых карбонатных глин. Мощность 8,1 м.

6. Органогенные известняки. Мощность 0,5 м. Слои 5 и 6 содержат следующие окаменелости: *Pterotriconia caudata* Ag., *Cardium* sp., *Opis* sp., *Polydiadema* sp., *Pygorhynchus* sp.

7. Желтовато-зеленые алевритовые глины. Мощность 1,2 м.

8. Светло-желтые органогенно-обломочные известняки, иногда переходящие в органогенные и в ракушечники. Мощность 5,3 м. Здесь определены: *Orbitolina delicata* Hens., *O. discoidea* Grav., *Praelongithyris cf. salevensis* Lor., *Turkmenia balkhanensis* Krimh., *Heteraster aff. couloni* Ag., *H. reנגgarteni* Poretzk. Общая мощность борджоклинской свиты 46 м.

Борджоклинская свита соответствует нижнему баррему старой стратиграфической схемы [7]; отнесение ее к нижнебарремскому подъярису обосновывается в этой же работе. Она согласно перекрывается глинами верхнего баррема.

Описанные выше свиты представляют собой естественные геологические тела, легко узнающиеся на местности и поэтому имеющие важное значение для проведения разного рода геологических исследований.

У к а з а т е л ь л и т е р а т у р ы

1. О г н е в В.Н. Джебелские источники. - Материалы по общей и прикладной геол., 1928, вып.78. 62 с.
2. П ч е л и н ц е в В.Ф., К р ы м г о л ь ц Г.Я. Материалы по стратиграфии юры и нижнего мела Туркмении. - Труды ВГО, 1934, вып.210. 216 с.
3. Л у п п о в Н.П. Геологический очерк Восточно-Карабугазского района по исследованиям 1929 и 1930 гг. - Труды ВГО, 1932, вып.269. 32 с.
4. Л у п п о в Н.П. Стратиграфия верхнеюрских и неокомских отложений Кубадага (р-н Красноводска, Туркмения). - Труды ВСЕГЕИ, общ.сер., 1949, вып.9, с.33-44.
5. Л у п п о в Н.П. Нижний мел. - В кн.: Геология СССР. Т.ХХП, ч.1. М., 1957, с.143-155.
6. П р о з о р о в с к и й В.А. О расчленении берриас-валанжинских отложений Зап.Туркмении. - Вестн.Ленингр.ун-та, 1970, № 24, с.142-147.
7. П р о з о р о в с к и й В.А., К о р о т к о в В.А., М а м о н т о в а Е.В. и др. Неоком Зап.Туркмении. Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. Л., 1961, вып.6. 233 с.
8. П р о з о р о в с к и й В.А. Стратиграфия и двустворчатые моллюски неокомских отложений Зап.Туркмении. Автореф.канд.дис. Л., 1964. 24 с.
9. Л у п п о в Н.П. Об аммонитах из барремских отложений Восточно-Карабугазского района (Сев. Зап. Туркмения). - Труды ЛОЕ, 1936, т.65, вып.1, с.116-124.
10. В е р б а Ю.Л., П р о з о р о в с к и й В.А. О регрессии в середине барремского века на территории Западной Туркмении. - Литология и палеогеография. Л., 1973, сб.1, с.75-86.

УДК 551.24+551.76(575.4)

В.А.Прозоровский

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ БОЛЬШЕБАЛХАНСКОЙ СТРУКТУРЫ (ЗАПАДНАЯ ТУРКМЕНИЯ)

Мегантиклиналь Большой Балхан, расположенная в зоне сочленения Альпийского складчатого пояса и Туранской платформы, представляет собой геологическую структуру, сложная тектоника которой обусловлена неоднократно проявляющимися складкообразовательными движениями. Это крупное антиклинальное

сооружение асимметричного строения с крутым ($40-60^\circ$) нередко опрокинутым северным и более пологим ($10-20^\circ$) и растянутым южным крылом. Длина структуры превышает 100 км, наибольшая ширина достигает 50 км [1, 2].

Тектонически наиболее сложным является северо-западный участок мегантиклинали между горами Геркез и Иртыкбурун. Он образован различными толщами осадочных и магматических пород, составляющих один из наиболее полных разрезов западных районов Средней Азии. Здесь на поверхности обнажаются гранитоиды и порфириды палеозоя, сланцевые, песчаные и карбонатные толщи средней и верхней юры, карбонатно-глинистый мел, палеоген и неоген, а также конгломерато-песчанистые породы неоген-четвертичного комплекса. Перечисленные породы принимают участие в строении северного крыла мегантиклинали Большой Балхан. В основном оно выражено куэстаобразной Огланлинской горной грядой, протягивающейся почти непрерывно в субширотном направлении с высотами 300-400 м. Почти на всем протяжении гряда образована карбонатными отложениями берриаса - нижнего баррема, резко несогласно залегающими на разных горизонтах юры, которые или согласно сменяются песчано-глинистым верхним барремом-альбом, или несогласно неоген-четвертичными образованиями. В общем моноклиальное залегание с падением на северо-запад $40-60^\circ$, свойственное северному крылу Большебалханской мегантиклинали, в этом участке осложняется складками и разрывами более низкого порядка, резко меняющими направление падений до 50 и даже 38° на юго-восток.

Карбонатные толщи нижнего мела в некоторых случаях значительно меняют состав и мощность разреза, что обычно сопровождается резкими изменениями характера залегания пород. Это явление впервые было отмечено К.В.Тиуновым и более подробно изучено автором настоящей статьи [3]. Существенные уменьшения мощности берриас-нижнебарремских отложений в отдельных участках северо-западной части северного крыла мегантиклинали объяснялись тогда наличием блоков, ограниченных долгоживущими крутыми разломами, заложившимися в домеловое время, опускание по которым в рассматриваемый возрастной интервал было сильно замедленным по сравнению с соседними участками. Отсутствие последующих сближений по нарушениям не допускалось в связи с хорошей сопоставимостью разрезов блоков, имеющих разные мощности. Более детальные исследования нижнего мела этого района, а также прилежащих областей (Кубадага и Туаркырского района) выявило факты, позволяющие привести другое объяснение наблюдаемому явлению. Этому также способствовало участие автора в геологической съемке Большого Балхана масштаба 1:50000, проведенной Н.Р.Абрамовым, В.И.Плуталовым и др., результаты которой используются в предлагаемой статье.

Как указывалось [3], участки сокращенного разреза берриас-нижнего баррема находятся на западе между колодцами Карайман и периклинали мегантиклинали у гряды Иртыкбурун и восточнее, к западу от родника Узунапар (западное ограничение второго участка не достаточно ясно, зона уменьшенных мощностей здесь прослеживается на протяжении нескольких километров). Различия разрезов блоков, обладающих разными особенностями, иллюстрируется послойными пересечениями в пунктах *A* и *B*, *C* и *D* (рис.1), расположенными вблизи разделяющих их тектонических нарушений (рис.2). При описании юрских отложений применялась новая стратиграфическая схема, использовавшаяся во время выше упомянутой геологической съемки [4, 5]. Нижний мел подразделялся в соответствии с последней утвержденной МСК унифицированной стратиграфической схемой Средней Азии [6].

Разрезы *A* и *B* располагаются по обе стороны от крупного тектонического нарушения, прослеженного Н.Р.Абрамовым и В.И.Плуталовым от гряды Иртыкбурун на западе до южной периферии Чильмамедкумов на востоке (см.рис.1). Следуя в основном вдоль северного крыла мегантиклинали, разлом пересекает его, изгибаясь к северо-востоку, в районе колодцев Карайман (рис.3). Разрезы находятся на расстоянии 400 м друг от друга. Несмотря на столь близкое расположение они, как видно на рис.2, существенно различаются составом и мощностями разновозрастных толщ. Западный разрез (*A-A*) пересекает опрокинутую к северо-востоку моноклинали, углы падения в которой постепенно выволакиваются в указанном направлении от 60 до 38° при падении на юго-восток. Снизу вверх (по разрезу) здесь развиты кошаджульбинская свита (средний бат - нижний келловей), залегающая несогласно на сеутлинской свите (нижний - средний бат). Выше трансгрессивно располагаются глины джебелатинской свиты (нижний - средний келловей). Резко несогласно, срезая верхнюю, на них залегают доломитовая арланская свита (берриас-валанжин), согласно сменяемая обломочно-карбонатной существенно красноцветной янгаджинской свитой (готерив). Заканчивается разрез известняками нижнего баррема, оборванными на севере крутым тектоническим разломом, по которому к ним прилегают верхние горизонты карбонатного нижнего баррема или глауконитовые породы верхнего баррема-апта.

Восточный разрез (*B-B*) составлен по нормальной моноклинали северо-восточного падения с углами 50-55°. Начинается он также преимущественно карбонатной кошаджульбинской свитой, сменяемой глинистой джебелатинской. Выше согласно располагаются обломочная гузвашская (средний-верхний келловей) и карбонатная урумилджанская (оксфорд) свиты. Несогласно над ними с базальными конгломератами в основании залегают арланская свита, перекрывающаяся янгаджинской, преимущественно карбонатного состава. Выше последняя согласно сменяется известняками нижнего баррема, также согласно подстилающими глауконитовую толщу верхнего баррема-апта.

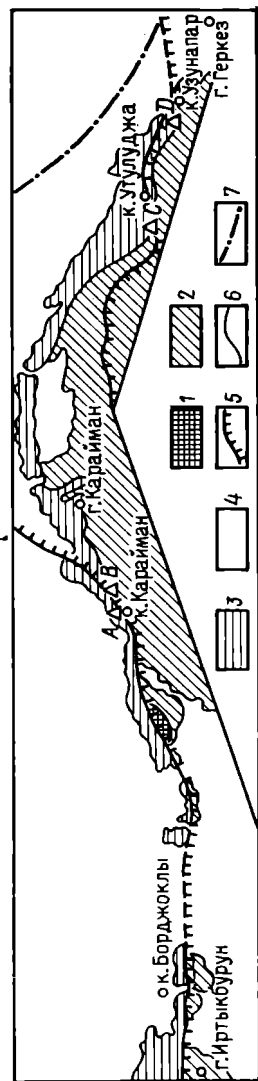
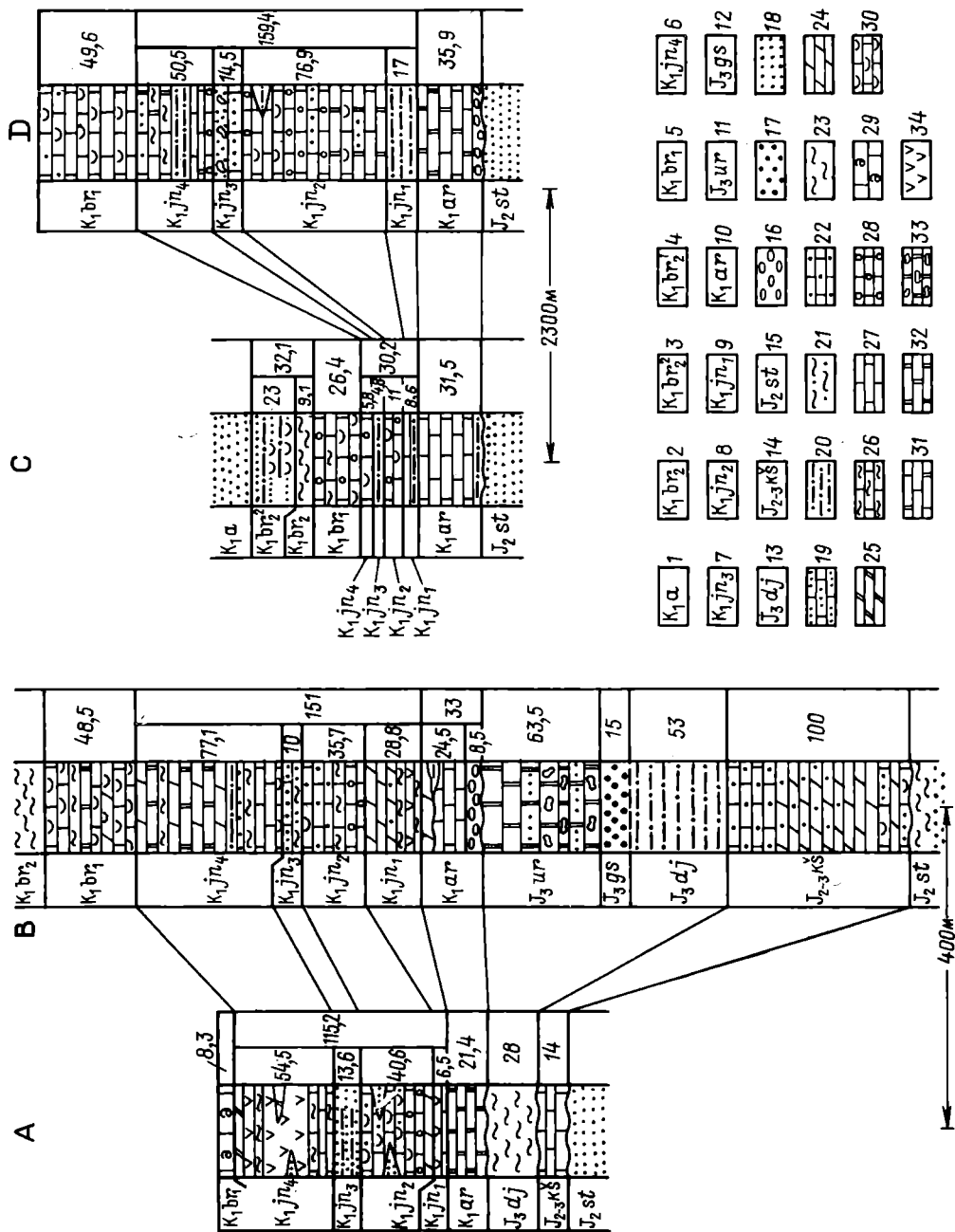


Рис.1. Фрагмент тектонической карты мегантиклинали Большой Балкан (составил Н.Р.Абрамов). Упрощено.

1 - палеозойские магматические породы; 2 - юрские отложения; 3 - мел-палеогеновые; 4 - неоген-четвертичные отложения; 5 - надвиги; 6 - сбросы (взбросы); 7 - тектонические нарушения по геофизическим данным. Места описанных разрезов: *A*, *B* - у колодца Карайман, *C* - у колодцев Угулджа, *D* - у колодца Узунапар.

Таким образом, оба разреза, обнаруживая сходство в уверенно выделяемых в обоих случаях стратиграфических подразделениях, характерных для Большелбанской мегантиклинали, существенно различаются по толщине разрезов, мощностью одновозрастных толщ, их обликом и характером залегания.

Остановимся более подробно на указанных различиях. В обоих разрезах описанные интервалы разреза начинаются кошаджубинской свитой, залегающей несогласно на подстилающих образованиях сеутлинской свиты. Эта граница соответствует разделу песчано-глинистой, преимущественно среднеурской, и карбонатной, в основном верхнеурской, формациям, которые практически повсе-



местно на юге СССР характеризуются стратиграфическим и структурным несогласием. Начиная карбонатную формацию кошаджубинская свита широко распространена на крыльях Большого Балхана. Состав и мощность ее в описанных разрезах существенно различаются. В западном разрезе это 14 м серых однообразных, слабо песчаных известняков. Восточнее (разрез В-В) мощность свиты резко возрастает до 100 м, она образована там песчаными мергелями, среди которых в нижней и особенно в верхней части развиты песчаные известняки. Однако кошаджубинская свита представляет собой чрезвычайно изменчивую по составу и мощности толщу [7], в зависимости от положения разреза в ее структуре, при этом наиболее устойчивой и наиболее широко распространенной является самая верхняя, известняковая часть свиты, которая скорее всего и присутствует в разрезе А-А. Значительные изменения характера свиты все же происходят довольно постепенно. Разрез В-В расположен в осевой части домеловой синклинали, к востоку от него сохранилось нормальное крыло последней и в этом направлении уменьшение мощности со 100 до 14 м и увеличение роли известняков за счет срезания нижних горизонтов свиты и частичного замещения происходит на расстоянии 1700 м [7, рис.2].

Еще более существенны различия в объеме остальной части домелового разреза западного и восточного блоков. В первом совершенно отсутствуют верхи джебелатинской, а также гузвашская и урумилджанская свиты, представленные во втором. Все перечисленные толщи достаточно выражены во всех домеловых синклиналях Большого Балхана [1]. Мощность каждой из них закономерно увеличивается в северо-западном направлении, а полнота разреза верхней юры зависит от глубины предмелового размыва. Она наибольшая в ядрах синклиналей и уменьшается за счет срезания арланской свитой верхних горизонтов юры к крыльям этих складок. Предполагая, что верхнеюрские структуры имеют близкую пространственную ориентировку, можно приблизительно представить, на каком расстоянии произойдет аналогичное изменение разреза на примере синклиналей, не разделенных поперечными разрывами. Наиболее полно подобная картина может быть представлена в расположенной восточнее на 25 км Огланлинской синклинали, где в осевой части арланская свита перекрывает урумилджанскую или даже дагдиримскую (верхний оксфорд-кимеридж) свиты, а на крыльях постепенно переходит на все более низкие части разреза вплоть до нижнемеуламской свиты (нижний бат). Срезания, приводящие к различиям в строении разреза, подобны установленным в разрезах А-А и В-В, происходят на расстоянии 3,5-4 км. Однако величина конкретных структур и мощность слагающих их разрез свит увеличивается к западу, поэтому возможно, что подобное из-

Рис.2. Разрезы юрских и нижнемеловых отложений, характеризующие разные крылья надвигов.

1 - апт; 2 - верхний баррем; 3 - верхний баррем, вторая пачка; 4 - верхний баррем, первая пачка; 5 - нижний баррем; 6 - четвертая янгаджинская подсвита; 7 - третья янгаджинская подсвита; 8 - вторая янгаджинская подсвита; 9 - первая янгаджинская подсвита; 10 - арланская свита; 11 - урумилджанская; 12 - гузвашская; 13 - джебелатинская; 14 - кошаджубинская; 15 - сеутлинская свита; 16 - конгломераты; 17 - гравелиты; 18 - песчаники; 19 - известковистые песчаники; 20 - алевролиты; 21 - алевроитовые глины; 22 - песчаные известняки; 23 - глины; 24 - мергели; 25 - доломитовые мергели; 26 - глинистые известняки; 27 - известняки; 28 - оолитовые известняки; 29 - органогенные известняки; 30 - ракушняка; 31 - доломитовые известняки; 32 - доломиты; 33 - доломиты с кремневыми стяжениями; 34 - гипсы.

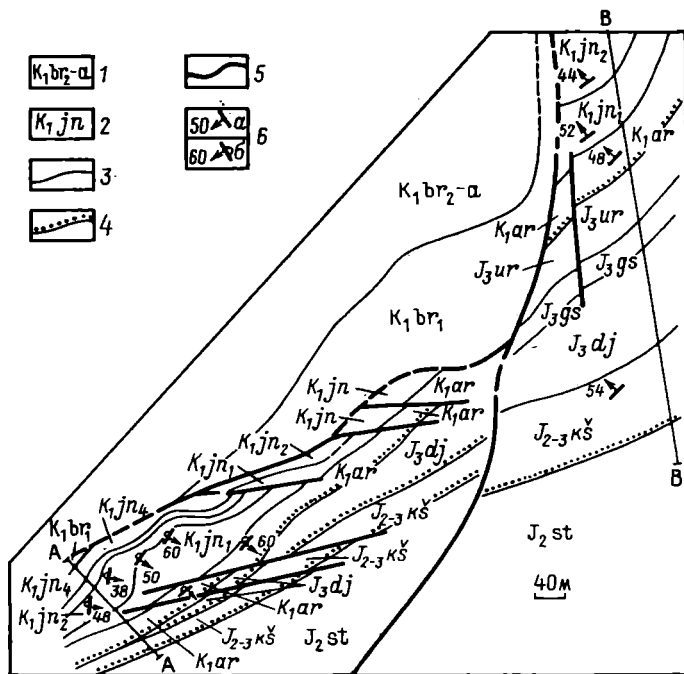


Рис.3. Геологическая карта района колодцев Карайман.

1 - верхний баррем - апт; 2 - янгаджинская свита (нерасчлененная); 3 - геологические контуры; 4 - трансгрессивные границы; 5 - тектонические нарушения; 6 - элементы залегания (a - нормальные падения, б - опрокинутые). Остальные обозначения те же, что на рис.2.

менение разреза в районе колодцев Карайман может происходить на расстояниях, превышающих 4 км (в случае, если верхнеюрские породы в обоих блоках слагают одну и ту же синклинали).

Арланская свита начинает мел-палеогеновый структурный этаж, накапливающийся при платформенном тектоническом режиме [8]. Она достаточно изменчива по простиранию, конгломераты в нижней части ее встречаются в виде линз различной величины, мощности и характера латерального ограничения. Поэтому различия строения свиты в разрезах А-А и В-В не представляют собой какого бы то ни было исключительного явления.

Гораздо более значительны отличия янгаджинской свиты в различных блоках. Они касаются не только несоответствия мощностей, но, главное, состава и фаций слагающих ее пород. В целом янгаджинская свита представляет собой толщу, распространенную на территории западной части Большешалханской мегантиклинали (к западу от колодцев Огланлы), хр.Кубадаг и юга Туаркырского района (антиклинали Кельдже и Бейнеу). Она образована сложным чередованием карбонатных, мелкообломочных, глинистых пород с линзами гипсов и ангидридов, сформировавшихся в прибрежно-морских и лагунных условиях. Роль лагунных фаций увеличивается постепенно к западу (Кубадаг) и северу (Туаркыр). В этих же направлениях возрастает значение красноцветных пород в составе свиты. Для запада Большого Балхана характерно в общем преобладание морских образований, особенно в верхней половине разреза. Красноцветы присутствуют здесь только в виде небольших маломощных прослоев в его нижней

и средней частях. Гипсы встречаются в виде небольших линз только в нижней части свиты. В целом преобладают различные карбонаты. Разрез *B-B* типичен для Большого Балхана. Разрез же *A-A* резко отличается обилием красцветов, особенно в верхней части свиты, существенной ролью мелкообломочных пород, а также широким развитием гипсов в верхней части янгаджинской свиты. Такой облик ее наиболее близок характеру данных отложений в центральной части хр.Кубадаг [9] и более нигде на Большом Балхане пока не известен. Янгаджинская свита отличается также крайней выдержанностью мощностей по простиранию (150–160 м), причем изменения ее происходят чрезвычайно постепенно. Уменьшение на 35 м, как можно наблюдать в разбираемом случае, в хр.Кубадаг (районе повсеместного развития этой свиты в условиях хорошей обнаженности) происходит на расстоянии 7 км.

Приведенные выше факты о различиях разрезов *A-A* и *B-B* не позволяют, как мне кажется, объяснить их только разными амплитудами вертикальных движений блоков, не менявших свое пространственное положение. Вероятнее всего они получили подобное взаимоположение при последующем сближении пород, накопившихся далеко друг от друга.

В 3,5 км к юго-западу от колодцев Карайман вдоль той же линии тектонических нарушений (см.рис.1) в непосредственное соприкосновение приходят глауконитовые песчаники апта и граниты палеозоя, заключенные в черные глинистые сланцы чалойской свиты (верхний байос). В 600–700 м северо-восточнее к разлому с севера последовательно подходят верхний, а затем нижний баррем в опрокинутом залегании, с юга же крыло домеловой антиклинали представлено ниже- и верхнемеуламской и сеутлинской свитами (нижний-средний бат) с нормальными, северными падениями (рис.4). Проведенное Н.Р.Абрамовым и В.И.Плуталовым бурение вблизи выхода палеозойских гранитов, а также на удалении 2–3 км к югу от разлома показало, что везде среднеюрские толщи с глыбами магматических пород в основании залегают на аптских песчаниках. Плоскость тектонического контакта между средней юрой и аптом наклонена здесь на юг под углом 35°.

Таким образом, можно считать установленным, что отчетливая тектоническая зона, прослеживаемая на значительном протяжении в западной части мегантиклинали Большой Балхан, представляет собой крупный надвиг, по которому произошли существенные перекрытия при движении масс с юга, юго-востока на север, северо-запад.

К западу от Карайманских гранитов разрывная зона прослеживается вплоть до периклинали Большого Балхана (гряда Иртыкбурун). К ней в районе гряды Борджоклы с севера примыкают глауконитовые песчаники и глины верхнего бар-

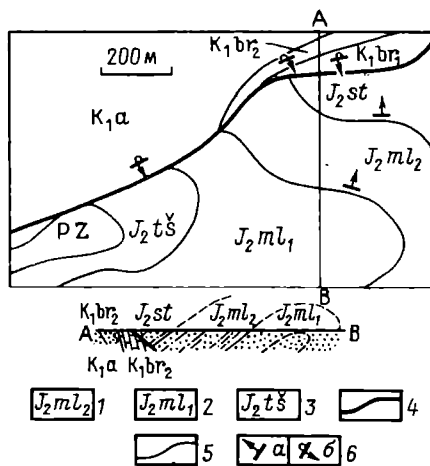


Рис.4. Геологическая схема участка, расположенного западнее колодцев Карайман.
1 - верхнемеуламская свита; 2 - нижнемеуламская; 3 - чалойская свита; 4 - надвиг; 5 - геологические контуры; 6 - элементы залегания (а - нормальное падение, б - опрокинутое). Остальные обозначения те же, что на рис.2.

рема, а с юга – карбонатные породы нижнего баррема. Н.Р.Абрамов на тектонической карте показывает, что плоскость нарушения здесь становится вертикальной и интерпретирует нарушение как сброс. Однако характер нижнего баррема типично большебалханский [9]. Верхний же баррем в полном объеме (доказано многочисленными находками аммонитов) имеет мощность всего около 25 м, в то время как на северном крыле Большого Балкана повсеместно полная мощность верхнего баррема превышает 100 м. 25-метровый верхний баррем в полном объеме характерен для юга Туаркырского района [9], поэтому на рис. I показано присутствие надвига.

Западнее по зоне разлома контактируют породы кошаджальбинской свиты и келловея с верхним мелом. Приведенные выше соображения позволяют и здесь предполагать надвиг с еще большей амплитудой перемещения южного крыла на север.

Отсутствие глубоких скважин на значительном удалении к югу от плоскости надвига оставляют пока открытым вопрос о положении его корней и амплитуде перемещения. Тем не менее данные, полученные при изучении разрезов *A-A* и *B-B*, дают возможность предположить, что величина перемещения значительна, вероятно, не менее 4–5 км и под плоскостью надвига, видимо, скрыт тип разреза берриас–барремских отложений, близкий к развитым в хр.Кубадаг и на юге Туаркырского района. Что касается времени образования надвиговых структур, то Н.Р.Абрамов и В.И.Плуталов достаточно убедительно показали их неогеновый или четвертичный возраст, основываясь на том, что приразломными дислокациями затронута неоген–четвертичная юр्यानнская свита в районе между колодцами Карайман и Борджоклы.

Второй интересующий нас участок с разрезами *C-C* и *D-D* находится в 10 км восточнее колодцев Карайман. Так же как и в первом случае, они разделены зоной тектонических нарушений субширотного простирания (см.рис. I). Разрез *C-C*, характеризующий северный блок, располагается в 800 м западнее колодцев Утулуджа. Разрез *D-D*, типичный для южного блока – 0,5 км западнее родника Узунапар. Несмотря на то, что расстояние между разрезами довольно большое – 2,3 км, оба они с разных сторон примыкают к одному и тому же нарушению и каждый из них не испытывает существенных изменений в пределах площади блока.

Оба разреза образованы очень близкими по своим признакам толщами, позволяющими уверенно коррелировать между собой даже небольшие по мощности пачки пород (см.рис. 2). Существенно различается характер залегания отложений. Разрез *C-C* представляет собой опрокинутую крутую моноклиаль с углами падения 75–80° на юго–восток, разрез *D-D* – менее крутую нормальную моноклиаль с углами 45–50°, наклоненную на северо–северо–запад. Основное различие в характере разрезов заключается в резком сокращении мощности разновозрастных отложений в западном блоке. Состав и мощность арланской свиты отличаются несущественно, однако, как указывалось выше, пестрота строения этой толщи не позволяет использовать ее различия для расшифровки последующих тектонических процессов. Мощность ягдажинской свиты в северном блоке более чем в 5 раз меньше ее величины в разрезе южного блока (30 против 160 м). При этом состав пород свиты в обоих блоках очень близок, что дает возможность отнесения их к одному и тому же типу разреза. Резкая разница мощностей скорее всего обусловлена различиями в скоростях опусканий во время накопления готерива в разобщенных участках бассейна

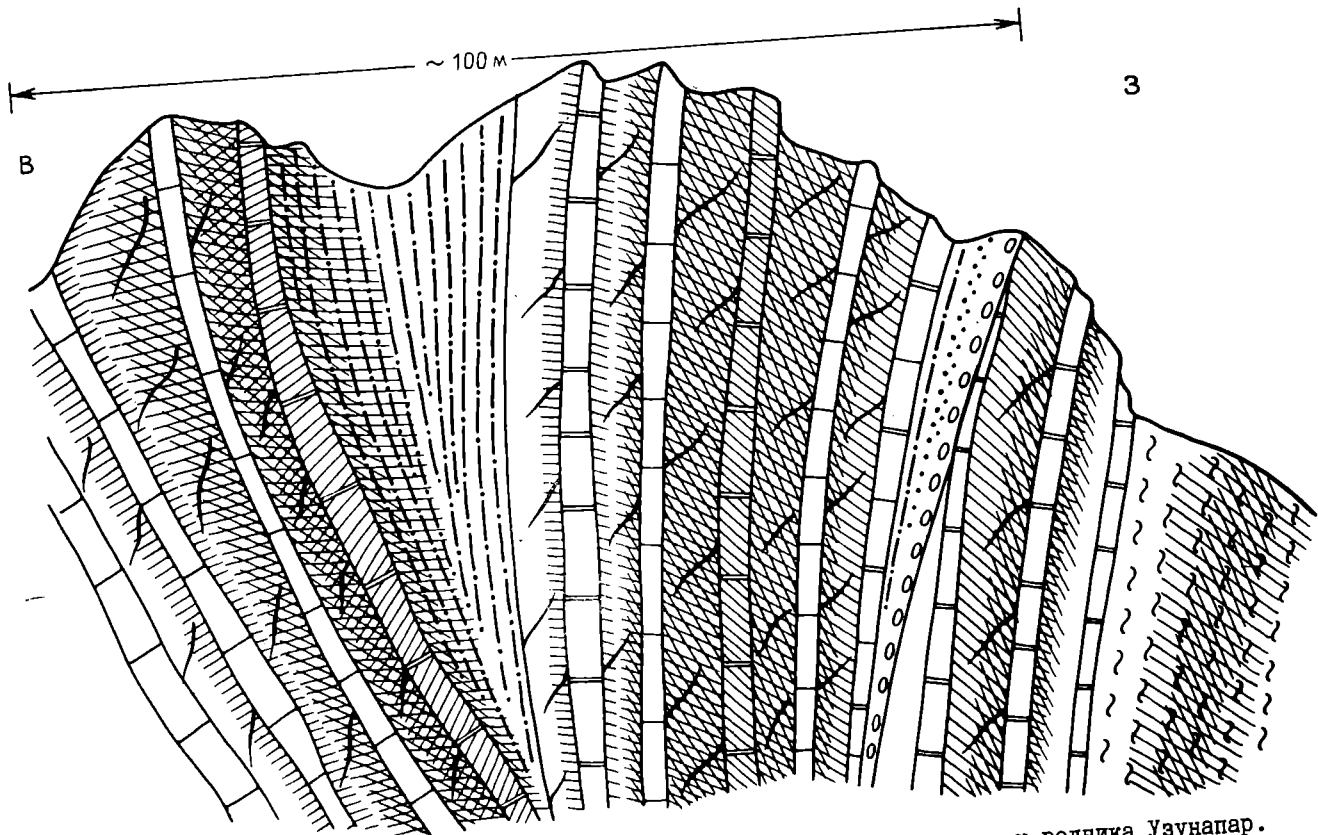


Рис. 5. Выжимание алевролитов первой янграджинской подсвиты вблизи надвига, у родника Узунпар.
 - базальные конгломераты арланской свиты. Остальные обозначения те же, что на рис. 2.

осадконакопления. Возможно также, что, во всяком случае частично, уменьшение мощности в северном блоке произошло за счет выжимания пачек мягких пород (глин, алевролитов и др.) при сильном давлении в приконтактовой зоне надвига, во время движения масс с юго-востока на северо-запад. Янгаджинская свита, как видно на рис.2 (разрез *D*), богата подобными прослоями. Примеры сходного выжимания вблизи тектонических разломов широко известны в хребте Кубадаг [9], а также наблюдались в данном районе (рис.5).

Нижний баррем в обоих случаях представлен карбонатными отложениями, накапливавшимися в мелководных условиях. Хотя состав пород довольно близок, но набор их в разрезе *C* (северный блок) более разнообразный - оолитовые, глинистые известняки, ракушняки. В южном блоке (разрез *D*) это в основном ракушняки, иногда слабо песчанистые. Мощность нижнего баррема в северном блоке в 2 и более раза меньше, чем в южном (в последнем верхняя часть толщи срезана тектоническим нарушением). При этом важно отметить, что столь небольшая мощность нижнего баррема, как в северном блоке (26 м), нигде в пределах Большого Балхана не известна. Подобное значение ее обычно для разрезов восточной части хр.Кубадаг или юга Туаркырского района. То же можно сказать и о характере верхнего баррема в северном блоке. Мощность его составляет 32 м, т.е. подобна величине разреза верхнего баррема к северу от надвига у колодцев Борджоклы (см.выше) и на юге Туаркырского района, и резко отличается от обычного для северного крыла Большого Балхана (они везде здесь более 100 м). Сам облик отложений и распространенные в них остатки также больше похожи на более северные районы развития верхнего баррема. Указанные особенности заставляют поэтому предполагать, что и в данном случае возможно в западном блоке обнажается тип разреза, подобный перекрытому в районе колодцев Карайман. Однако отсутствие красноцветов и эвапоритов в берриас-нижнебарремских породах не позволяет категорически высказаться в пользу такого предположения. На карте Н.Р.Абрамова (см.рис.1) к тому же отсутствуют крупные зоны тектонических нарушений, пересекающих меловые породы между колодцами Утулуджа и Карайман, которые ограничивали бы Утулуджинский блок с запада и могли бы ограничивать этот сокращенный тип разреза от полного, как в пересечении *B-B*. Однозначное решение этого вопроса на сегодня невозможно и требует дальнейших исследований.

Приведенные выше факты свидетельствуют о значительной роли надвиговых чарушений в образовании мегантиклинали Большого Балхана, которым ранее не уделялось почти никакого внимания. Признание их заставляет нас несколько изменить представления об истории геологического развития и образовании западной части этой крупной структуры. Кстати, именно наличием существенного перемещения по надвигам, вероятно, можно объяснить "ненормальное" увеличение мощностей и полноты разреза особенно юрских толщ в западном направлении. Такая закономерность до сих пор не находила себе объяснения, ибо непосредственно в районе северо-западного окончания Большеебалханской мегантиклинали происходит выклинивание и выпадение из разреза юрских толщ. Вероятно, мощные геосинклинали песчано-сланцевые и карбонатные юрские разрезы накапливались южнее или юго-восточнее их современного северо-западного участка северного крыла, постепенно уменьшались в мощности, приближаясь к краю бассейна осадконакопления. Верхняя их часть (верхняя юра) в дальнейшем, в результате складчатости конца юры, испытала значительные поднятия и была уничтожена эрозией. В начале мела морской бассейн, трансгрессировавший с ю-

да с юга, обрамлялся на севере полосой прибрежного мелководья и лагун, в пределах которой отлагались толщи, близкие современным отложениям берриаса-готерива Кубадага и юга Туаркырского района, которые тогда не были разделены между собой какими-то реальными барьерами. Прибрежно-лагунная зона располагалась на месте современного хр.Кубадаг и северо-западной части северного крыла Большого Балхана. Постепенно эта зона распространялась на север, достигнув к середине янгаджинского времени (к середине готерива) южной части Туаркырского района. Барремская трансгрессия вызвала повсеместное распространение морской обстановки, особенности которой в данном месте выражались в меньших мощностях накопившихся отложений в условиях несколько меньших глубин. Горообразование неоген-четвертичного времени привело к сооружению структуры Большого Балхана. Оно было вызвано не только вертикальными поднятиями этого участка земной коры, но в некоторых случаях сопровождалось разжим сжатием при движении масс с юга, юго-востока и сопротивлении ему стабильного (в основном палеозойского) массива, занимавшего место Краснодарского полуострова и пустыни Чильмамедкум. Именно субгоризонтальные перемещения привели к резко несимметричной форме западной части Большебалханской структуры, вызвали там развитие надвигов, амплитуда которых увеличивалась в северо-западном направлении от 4-5 км (у колодцев Карайман) до, вероятно, значительно больших величин в районе гряды Иртыкбурун и, возможно, Кубадага. В результате среднеюрские наиболее пластичные сланцевые толщи перекрыли более молодые, меловые образования.

Горизонтальные движения в морфологии современной Огланлинской гряды привели к образованию участков с опрокинутым залеганием, в районах развития которых и следует предполагать обнаружение надвиговых структур. Особенности перекрытого разреза и амплитуда перемещения по надвигам могут быть достоверно установлены только при проведении глубокого бурения в районе Прибалханской депрессии. При этом, возможно, удастся также выяснить особенности геологического строения зоны сочленения Альпийского пояса с Туранской платформой, что имеет важное значение при проведении здесь геолого-поисковых работ.

У к а з а т е л ь л и т е р а т у р ы

1. С т р у к т у р а и тектоническое положение Большого Балхана. М., 1968. 53 с. Авт.: Г.И.Амурский, К.В.Тюнов, Б.А.Хариков, А.Е.Шлезингер.
2. Т и у н о в К.В. Большебалханская мегантиклиналь. Тектоника. - В кн.: Геология СССР. Т.ХХП. М., 1972, с.615-620.
3. П р о з о р о в с к и й В.А. О некоторых особенностях разреза неоконских отложений Большого Балхана (Западная Туркмения). - Труды ВСЕГЕИ, нов.сер. Л., 1963, т.109, с.69-74.
4. О б ъ я с н и т е л ь н а я записка к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии. М., 1970. 167 с.
5. В е р б а Ю.Л., К р ы м г о л ь ц Г.Я., П р о з о р о в с к а я Е.Л. и др. Новые данные по стратиграфии верхнеюрских отложений Большого Балхана. - Вестн.Ленингр.ун-та, 1976, № 6, с.43-53.
6. К и п а р и с о в а Л.Д., К р ы м г о л ь ц Г.Я., Л у п н о в Н.П. Межведомственное стратиграфическое совещание по мезозою Средней Азии. - Сов.геол., 1972, № 8, с.154-157.

7. Безносков Н.В., Верба Ю.Л., Крымгольц Г.Я. и др. О соотношении верхней и средней юры на Большом Балхане. - Вопросы стратиграфии и палеонтологии. Саратов, 1975, вып. I, с. 65-75.
8. Прозоровский В.А. Палеогеография территории Запада Средней Азии на рубеже юрского и мелового периодов. - Труды ВНИГНИ. М., 1975, вып. I71, с. I27-I53.
9. Прозоровский В.А., Коротков В.А., Мамонтова Е.В. и др. Неком Западной Туркмении. - Труды ВСЕГЕИ, нов. сер. Л., 1961, т. 51. 233 с.

УДК (551.3.051+551.7+551.8)551.736(234.57)

Е.Клапциньски

ЛИТОЛОГИЯ, ФАУНА, СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
ПЕРМИ ПРЕДСУДЕТСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ

Основным материалом, использованным в этой работе, являлись керны глубоких буровых скважин.

На предсудетской моноклинали выступают породы, принадлежащие к двум отделам пермской системы: нижняя пермь - красный лежень, верхняя пермь - цехштейн (таблица).

Стратиграфическое подразделение перми Предсудетской моноклинали
(по данным автора)

Отдел	Горизонт	Литологическая характеристика	Циклотема
Цехштейн	Верхний	Верхние буро-красные аргиллиты (15-100 м)	Alle IY
		Пегматитовые ангидриты или ангидриты с прослойками гипса (0,5-1,5 м)	
		Каменная соль (0-60 м)	
		Нижние буро-красные аргиллиты (1-9 м)	
		Каменная соль (0-130 м)	
	Средний	Крупнозернистый гипс (0,5-3,5 м)	Leine III
		Криптосферолитовые ангидриты (0-16 м) или кавернозные	
		Сферолитовые ангидриты (0-20 м)	
		Сферолитовые ангидриты (10-21 м)	
		Темно-серые глинистые сланцы и серые доломиты (0,5-6 м)	
Средний	Верхняя брекчия ангидрита и глины (1-5 м)	Stassfurt II	
	Верхние кавернозные ангидриты (0-10 м)		
	Нижняя брекчия ангидрита и глины (2-3 м)		
	Каменные и калийные соли (0-500 м)		
	Нижние кавернозные ангидриты (5-16 м)		

Отдел	Горизонт	Литологическая характеристика	Циклотема
Цехштейн		Ламинарные ангидриты (4-19 м) Базальные доломиты (0-16 м)	
	Нижний	Ангидриты со слабо выраженной жемчужной текстурой (0-23 м) Крупноочковые ангидриты (2-9 м) Мелкоочковые ангидриты (6-8 м) Жемчужные ангидриты (6-21 м) Псевдожемчужные ангидриты (4-16 м) Брекчия ангидритов и глин (2-10 м) Каменные соли (0-250 м) Афанитовые ангидриты (0-55 м) Волнистые ангидриты (0-55 м) Комковатые ангидриты (3-14 м) Серые известняковые доломиты (0-40 м) Темно-серые доломитовые известняки (2-40 м) Темно-серые доломитовые мергели (0-2 м) Черные смолистые сланцы (0-0,20 м) Серые доломиты (0-4,5 м)	Werra
Красный лежень	Верхний	Серые песчаники (0-80 м) Буро-красные песчаники и мелафиры-порфиновые конгломераты (8-75 м) Буро-красные конгломератовые песчаники (0-250 м) Базальные конгломераты (1,5-60 м)	Ш
	Нижний	Мелафиры, порфиры, их туфы, буро-красные сланцы и серые известняки (0-460 м)	П
		Буро-красные песчаники (0-20 м) Кварцевые конгломераты (3-30 м)	
		Буро-красные аргиллиты, глинистые сланцы (2-130 м) Базальные конгломераты (3-120 м)	I

Пермь, мощность которой достигает почти двух тысяч метров, перекрыта мощным покровом мезозойских и кайнозойских отложений.

Красный лежень. Подразделяется автором на два горизонта: нижний красный лежень и верхний красный лежень.

Н и ж н и й красный лежень (рис.1). Залегающие в нижней части разреза конгломераты сложены гальками гранитов, гнейсов, кварцитов, кварц-хлоритовых сланцев, буро-красных песчаников, амфиболитов и местами вулканогенных пород. Гальки слабо окатаны, осторребристые, величина их достигает нескольких сантиметров. Буро-красный песчаник, залегающий выше - грауваккового состава, местами переходит в конгломерат. В составе галек преимущественно буро-красные песчаники, лидиты, кварциты, аргиллиты. В одном случае (в буровой скважине Хыже I) встречены вулканогенные породы мелафирового типа (рис.2), разделенные песчаником на две части и залегающие согласно

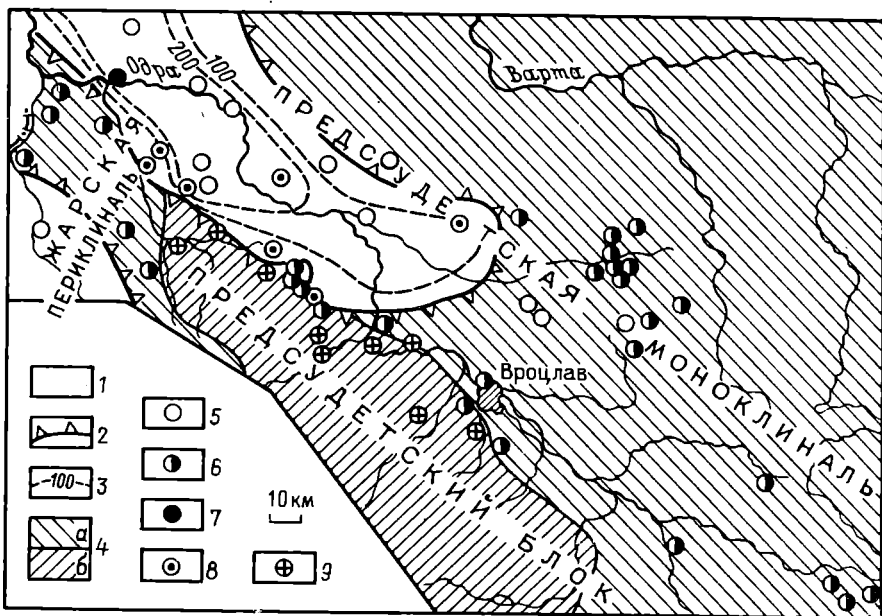


Рис. I. Карта распространения осадочных отложений нижнего красного лежня (НКЛ) на предсудетской моноклинали.

1 - НКЛ (конгломераты, песчаники, сланцы); 2 - граница распространения НКЛ; 3 - изопахиты отложений НКЛ; 4 - области размыва времени формирования осадков НКЛ, сложенные: а - осадочными породами, б - кристаллическими; 5-9 - скважины, в которых породы НКЛ: 5 - вероятно присутствуют, 6 - отсутствуют, 7 - не пробурены, 8 - пробурены, 9 - под кайнозойскими отложениями встречены кристаллические образования предсудетского блока.

с осадочными породами. На песчанике лежит буро-красный аргиллит в нижней части с прослоями серого, серо-зеленого или бурого песчаника. В буровой скважине Обора в керне встречены остатки *Pseudosteria tenella* Bron. Выше снова залегают конгломераты, буро-красные песчаники и верхний аргиллит. Эти конгломераты, в отличие от нижних, сложены в большей части гальками кварцитов; гальки других пород встречаются в них очень редко.

Породы нижнего красного лежня отложились в бассейне, который простирался на северо-запад от города Вроцлава вдоль нынешней средней части р.Одра и окаймлялся с юго-востока, юго-запада и северо-востока предсудетскими блоком и моноклиналью (см.рис. I).

Комплекс эффузивов (мелафиров, порфиров и их туфов), венчающий разрез, простирается подобно осадочным породам, но в восточном направлении достигает района города Вроцлава (рис.3). Они присутствуют в виде лавовых покровов мощностью от нескольких метров до нескольких сот метров (рис.4,5). Интересно, что излившиеся породы прослоены осадочными буро-красными сланцами, которые подстилаются и перекрываются известняками. Мощность сланцев достигает 39 м, верхнего слоя известняка - 0,05-0,30 м, нижнего слоя известняка-0,5-4 м. Эруптивные породы залегают на отложениях нижнего красного лежня; только в буровой скважине Хыже I были обнаружены маломощные покровы в самой нижней части осадочных пород нижнего красного лежня (см. рис.2).

В е р х н и й красный лежень (рис.6). В пределах предсудетской моноклинали различаются два района распространения верхнего красного лежня – восточный и западный. В восточном районе верхний красный лежень имеет мощность до 400 м и залегает на породах нижнего карбона. В основании развиты базальные конгломераты, которые сменяются в разрезе буро-красными граувакковыми песчаниками, а выше – серыми песчаниками (рис.7). Эти образования выполняют седиментационный грабен, простирающийся параллельно предсудетскому блоку. В восточном направлении он переходит на территорию Верхней Силезии.

В западном районе седиментационный грабен также четко выражен и ориентирован субмеридионально (см.рис.6). Мощность отложений верхнего красного лежня в этом грабене достигает 700 м. В западной части моноклинали буро-красный песчаник залегает несколько иначе, чем в восточной. Он лежит непосредственно на эруптивных породах. Его стратиграфическая позиция бывает разной – песчаник иногда подстилает, а местами перекрывает мелафирово-порфиновые конгломераты.

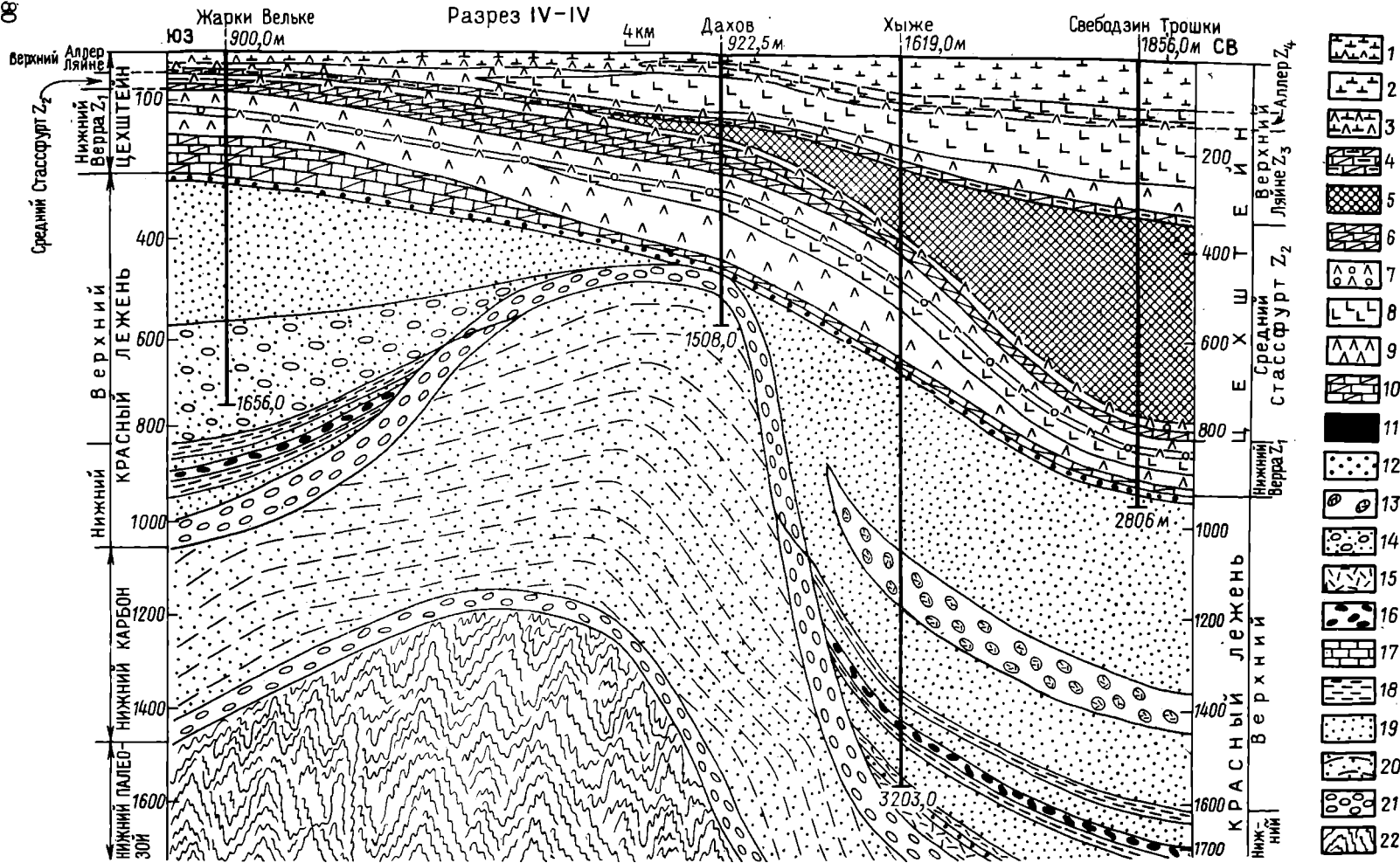
Верхняя пачка разреза верхнего красного лежня сложена серыми, граувакковыми песчаниками мощностью обычно в несколько метров, а местами – в несколько десятков метров. Многочисленные зерна глауконита, содержащиеся как в буро-красных, так и в серых песчаниках, указывают на их морское происхождение. Отложения верхнего красного лежня, как указывалось, встречаются на всей территории предсудетской моноклинали и через моноклинали Жары соединяются с отложениями этого отдела, распространенными в пределах северо-судетской мульды.

Цехштейн (рис.8). Осадки цехштейна залегают согласно на серых песчаниках красного лежня.

На территории предсудетской моноклинали в цехштейне выделяется две веритовые фации: залегающая выше представлена карбонатно-сульфатными породами и залегающая ниже – карбонатно-сульфатно-галитового состава (см. рис.8). Осадки карбонатно-сульфатной фации отлагались вблизи берегов древнего бассейна и отличаются непостоянной мощностью (рис.2, 4, 5, 7).

Области распространения солей отдельных циклотем различаются. Далее всего на юг распространяется соль *Verra*; затем в порядке смещения южной границы ареала к северу располагаются соли *Leine*, *Stassfurt* и *Aller*. Иногда эта закономерность меняется и бывают места, где соль *Aller* распространяется далее на юг, чем соль *Stassfurt* или соль *Stassfurt* опережает соль *Leine* в этом направлении. Области распространения солей отдельных циклотем указывают на то, что в период седиментации отложений цехштейна дно моря испытывало поднятия и погружения, ориентированные в общем с северо-запада на юго-восток. На погружениях область распространения солей перемещается к северу, что происходит в результате разрастания поднятия морского дна на юге. По области распространения солей в последовательных циклотемах можно судить о существовавших депрессиях и воздыманиях, ориентированных с северо-запада на юго-восток.

К юго-востоку от цехштейнового моря простиралась верхнесилезская суша, сложенная породами красного лежня и нижнего карбона, а на юго-западе – суша предсудетского блока. Мощности и формационный состав цехштейна свидетельствуют о том, что северо-западная часть предсудетского блока тоже была



залита цехштейновым морем, но в последующее время осадки в этой части блока подверглись эрозии.

Самые большие мощности цехштейна – около 800 м – встречаются в северо-западной части предсудетской моноклинали (см.рис.2). Характерной чертой является уменьшение мощности известняков и доломитов нижнего цехштейна в направлении от берегов к центральной части бассейна, в то время как базальный доломит среднего цехштейна меняет свою мощность в обратном направлении; базальные доломиты местами полностью выклиниваются к югу (см. рис.4). Следовательно, можно предполагать, что известняки и доломиты среднего цехштейна образовались в периферийной, неглубокой части бассейна, хотя онколиты, содержащиеся в базальном доломите, свидетельствуют о том, что в центральной части цехштейнового бассейна море также обладало небольшой глубиной. Залегание цехштейна в пределах предсудетской моноклинали на породах красного лежня – согласное, а на участке Жарской периклинали породы отложились непосредственно на кристаллическом основании. Цехштейновое море предсудетской моноклинали было соединено с морем северо-судетской мульды через жарскую периклираль и северо-западную часть предсудетского блока.

Цехштейновая фауна, обнаруженная на предсудетской моноклинали, включает остатки мшанок, брахиопод и двустворчатых моллюсков. Окаменелости были найдены в сланцах, доломитах и известняках при отборе кернов из буровых скважин (рис.9).

В основании нижнего цехштейна содержатся многочисленные *Lingula credneri* Gein, которые можно считать руководящей формой этого горизонта. В известняках и доломитах, залегающих над мергелем, имеется большое количество мшанок и брахиопод: *Geinitzella columnaris* Schlot., *Fenestella rotiformis* Schlot., *F.geinitzi* Orb., *F.minuta* Korn., *Acanthocledia anceps* Schlot., *A.minor* Korn., *A.laxa* Korn., *Lingula credneri* Gein., *Discina* cf. *konincki* Gein., *Waagenoconcha* cf. *geinitziana* Koninck, *Horridonia horrida* Sow., *Stenosisma schlotheimi* Buch., *S.humbletonensis schlotheimi* Buch., *S.humbletonensis* Howse, *Rhynopora geinitziana* Vern., *Cleionthyridina* Lev., *Pterospirifer alatus* Schloth., *Trigonotreta undulata* Sow., *T.permiana* King., а также *Dielasma elongata* Schloth.

Эта фауна была обнаружена в 1917 г. Н.Riedel также в нижнем цехштейне северо-судетской мульды и в нижнем цехштейне на территории Германии (Н.В.Geinitz, 1861). О некоторых представителях этой фауны сообщает Г.Гейнтц при описании рифового среднего цехштейна. Многие формы указыва-

Рис.2. Разрез по линии IV-IV.

1 – глинистые сланцы красноцветные с прослоями гипса с ангидритом в основании; 2 – глинистые сланцы красноцветные с линзами гипса; 3 – глинистые сланцы красноцветные с линзами гипса и с ангидритом в кровле; 4 – глинистые сланцы темноцветные и доломиты серые с перитом в верхней части; 5 – каменные соли серо-розовые и красные; 6 – доломиты серые и бежевые; 7 – брекчии ангидритов и сланцев; 8 – каменные соли серые; 9 – ангидриты серые; 10 – известняки и доломиты серые; 11 – мергели темно-серые; 12 – песчаники серые; 13 – конгломераты с преобладающими обломками эффузивных пород; 14 – песчаные конгломераты буро-красные; 15 – эффузивы (мелафиры, порфиры и их туфы); 16 – кварцевые конгломераты серо-розовые; 17 – известняки розовые; 18 – глинистые сланцы буро-красные; 19 – песчаники серые и глинистые сланцы темно-серые; 20 – песчаники серые, глинистые сланцы темно-серые; 21 – базальные конгломераты серые; 22 – кристаллические породы.

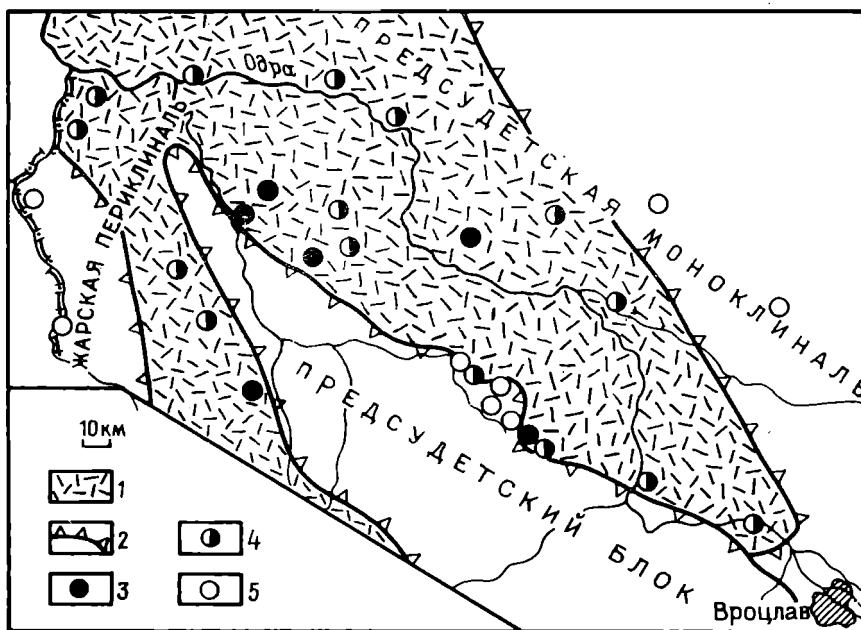


Рис.3. Карта распространения эффузивных пород нижнего красного лежня (ЭПНКЛ) на пресудетской моноклинали.
 1 - ЭПНКЛ (мелафиры, порфиры и их туфы); 2 - граница распространения ЭПНКЛ; 3-5 - скважины, в которых породы ЭПНКЛ: 3 - вскрыты, 4 - предполагается присутствие; 5 - отсутствуют или вероятно отсутствуют.

ются Р.И.Сувейздисом в 1963 г. из нижнего цехштейна Литовской ССР. Залегающие над известняками и доломитами ангидриты и соли Verrea, не содержащие остатки фауны, следует относить к нижнему цехштейну, так как они отлагались в процессе единого цикла осадконакопления.

В среднем цехштейне на пресудетской моноклинали из базальных доломитов происходят: *Liebea squamosa* Sow., *L.septifex* King и *Schizodus schlotheimi* Gein., представленные многочисленными экземплярами *Liebea squamosa* Sow. является также руководящей формой среднего цехштейна северо-судетской мульды. Этот вид обнаружен в среднем ярусе английского цехштейна вместе с *Liebea septifer* King, в то время как *Schizodus schlotheimi* Gein. представлен многочисленными экземплярами в цехштейне других областей. В северо-судетской мульде эта фауна встречается в нижнем цехштейне, а разновидность *Sch. schlotheimi* var.*truncata* King обнаружена в большом количестве в среднем цехштейне. Для цехштейна Германии Г.Гейнтц приводит ее в качестве руководящей формы верхнего цехштейна, но появляющейся еще в среднем цехштейне. На территории Литовской ССР *Sch. schlotheimi* содержится в нижнем и среднем цехштейне. Кроме перечисленных форм в базальном доломите пресудетской моноклинали встречаются остатки двустворок: *Pezmorphorus costatus* Bron., *Edmondia murchisonia* King. Горизонт с перечисленной фауной можно принять в качестве биостратиграфической основы для выделения среднего яруса в цехштейне пресудетской моноклинали. В этот же ярус следует зачислить ангидриты и соли Stassfurt, завершающие одноименную циклотему.

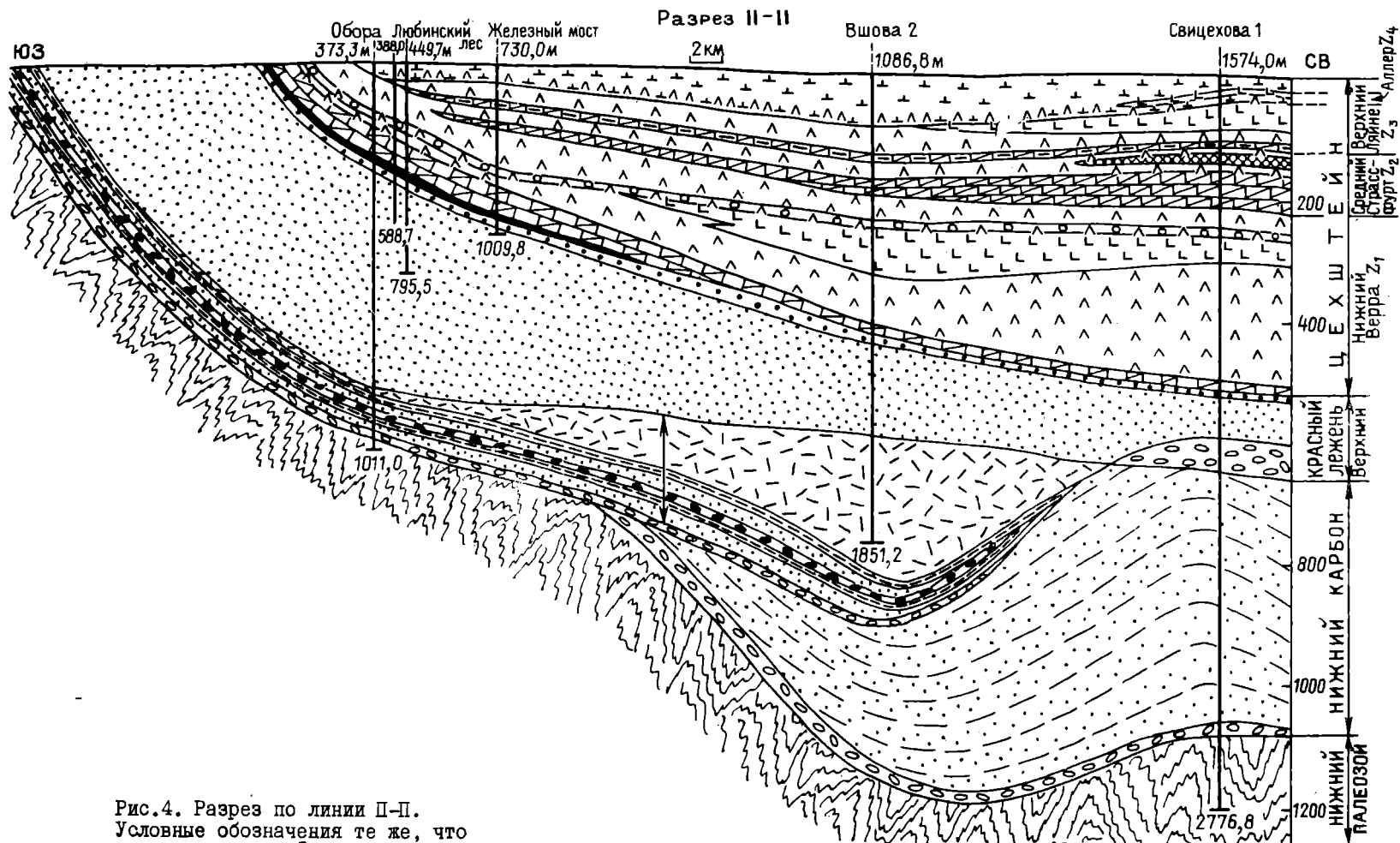


Рис.4. Разрез по линии II-II.
Условные обозначения те же, что
на рис.2.

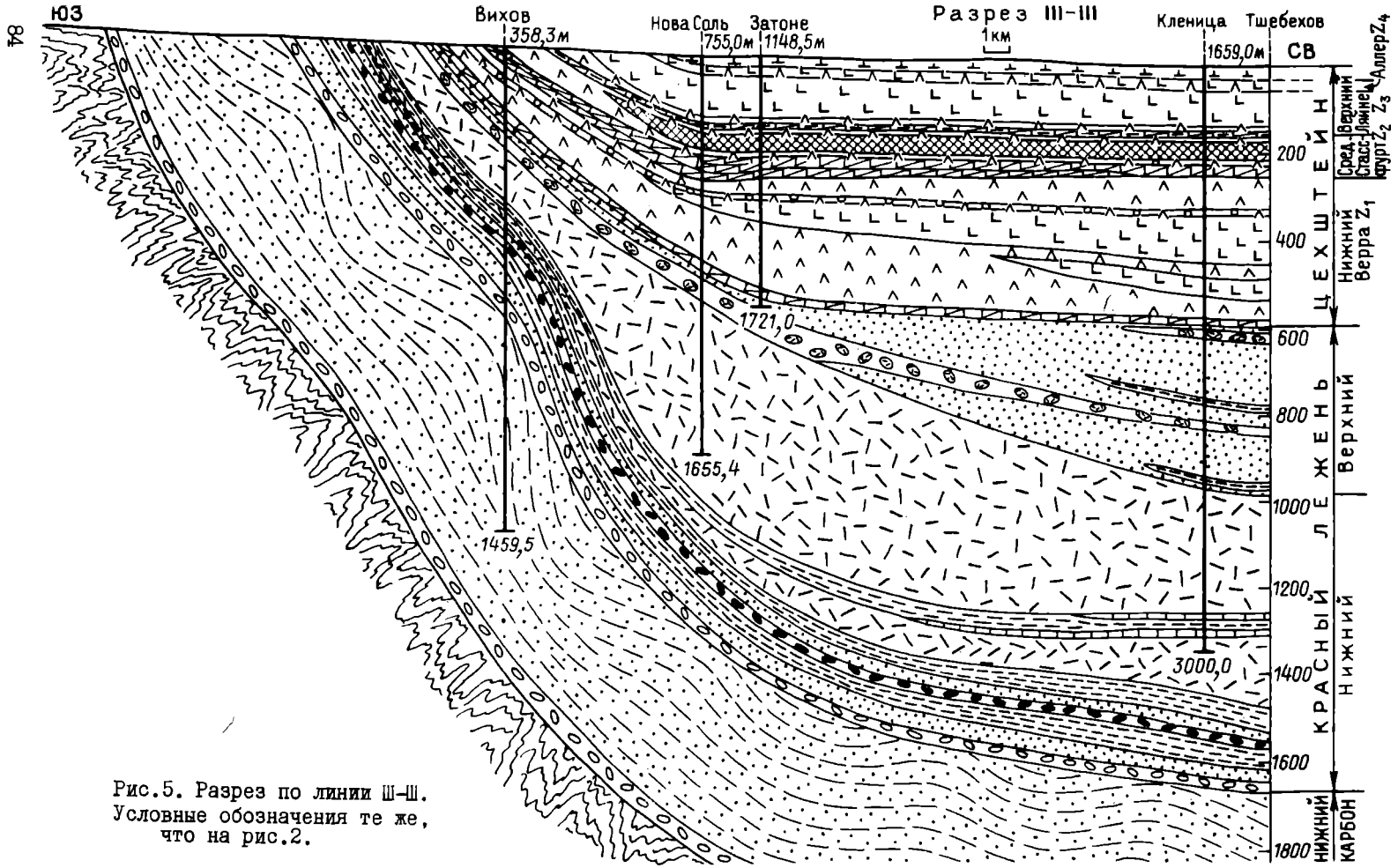


Рис.5. Разрез по линии III-III.
Условные обозначения те же,
что на рис.2.

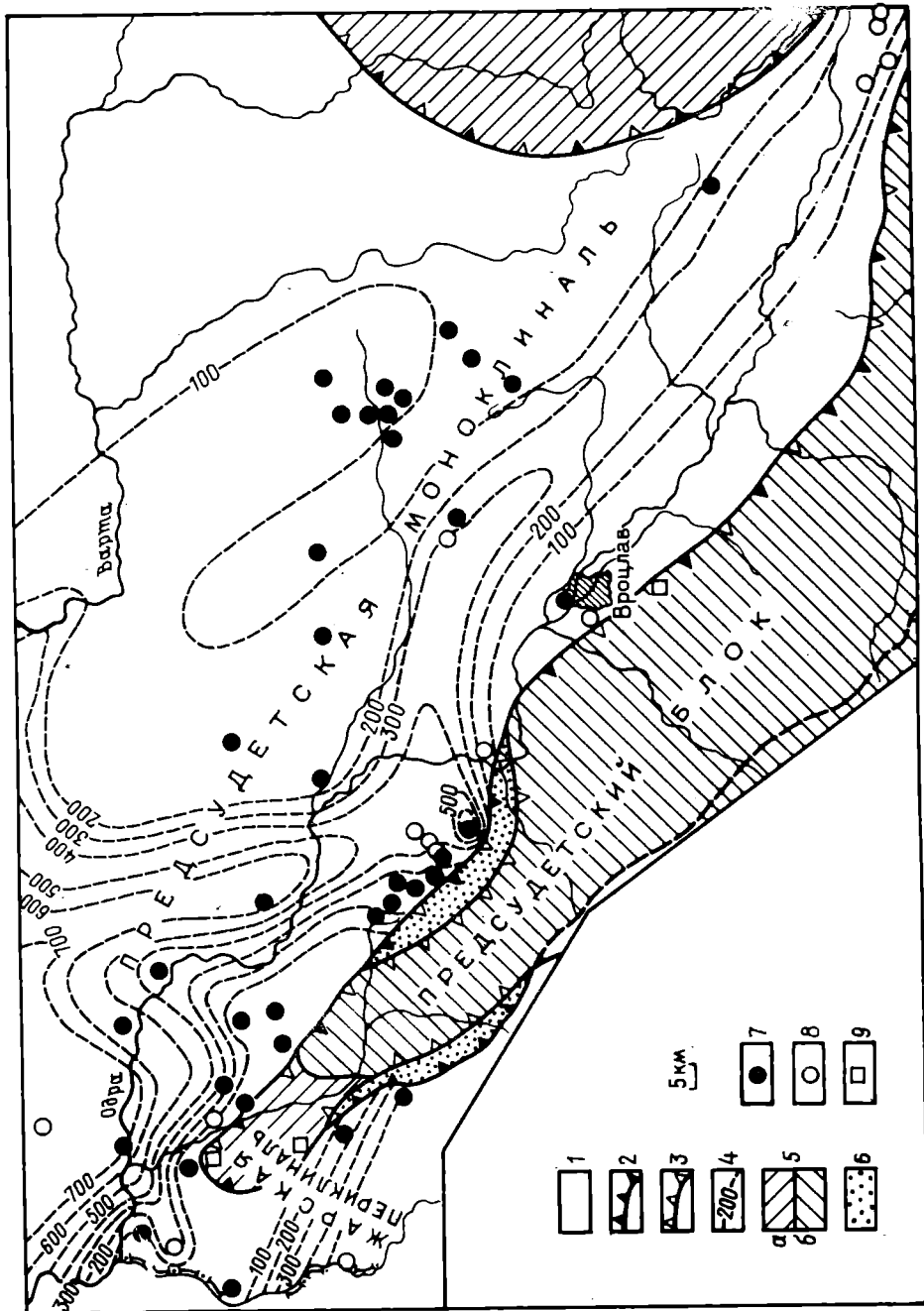
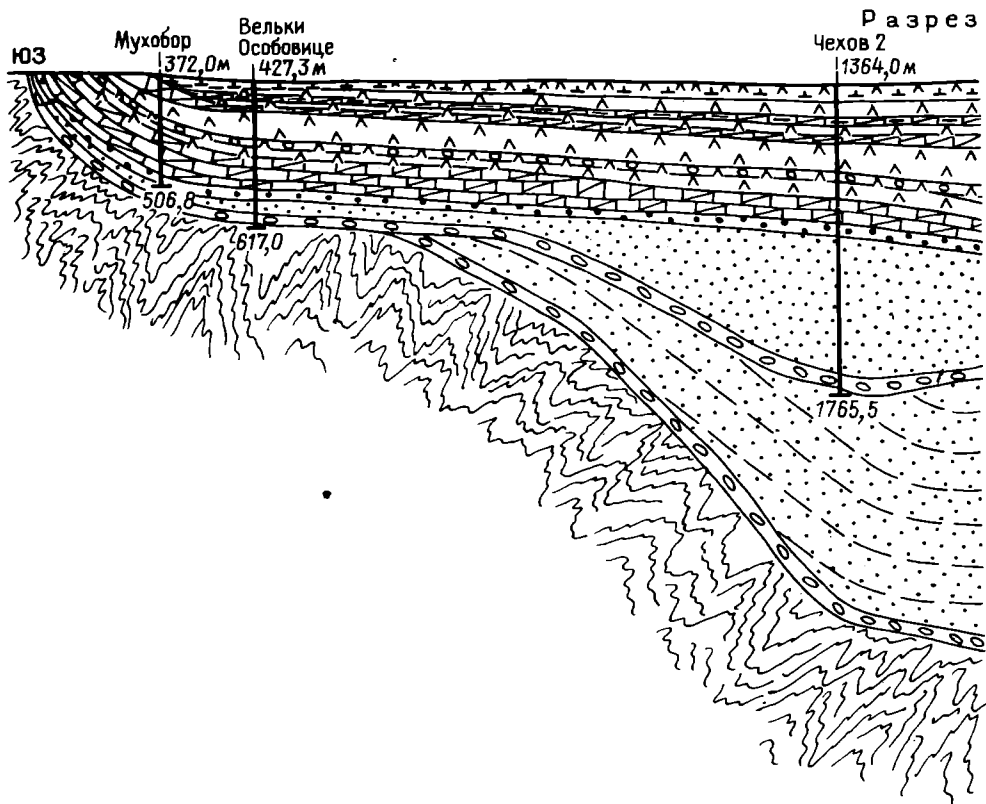


Рис.6. Карта распространения отложений верхнего красного лежня (VKЛ) на прудетской моноклинали.

1 - VKЛ (песчаники, конгломераты); 2 - современная граница распространения VKЛ; 3 - предполагаемая первоначальная граница; 4 - изопакиты VKЛ; 5 - области размыва времени формирования осадков VKЛ, сложенные: а - осадочными породами, б - кристаллическими; 6 - территории, на которых отложения VKЛ размывы; 7-9 сиважины, в которых породы VKЛ: 7 - пробурены; 8 - не пробурены; 9 - отсутствуют.



Третий горизонт, содержащий фауну, можно считать биостратиграфической основой для выделения верхнего яруса в чехштейне предсудетской моноклинали. Остатки фауны встречаются здесь в темно-серых сланцах и в плитообразном доломите: *Schizodus rotundatus* Bron., *Lieba squamosa* Sow., представленные многочисленными экземплярами и *Pseudomonotis* sp., *Modiolus* cf. *modiolaeoides* Netsch., *Palaeonodonta* cf. *castor* Amal., P.cf. *subcastor* Netsch., *Edmondia* sp. Этот горизонт является последним в чехштейне, содержащим фауну.

Заканчивая стратиграфическую характеристику, следует упомянуть о связи фауны чехштейна предсудетской моноклинали с фауной пермских отложений других областей. Почти все представители фауны, обнаруженные на территории предсудетской моноклинали, были найдены в северо-судетской мульде, а также известны из германского, английского, литовского чехштейнов. Некоторые разновидности мшанок, брахиопод и двустворок, встречаемые на предсудетской моноклинали, представлены в казанском ярусе предуральской перми, а некоторые виды содержатся также в продуктивном известняке массива Соляной Краж, расположенном на юго-западе от Гималаев.

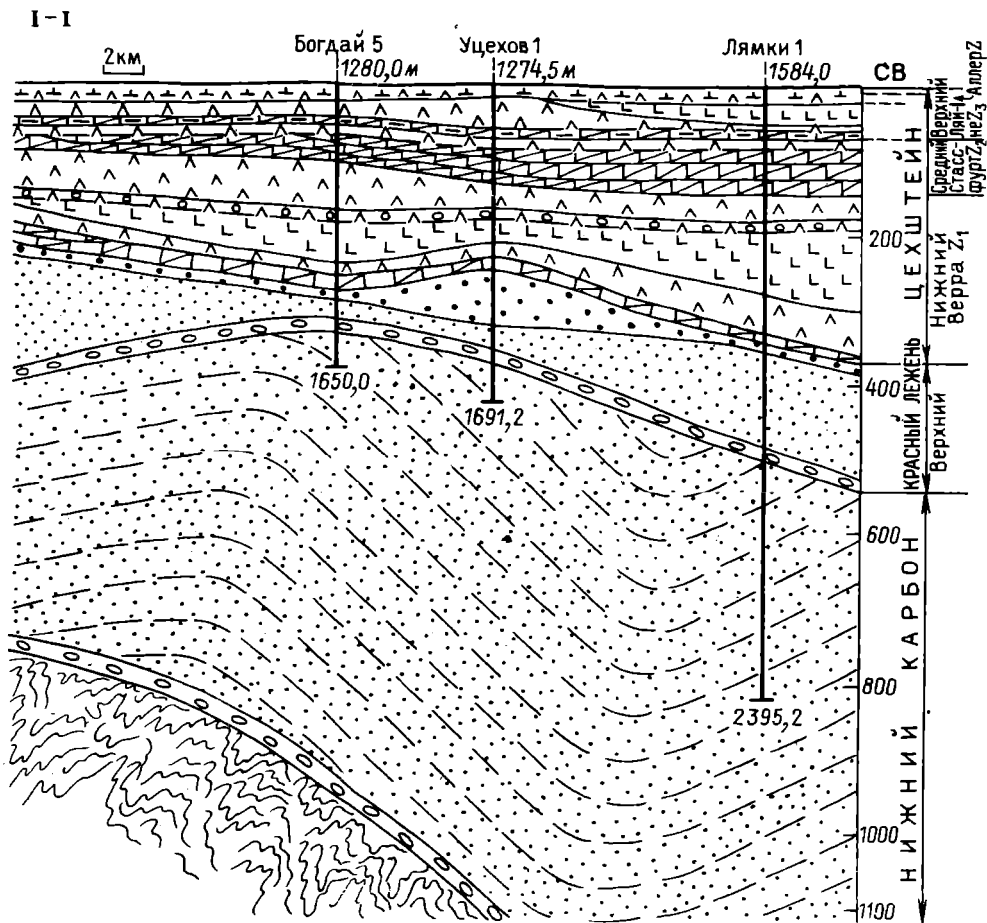


Рис.7. Разрез по линии I-I.
Условные обозначения те же, что на рис.2.

Распространение идентичных видов мшанок, брахиопод и пелелипод в предсудетской перми и в азиатском массиве Соляной Кряж может свидетельствовать в пользу того, что среднеевропейский седиментационный бассейн был соединен в верхней перми с такими же бассейнами, существующими в это время в Предуралье и Соляном Кряже.

Основные результаты проведенного исследования следующие: 1) разработана литостратиграфическая схема деления перми предсудетской моноклинали (см.таблицу); 2) выявлены основные черты палеогеографии предсудетской моноклинали во время накопления красного лежня и в цехштейне; 3) в цехштейне установлены три горизонта с органическими остатками, использованными в качестве основы для построения биостратиграфической схемы; 4) намечены палеогеографические связи предсудетской моноклинали в перми.

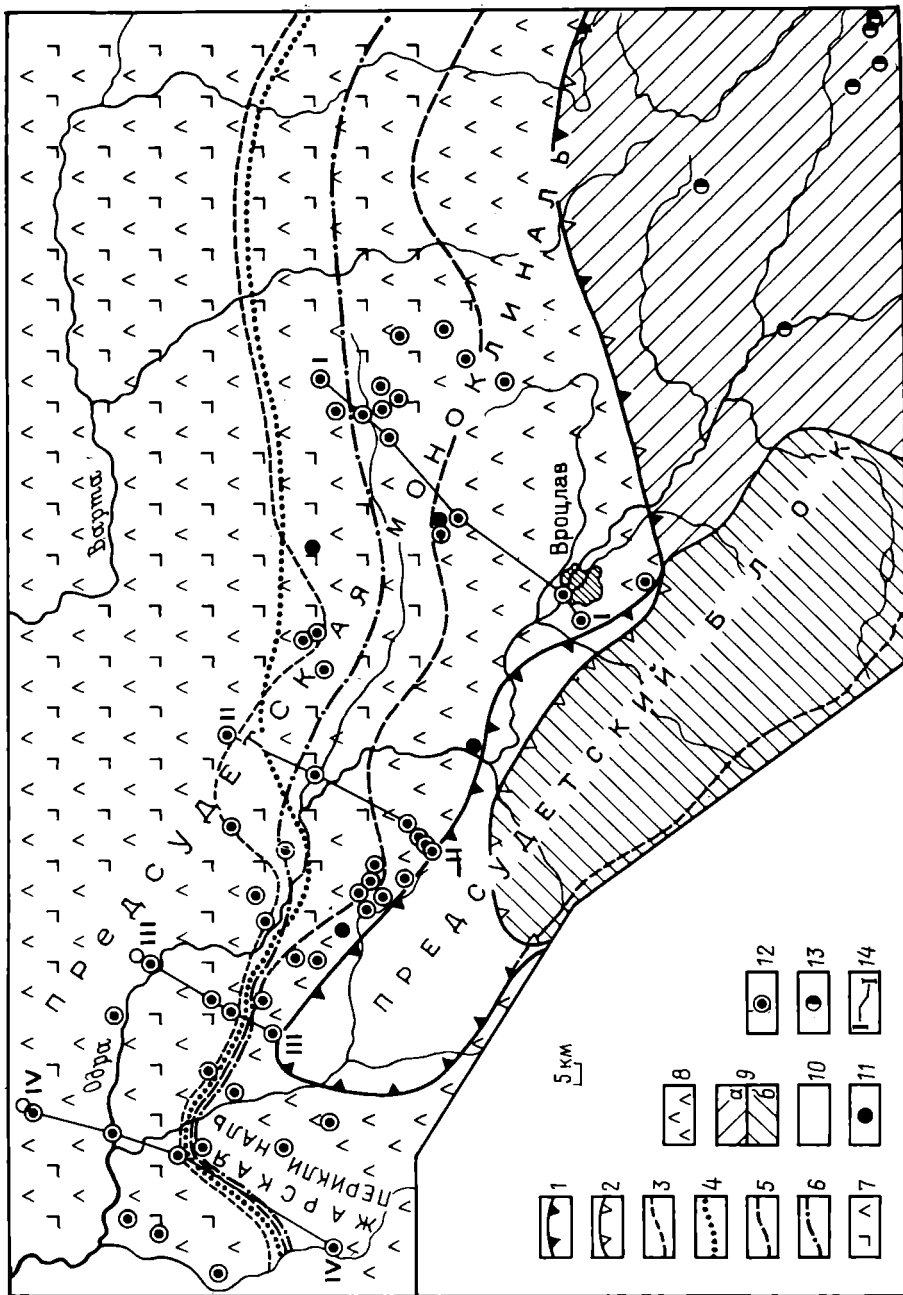


Рис.8. Карта распространения цехштейна (Ц) на территории предсудетской моноклинали.
 1-2 - границы распространения Ц (1 - современная, 2 - предполагаемая первоначальная); 3-6 - границы распространения соленосных горизонтов (3 - Аллер, 4 - Стассфурт, 5 - Лйине, 6 - Верра); 7 - отложения карбонатно-гипсоносные; 8 - отложения карбонатно-гипсоносно-соленосные; 9 - области размыва времени формирования осадков Ц, сложенные: а - осадочными породами, б - кристаллическими; 10 - территории, на которых отложения Ц размывты; 11-13 - скважины, в которых породы Ц: 11 - не пробурены, 12 - пробурены, 13 - отсутствуют; 14 - линии разрезов (см.рис.2, 4, 5, 7).

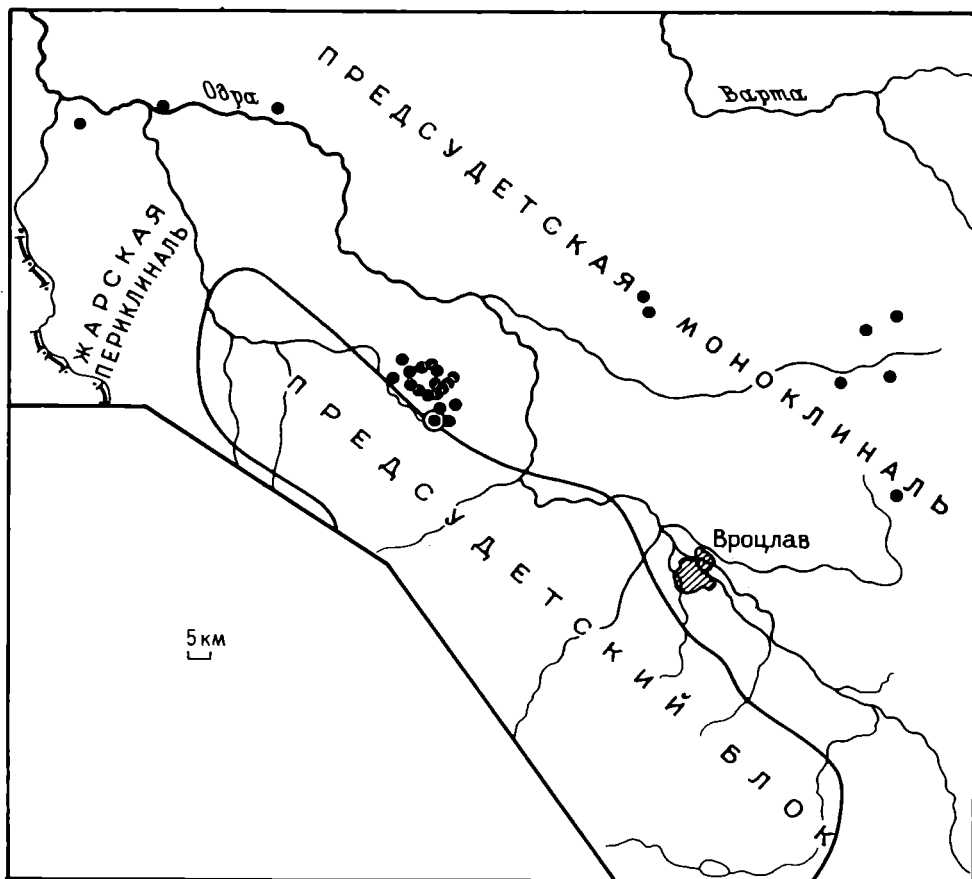


Рис.9. Карта расположения скважин, в кернах которых найдены органические остатки: ● - цехштейна; ⊙ - красного лежня.

УДК 551.73+551.24 (235.216)

Ю.С.Бискэ, С.Е.Зубцов, В.Л.Клишевич, Г.С.Поршняков, А.В.Яговкин

ТИПЫ РАЗРЕЗОВ ПАЛЕОЗОЯ АТБАШИ-КОКШААЛЬСКОГО РАЙОНА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Описываемая в данной статье часть Южного Тянь-Шаня расположена к востоку от Таласо-Ферганского разлома. Она граничит на севере по Атбаш-Иныльчекскому разлому с областью Срединного Тянь-Шаня, отличающейся отсутствием морских отложений силурийско-нижнедевонского возраста, а на юге соприкасается с Таримским платформенным массивом. Географически эта область включает хребты Атбашинский, Джангджирский, Уланский, Борколдой и Кокшаал с их ответвлениями.

Палеозойские отложения области подробно изучали А.Е.Довжиков, В.Д.Брежнев, Г.В.Иванов [1, 2], А.А.Волкова (Малыгина), И.А.Чернова [3], Б.В.Поляр-

ков, М.М.Пуркин [4, 5], Г.Л.Бельговский, Л.А.Эктова [6, 7] и др. Результаты их работ и среднемасштабных геологических съемок послужили основой для обобщений, касающихся зональности палеозойской седиментации этой части Тянь-Шаня [2, 8-12]. Имеющиеся тектонические схемы в той или иной мере отражают деление области в поперечном профиле на две зоны. Разрез южной, Майдантаг-Кокшаальской, образован в основном терригенными флишеидными толщами среднего-верхнего (а по некоторым представлениям почти исключительно верхнего) палеозоя, сложно дислоцированными в конце верхнего карбона - перми. Северная (Аксайская, Джангджирская и др.) зона отличается разнообразным составом образований среднего палеозоя, широким развитием силурийских - нижнекаменноугольных толщ при слабом развитии и грубом составе среднекаменноугольного флиша. Возраст складчатости здесь оценивается как среднекаменноугольный. Межзональные границы, равно как и более частные по значению рубежи внутри зон, обычно отождествлялись с крутыми, длительно развивающимися разрывами, блоковая тектоническая структура эпохи седиментации считалась полностью унаследованной в структуре эпохи складчатости.

Нашими исследованиями, начатыми в описываемом районе в 1975 г., получены материалы, позволяющие по-новому представить общие черты строения и развития герцинских структур. Выделение формационных типов разрезов геосинклинального комплекса и выявление надвиговых или даже шарьяжных взаимоотношений между ними дают возможность разглядеть в Атбаш-Кокшаальском районе все основные черты типичных эв- и миогеосинклинальных зон складчатых областей. Надо сказать, что наши материалы по стратиграфии палеозоя и типизации разрезов геосинклинального комплекса очень близки к полученным Г.Л.Бельговским и Л.А.Эктовой, к сожалению, до сих пор не опубликованным, а также к выводам Е.В.Христова [II].

Представляется целесообразным показать предварительные результаты наших работ, ибо они позволяют по-новому оценить общую схему тектонического строения района. Описание разрезов палеозоя дается отдельно для миогеосинклинальной (южной) и эвгеосинклинальной (северной) зон Южного Тянь-Шаня с выделением в их пределах формационных типов разреза и их разновидностей. Появление последних связано с некоторой изменчивостью разрезов по простиранию (рис.1).

Миогеосинклинальная зона

Крайняя южная, приплатформенная часть южно-тяньшаньской геосинклинали находится в основном за пределами СССР и изучена очень плохо. В.М.Синицин [13] указывает на широкое распространение здесь известняковых фаций карбона и основания перми. Известняки с фауной среднего карбона, а также разных горизонтов среднего палеозоя обнаружены в труднодоступной южной части бассейна р.Сарыджаз, для которой пока не предложено обоснованных стратиграфических колонок.

Северная часть миогеосинклинальной зоны характеризуется однотипным комплексом палеозойских отложений.

Кокшаальские разрезы (рис.2, А; 3, А) широко распространены в верховьях правых притоков р.Аксай (хр.Западный Кокшаал), на левобережье р.Мюдюрм, в бассейне р.Чон-Узенгегуш и далее к востоку в бассейне реки Акширйяк, а также на южных склонах Кокшаала. В основании разреза

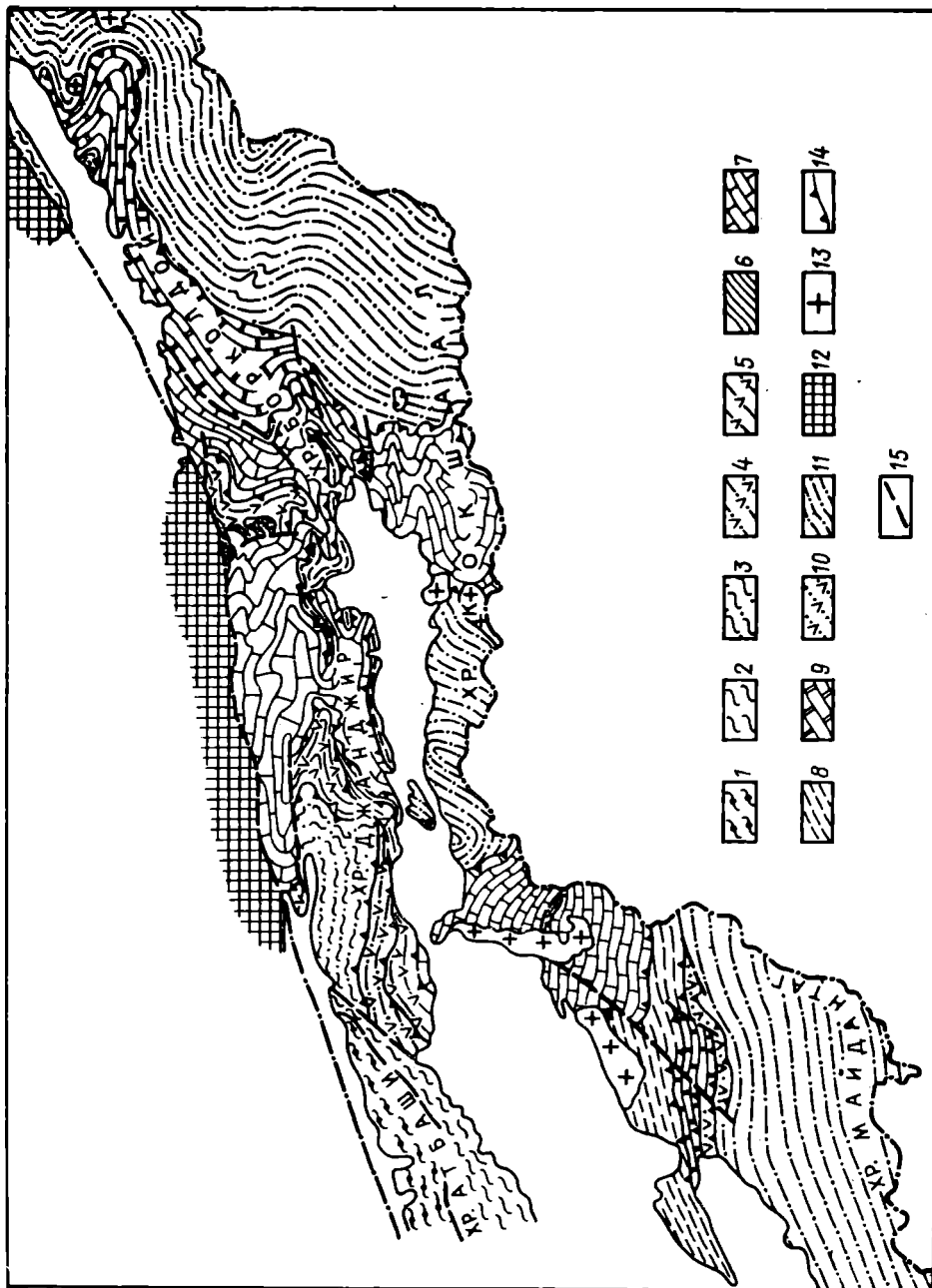
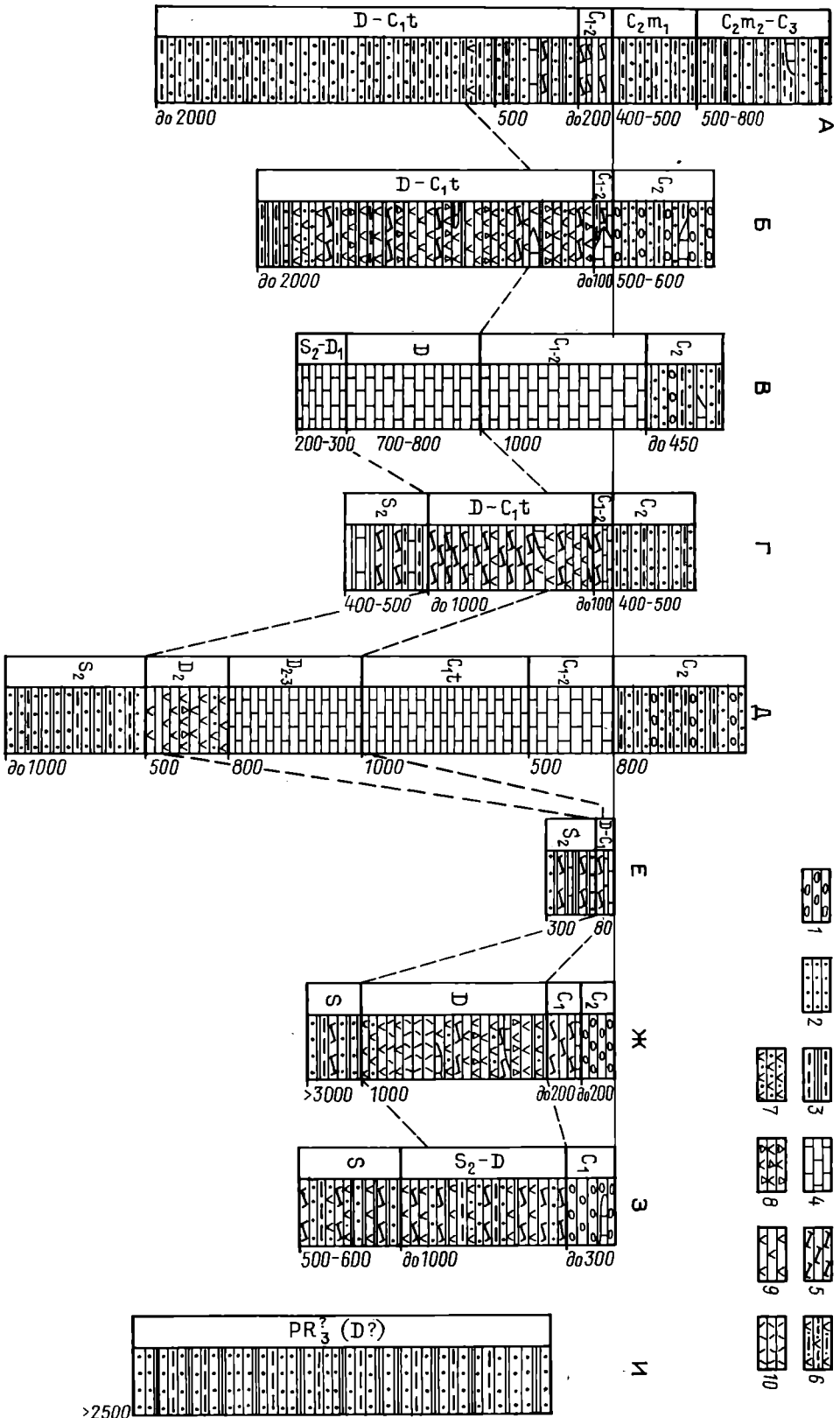


Рис. I. Схема расположения типов разрезов палеозоя Атабаши-Кокшаальского района.

1 - Атабашинская свита (AR[?]); 2 - зеленосланцевые толщи и мраморы (PR₃?+Pz); 3-6 - типы разрезов внутренней части эвгеосинклинальной зоны: 3 - Балыктинский, 4 - Джангджирский II, 5 - Джангджирский I и Чакыркорумский, 6 - Кенсуйский; 7-10 - типы разрезов внешней части эвгеосинклинальной зоны: 7 - Уланский и Коккинский, 8 - Карачуккурский и Аксайский, 9 - Борколдойский и Сарыбелесский, 10 - Оргосуйский; 11 - миогеосинклинальная зона: Кокшаальский тип разрезов; 12 - срединный Тянь-Шань; 13 - гранитоиды Pz₃; 14 - надвиги и шарьяжи; 15 - секущие разломы.



на востоке залегает (см.рис.3, А) весьма мощная (3-4 тыс.м) флишеидная песчано-сланцевая серия девона - турне, в которой можно различать три части:

- 1) зеленовато-серые кварц-граувакковые песчаники и сланцы - "бедельская свита" А.Е.Довжикова;
- 2) буро-серые песчаники и сланцы, часто с детритом из примитивных наземных растений. Встречаются редкие прослой обломочных и оолитовых известняков с тентакулитами, а также кремней-радиоляритов;
- 3) вновь более темные и зеленоватые песчаники и сланцы с частыми прослоями гравелитов. Содержат небольшие пачки пестрых сланцев, кремней и известняков, в нижней части с тентакулитами - *Styliolina* sp. К этой толще, а, возможно, и нижележащей, приурочены находки растений - *Leptophloeum rhombicum* Daws. и др. верхнего девона - турне.

Толщи 2 и 3 соответствуют нижней и средней частям "бозджалпакской свиты" А.Е.Довжикова [2], которую этот автор считал верхнепалеозойской. Находки в них девонских тентакулитов исключают сомнения в широком распространении терригенного девона среди кокшаальских толщ.

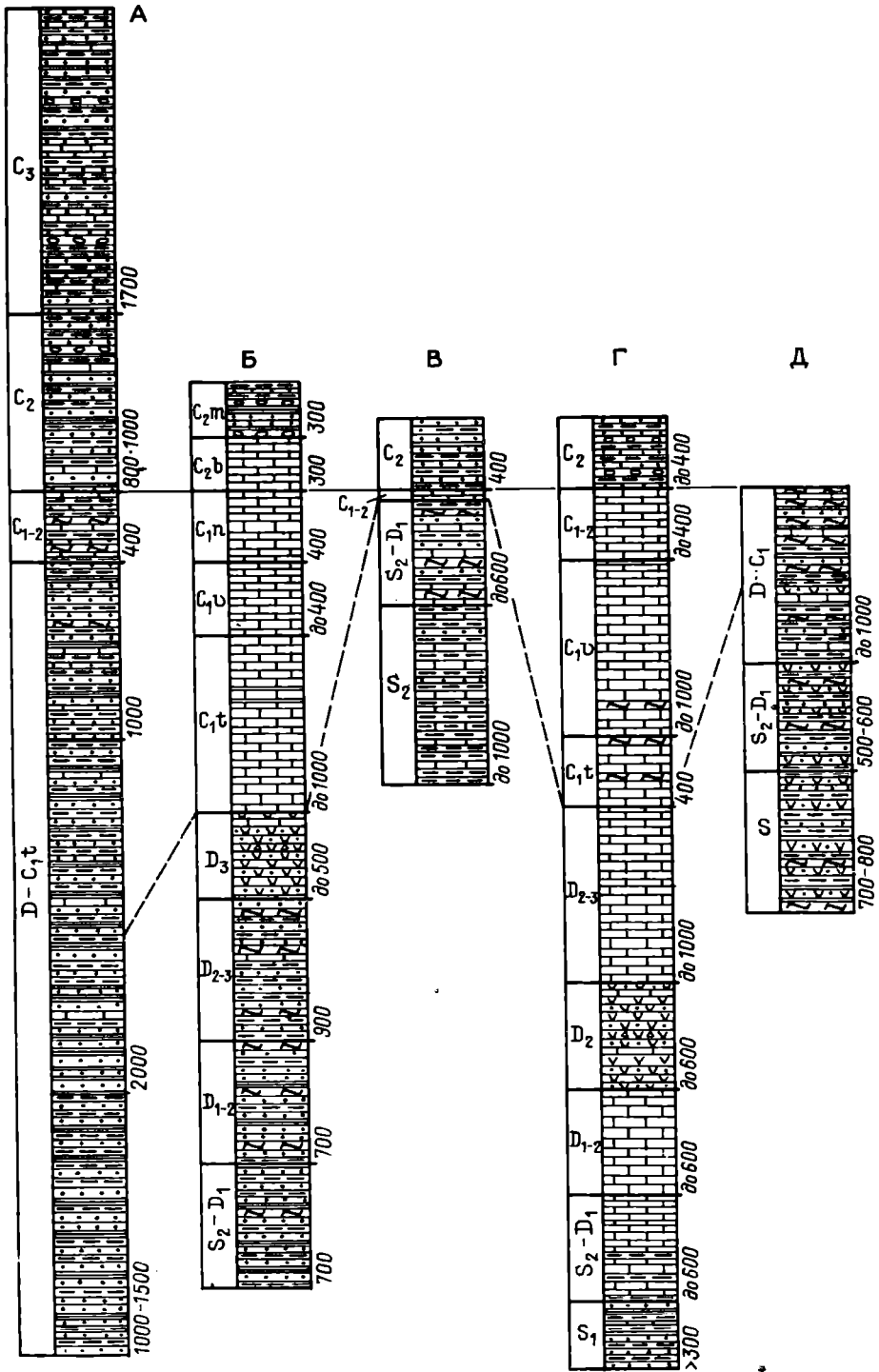
В западной части зоны в хр.Майдантаг (см.рис.2, А) в основании девонских отложений в верховьях р.Курумдук указываются эффузивы, структурное положение которых неясно. К девону-турне относится мощная толща песчано-сланцевого состава. В нижней части толщи (около 2000 м) преобладают зеленовато-серые и палевые песчаники, которые чередуются со сланцами и алевролитами с редкими прослоями мелкокристаллических известняков, фиолетовых и зеленоватых туфосланцев. В известняках собраны верхнедевонские тентакулиты *Homostenus krestovnikovii* G.L., в сланцах и песчаниках встречаются многочисленные растительные остатки, в том числе *Leptophloeum rhombicum* Daws. и др. Верхняя часть толщи (500 м) существенно глинисто-сланцевая, тонкослоистая с редкими прослоями известняков и кремней.

Визе, серпуховскому и башкирскому ярусам карбона соответствует относительно маломощная - не более 400 м, а на западе до 200 м, толща слоистых известняков, глинистых и кремнистых сланцев и, местами, вулканомиктовых песчаников. Иногда она включает и низы московского яруса. Эти отложения содержат в основном остатки радиолярий, фораминифер, иногда гониатитов и являются относительно глубоководными.

Верхний член кокшаальских разрезов - это мощная (до 1-2 тыс.м) песчано-сланцевая флишевая серия с редкими прослоями обломочных известняков и конгломератов. На западе области, в тектонических чешуях Майдантага, у северного края зоны флишевая толща охарактеризована раннемосковскими фузулинидами, южнее (пер.Ходжент, р.Кипчак), по данным Г.Л.Бельговского и Л.А.Эктовой, та же органика найдена в известняково-кремнистых слоях, а

Рис.2. Сводные стратиграфические колонки типов разрезов палеозоя западной части Атбаш-Кокшаальского района.

Типы разрезов: А - Кокшаальский, Б - Ортосуйский, В - Сарыбелесский, Г - Аксайский, Д - Кокшинский, Е - Кенсуйский, I - Джангджирский I, II - Джангджирский II, И - Балытгинский; 1 - конгломераты, 2 - песчаники, 3 - сланцы и алевролиты, 4 - известняки, 5 - кремнистые сланцы, 6 - туфосланцы и туфопесчаники, 7 - туфы, 8 - туфо- и лавобрекчии, 9 - лавы основного состава, 10 - среднего состава.



флиш относится уже к верхам московского яруса и верхнему карбону - возможно, вплоть до слоев с *Pseudofusulina* (дастарский горизонт). На востоке, в междуречье Узенгегуша и Акширряка, подошва флишевой серии проходит внутри башкирского или близ основания московского яруса. Самые молодые слои с фауной относятся здесь к джилгинсайскому горизонту (C_3^I , слой с *Protriticites*), однако выше с небольшим размывом залегает несколько более грубообломочная толща (700 м), которая содержит (по данным М.М.Пуркина и др.) фораминиферы $C_2^{m2}-C_3^1$ в гальках.

Кокшаальский разрез палеозоя сходен с разрезом Яссынского типа в Восточной Фергане, развитым к западу от Таласо-Ферганского сдвига.

Эвгеосинклиналичная зона

Южная граница эвгеосинклиналичной зоны проводится по появлению разрезов, содержащих среднепалеозойскую спилито-базальтовую формацию.

Возраст основных эффузивов в рассматриваемой части Южного Тянь-Шаня оценивался ранее в широких пределах - от верхнего силура до московского яруса C_2 включительно. Нами почти во всех пунктах, где эффузивам приписывался среднекаменноугольный возраст ("джангджирская свита" хребтов Джангджир и Борколдой, ур.Бозой, южные склоны хр.Сарыбелес и др.), обнаружены пласты, биогермы и обломки известняков с девонской фауной. Известняковые обломки и глыбы при этом нередко включают пирокластический материал, т.е. несут явные признаки образования их одновременно с вулканитами. Кроме того, во многих местах встречаются определенно сингенетичные лавам прослои кремнистых сланцев, содержащие остатки девонских радиолярий. В верховьях р.Тез, в бассейнах рек Чакыркорум и Джагалмай обнаружены граптолиты верхнего силура.

В пределах эвгеосинклиналичной зоны может быть несколько условно выделена внешняя часть с разрезами вулканогенно-карбонатного типа (Ортосуйский, Сарыбелесский, Борколдойский, Коккинский и Уланский типы разрезов) и своеобразными сокращенными разрезами терригенно-кремнистого (Аксайский тип) и терригенно-карбонатного (Карачуккурский тип) состава, а также внутренняя часть с вулканогенно-осадочными разрезами (Чакыркорумский, Джангджирский I и II типы) и своеобразный терригенно-кремнистый Кенсуйский тип разреза. Балыктинский и Урминский (метаморфизованные до стадии зеленых сланцев) типы разрезов включают, вероятно, допалеозойские образования и тесно ассоциируют с ультрабазитами.

Вулканогенно-карбонатные разрезы внешней части эвгеосинклиналичной зоны. В западной части зоны, вдоль южного подножия хр.Сарыбелес, выделяются разрезы **О р т о с у й с к о г о** типа (см.рис.2, Б). Эффузивная формация, залегающая в основании разреза, имеет здесь непостоянную мощность, но местами достигает 1500-2000 м (р.Ортосу). Она включает лавы и лавобрекчии базальтовых порфиритов, реже трахиандезитов, которым подчинены туфы и кремнистые породы, а также крупные биостромы, глыбы и линзы известняков со

Рис.3. Сводные стратиграфические колонки типов разрезов палеозоя восточной части Атбаши-Кокшаальского района.

Типы разрезов: А - Кокшаальский, Б - Борколдойский, В - Карачуккурский, Г - Уланский, Д - Чакыркорумский. Литологические обозначения см. на рис.2.

среднедевонской, в основном живетской бентосной фауной (кораллы, водоросли, брахиоподы и др.). Местами под эффузивами обнаружена толща пестрых сланцев и туфов (до 100 м) с фораминиферами того же возраста. Верхняя часть эффузивов относится, возможно, к верхнему девону – турне.

Выше в разрезе залегает толща слоистых известняков и кремней с фораминиферами среднего–верхнего визе, серпуховского и нижней части башкирского ярусов. Она близка по составу к одновозрастным отложениям Кокшаальского типа, но отличается еще более сокращенной мощностью – не более 50–100 м. Местами здесь появляются рифовые известняки со *Striatifera striata* и связанные с ними конгломераты.

Самое верхнее положение занимает грубообломочная, а местами ритмичная песчано–сланцевая толща с фораминиферами низов московского яруса. Ее мощность до 500–600 м. Некоторые прослой конгломератов целиком состоят из обломков девонских порфиритов.

С севера на ортосуйские разрезы надвинут массив Сарыбелес (С а р ы – б е л е с к и й тип разреза, см.рис.2,В), известняковый разрез которого описан сравнительно полно [3, 4, 7, II]. В его видимом основании находятся известняки с меришкорским комплексом кораллов (верхний венлок – лудлов), а в кровле – с нижнемосковскими фузулинидами. Разрез карбонатной формации состоит из рифогенных, местами оолитовых известняков и в средней части хр.Сарыбелес является непрерывным, достигая общей мощности 2–2,5 тыс.м. В кровле разреза, видимо с размывом, залегает конгломерато–флишoidная толща раннемосковского возраста, как и в ортосуйских разрезах, мощностью до 200 м.

Аналогами сплошного известнякового массива хр.Сарыбелес в западных районах Южного Тянь–Шаня являются рифогенные толщи Суганташа и Акташа в Ферганском хребте, хр.Актур в Алае и др., занимающие подобное же положение у южного края эвгеосинклинальной зоны. Восточнее же Сарыбелеса известняковые разрезы повсеместно включают и вулканогенные толщи.

В восточной части хр.Борколдой на южной окраине эвгеосинклинальной зоны располагаются известняковые массивы Б о р к о л д о й с к о г о типа (см.рис.3,Б). Верхняя часть борколдойского разреза подробно изучена [4, 5, 7]. В нее входит мощная, местами более 2000 м, непрерывная известняковая серия, образованная в фамене – начале московского века. Характерно присутствие доломитов в нижних слоях и кремней на уровне турне – основания визе и в серпуховском ярусе (намуре). Кровлю разреза, как обычно, составляют нижнемосковские маломощные песчаники, сланцы, конгломераты, иногда – олистостромы. В видимой подошве обычно залегают базальты и туфы с прослоями фаменских брахиоподовых известняков общей мощностью редко более 400 м. В долине Ашусу и местами в верховьях Кичи–Узенгегуша вскрываются более древние слои разреза. Они представляют собой песчано–сланцевую серию мощностью около 2000 м. Характерна зеленоватая окраска, прослой вулканомик–товых пород и кремней (радиоляритов), а также известняков, которые в нижней части содержат остатки иффаринских брахиопод, кораллов, мшанок (S_2), а в верхней – девонских фораминифер и радиолярий.

У л а н с к и й и К о к к и н с к и й вулканогенно–карбонатные типы разреза (см.рис.2,Д; 3,Г) распространены в Уланском хребте, восточном Джангджире, западном Борколдое, массиве пика Данкова, в хр.Кок–кия и горах Коджеге. При значительном разнообразии мощностей разрезов и отдельных их членов характерно присутствие следующих элементов:

1) толща граптолитовых сланцев и песчаников. Нигде не имеет полного разреза, в отдельных выходах известны горизонты от среднего лландовери (хр. Акбайтал, район пика Данкова) до лудлова (горы Коджеге - р. Когарт);

2) нижняя известняковая серия (уланский тип разреза). Охватывает слои от исфаринского горизонта S_2 до эйфеля. Начинается известково-сланцевым переслаиванием, выше следуют преимущественно массивные известняки. Мощность местами более 1000 м;

3) толща базальтовых порфиритов, лавобрекчий, туфов, кремней и известняков с фауной эйфельского и живетского ярусов, мощностью до 600 м. В некоторых участках Уланского хребта ее подошва может быть древнее, вплоть до верхнего силура, причем нижняя известняковая серия здесь обычно отсутствует (замещается эффузивами?), а общая мощность эффузивной толщи достигает 1000 м;

4) верхняя известняковая серия. Начинается амфиоровыми известняками с прослоями доломитов, живетского-франского ярусов. Выше следуют известняки нижнего карбона и башкирского яруса, вплоть до слоев с *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) и *Choristites ex gr. bisulcatiformis Semich.* По составу эти породы близки к одновозрастным борколдойским известнякам, но в разных разрезах имеют разную мощность - от 1500 м в хр. Кок-кия до десятков метров в районе рек Акбайтал и Кенсу в Джангджирском хребте;

5) небольшая, редко более 200 м, пачка конгломератов и песчаников, аналогичная подобным слоям в других известняковых разрезах, но скорее более древняя: нижнемосковские фузулины в этих разрезах не обнаружены. Выше лежащие эффузивно-кремнистые толщи имеют силурийско-девонский возраст и представляют собой самостоятельный тип разрезов среднего палеозоя, надвинутый на массивы уланского типа. К западу от Таласо-Ферганского разлома аналогом Уланского типа разрезов является Баубашатинский эффузивно-карбонатный разрез [I4].

Кремнисто-сланцевые (сокращенные) разрезы внешней части эвгеосинклинальной зоны. Разрезы группы характеризуются относительно малыми мощностями отложений среднего палеозоя, особенно девона - нижнего карбона, которые часто представлены кремнистыми фациями (яшмы, радиоляриты, глинисто-кремнистые сланцы), с прослойками и пачками известняков и основных вулканических пород. В пределах Атбаша-Кокшаальского региона их впервые выделил Е. В. Христов [II], видевший в них свидетельство существования в среднем палеозое глубоководных некомпенсированных прогибов.

А к с а й с к и й тип разреза (рис. 2, Г) широко распространен в верховьях р. Аксай-западный, между известняковыми массивами гор Сарыбелес и Кок-кия [II]. Разрез аксайского типа включает следующие основные части:

1) серия граптолитовых сланцев с прослоями песчаников и глинистых известняков; во вскрытой части имеет стратиграфический объем от зоны *Stomatograptus grandis* верхов лландовери до аналогов исфаринского горизонта (пржидолий) с *Colonograptus aff. bugensis Yill., C. cf. princeps Abdus.* Мощность серии 400-500 м;

2) серия кремнистых сланцев, мощностью до 600 м (местами до 1000 м); включает лавовые покровы базальтовых порфиритов и прослои песчаников и известняков. Стратиграфический объем определяется находками тентакулитов и брахиопод кунжакского горизонта D_1 (*Turkestanella ex gr. acuaria Richt., Samarotoechia ex gr. famula Barr.* и др.) в основании разреза и фораминифер верх-

него виле - ннзов башкнрскоро яруса в кровле, где прослежнвается пачка или прослой тонкослоистых пелитоморфных и детритовых известняков, а иногда известняковых конгломератов. Разрез непрерывен, однако не все его части охарактеризованы фаунистически.

В тектонических чешуях между Сарыбелесом и Кок-кия с юга на север можно проследить изменения в составе этой серии. У пер.Сарыбелес она включает известняковую пачку с ниже- и среднедевонскими кораллами и тентакулитами *Styliolina nucleata* Кагр., *Homostenus* sp. и др., севернее разрез становится сплошь кремневым (р.Сумсары - р.Сазду), а на южных склонах хр.Кок-кия преобладающую роль играют уже базальтовые порфириды, которые типичны для среднего девона Уланских разрезов;

3) флишопидная толща с некоторым преобладанием песчаников: по данным Г.Л.Бельговского и Л.А.Эктовой, содержит прослой известняков с *Profusulinella staffellaeformis* Kir., *Aljutovella* sp., *Verella* sp., т.е. должна относиться целиком к верхней части башкирского яруса. Мощность ее редко превышает 300-400 м.

Сходный с Аксайским Карачукурский тип разреза (см.рис. 3, В) установлен в долине р.Карачукур и восточнее на южном склоне хр.Борколдой. Образующие его толщи ранее целиком включались в карачукурскую и ашлиторскую свиты верхнего силура. В его разрезе участвуют следующие подразделения:

1) белесые, иногда пестро окрашенные глинистые и известково-глинистые сланцы с линзами массивных известняков и мергелей, содержащих обильную бентосную фауну исфаринского горизонта [3]. Подошва толщ известна. Мощность превышает 1000 м;

2) тонко-слоистые темно-серые известняки, содержащие частые прослойки (иногда пачки) кремнистых и глинистых сланцев и алевролитов. В нижней части толщ присутствуют фавозитиды и брахиоподы исфаринского и кунжакского горизонтов [3]; в средней и верхней встречаются тентакулиты девона (*Novakia* sp., *Styliolina* sp. и др.). Мощность толщ очень изменчива. В долине Карачукура она достигает 600-800 м. Иногда в разрезе этой пачки преобладающие получают кремнисто-глинистые породы;

3) известняки слоистые светло-серые. В основании иногда содержат пачку глинистых сланцев, известковистых песчаников или конгломератов. В известняках довольно часто встречаются фораминиферы. Из нижней половины пачки Я.Ф.Поршняковой определены *Earlandia* sp., *Tuberitina* sp., *Toliprammina* sp., *Archaeodiscus* sp., *Eolasiodiscus* sp., *Endothyra* sp., *Tetrataxis* ex gr. *angusta* Viss. - C_{1n} - C_{2b}. В кровле пачки на правом борту Карачукура обнаружены гониатиты башкирского яруса среднего карбона - *Proshumardites* sp. и др. Мощность около 60 м;

4) толща темно-серых или темно-зеленовато-серых песчаников и сланцев. Песчаники резко преобладают, иногда содержат растительные остатки. В прослоечке известняка в 8 км западнее пер.Кубергенты из нижней части песчаников определены *Ammodiscus* sp., *Archaeodiscus* sp., *Fusulinida* и др., хотя в этой пачке обнаружены и остатки девонских растений [15].

В синформной структуре на р.Тез верхний силур Карачукурского (?) типа разрезов представлен толщей зеленых песчаников и сланцев с граптолитами, а в верхних слоях - с прослоями известняков, содержащих коралло-брахиоподовую фауну исфаринского горизонта. Вышележащая толща кремней, кремнистых

сланцев и эффузивов имеет девонский возраст: в ее подошве есть прослой с тентакулитами, а в пачке туфов и порфиритовых лав кораллы среднего девона. Мощность вулканогенно-кремнистой толщи не более 300 м, возраст ее верхних слоев неясен.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные разрезы внутренней части эвгеосинклиналиной зоны. Эти разрезы слагают ядра синформных структур - балыктинской и чакыркорумской, образуя в них серию тектонических чешуй. Наиболее низкое структурное положение при этом занимают разрезы с небольшим количеством эффузивов (Чакыркорумский и Кенсуйский). Выше располагаются существенно эффузивные и эффузивно-кремнисто-терригенные разрезы (Джангджирский I и II), а наиболее высокое структурное положение занимают терригенные толщи Балыктинского типа разрезов (балыктинской свиты).

К е н с у й с к и й тип разреза (см.рис.2,Е) выявлен Г.Д.Бельговским, Г.В.Ивановым и Л.А.Эктовой в средней части Джангджирского хребта, где слагает тонкий тектонический покров, надвинутый на уланские эффузивно-известняковые толщи. На левом водоразделе р.Кенсу-южной граптолитовые сланцы мощностью более 300 м, залегающие в основании разреза, содержат прослой песчаников, редко кремней и вулканических пород; они относятся к верхнему силуру (лудлов и прждолий). Их перекрывает тонкая, до 80 м, пачка кремней, увенчанная известняковым горизонтом. В известняках найдены двустворки и гониатиты верхнего визе (*Entogonites* sp., *Prolescanites* sp.). Кроме структурной позиции, Кенсуйский разрез отличается от близкого Аксайского сокращенной мощностью отложений D-C₁ и, вероятно, отсутствием в его составе башкирского яруса.

Восточнее, в Борколдойском хребте, аналогичную позицию в тектоническом покрове (на мощных известняковых толщах) занимает средний палеозой Чакыркорумского типа (см.рис.3,Д). В основании его залегают сланцево-эффузивная толща с граптолитами лудлова-прждолия мощностью до 700-800 м. Выше следуют песчаники и алевролиты с прослоями эффузивов, кремнистых сланцев и известняков, в основании также с граптолитами *Monograptus* aff. *hercynicus* *Reper* и др. и конодонтами, выше с радиолариями. Мощность этой толщи 500-600 м.

Выше по разрезу следует толща существенно сланцевая с прослоями известняков и кремней, реже туфов. На нее налегают известняки с фораминиферами нижнего карбона (правый водораздел Кара-тора).

Д ж а н г д ж и р с к и й I тип разреза (см.рис.2,Ж) изучен на южном склоне Джангджирского хребта в его западной части. Его отличиями от других разрезов, содержащих эффузивы, являются более широкий возрастной объем и более контрастный состав вулканических толщ. Нижнюю часть стратиграфической колонки составляет здесь песчано-сланцево-кремнистая толща видимой мощностью до 300 м. Находки граптолитов указывают на верхнесилурийский возраст, включая прждолий (р.Южн.Балыкты). Вулканическая серия залегают на этих сланцах согласно. Она имеет следующий разрез:

- 1) базальтовые порфириты, редко лавобрекчии и кремни - 300 м;
- 2) лавы, туфо-лавы и туфы липаритовых порфиров, реже базальтовых порфиритов. В толщах известняковых брекчии найдены кораллы верхов нижнего девона - *Microalveolites minimus* *Lel.* и др. 200 м;

3) лавы базальтовых порфиритов (часто шаровые, агломератовые), меньше туфы и вулканомиктовые обломочные породы, с линзами и горизонтами известняков, содержащих коралловый комплекс эйфеля (в узком смысле): *Pachyfavosites ex gr. polymorphus* (Goldf.), *Thamnopora nicholsoni* Frech, *Alveolites cf. taenioformis* Schlüt., *Calliopora ex gr. chaetetoides* Lec. и др. - 150 м;

4) кремнистые сланцы, редко базальтовые лавобрекчии - 100 м;

5) базальтовые лавобрекчии, редко туфы и кремни - 380 м.

Общая мощность серии более 1100 м. Выше согласно залегает толща кремней с известняковым горизонтом в кровле. Мощность ее не более 200 м, возраст - по остаткам фораминифер и гониатитов - не выходит за пределы верхнего визе - серпуховского яруса. Кровлю разреза образуют алевролиты с песчано-гравийными прослоями и затем полимиктовые конглобрекчии, не охарактеризованные фаунистически (до 200 м).

Известен вариант того же разреза (р. Юж. Балыкты) с сильно сокращенной мощностью девонских эффузивов - не более 50 м - и с турнейскими фораминиферами в вышележащей известняково-кремнистой толще.

Севернее, в тектонических чешуях, которые занимают более высокое положение в структуре Джангджирской синформы, изучен другой разрез - Д ж а н г д ж и р с к и й II (см. рис. 2, 3). Он отличается меньшим количеством лавовых излияний и преобладанием обломочных или вулканогенно-обломочных, а также кремнистых пород. В основании разреза залегает песчано-сланцевая толща с линзами известняков, которая в разобренных пунктах и на разных стратиграфических уровнях датирована находками кораллов венлокалудлова (*Subalveolites dubius* Kim, *Catenipora aff. panga* Klaam., *Nalysites sp.*, *Propora conferta* M.E. et H.) и лудловскими граптолитами (*Colonograptus aff. aduncus* Teller и др.). Отмечены также кремнистые сланцы, андезитовые порфириты и туфы. Мощность этой части стратиграфической колонки 500-600 м.

Верхам силура (пржидоллий) и девону соответствуют андезитовые порфириты и туфы, которые вверх по разрезу и, вероятно, по простиранию сменяются пестро-окрашенными кремнистыми сланцами, глинистыми сланцами и вулканомиктовыми песчаниками. Сделанные в редких известняковых линзах немногочисленные находки кораллов не моложе верхов нижнего девона. Мощность до 1000 м.

К нижнему карбону в этом разрезе относится 100-метровая пачка вулканомиктовых конгломератов с фораминиферами в редких прослоях и обломках известняков, описанная в кровле разреза на р. Сев. Балыкты М.М. Пуркиным и др.

Средний палеозой в Джангджирском II разрезе местами подвержен заметному метаморфизму.

На северо-западе на эффузивно-терригенные толщи Джангджира налегает сланцево-песчаная толща общей мощностью до 2500 м, известная под названием балыктинской свиты. Достоверных данных о возрасте этих пород не имеется, если не считать единственной и пока не подтвержденной находки растений нижнего-среднего девона (?) в ее нижних горизонтах (сообщение Г.Л. Бельговского). Балыктинская свита в низах имеет флишоидный облик и состоит из полимиктовых, местами существенно кварцевых песчаников, ритмично чередующихся со сланцами и слабо метаморфизованных. В верхней - по крайней мере структурно верхней - части разреза находятся эпидот-хлорит-серицитовые сланцы и серицитизированные и хлоритизированные голубоватые песчаники. Мы склонны рассматривать эту последовательность как особый, Б а л ы к т и н -

с к и й тип разреза. Балыктинская свита близка к зеленосланцевым толщам южного склона Атбашинского хребта и к зеленым сланцам Южной и Восточной Ферганы, которые последнее время чаще рассматриваются как протерозойские.

В целом последовательность расположения типов разрезов в структуре центральной части Атбаш-Кокшаальской горной системы близка к последовательности, наблюдаемой в Алайском, Туркестанском и Ферганском хребтах к западу от Таласо-Ферганского разлома.

Наиболее низкое структурное положение здесь занимают миогеосинклинальные образования Кокшаальского типа разрезов, весьма сходные, как уже говорилось, с породами Яссиянского типа разрезов Ферганского хребта.

На миогеосинклинальные образования надвинуты, что отчетливо зафиксировано в верховье р. Узенгегуш (р. Турасу), разрезы внешней части эвгеосинклинальной зоны, образующие три-четыре чешуи. Каждая чешуя сложена, как правило, разрезом, отличным от слагающего соседние чешуи. Зоны надвигов фиксируются по милонитизации и брекчированию пород. Они чаще всего субсогласны с подстилающими их наиболее молодыми, обычно среднекаменноугольными, образованиями нижнего покрова, реже - с надвинутыми породами. Надвигание сокращенных разрезов (Аксайского типа) на внешние известняки хорошо видно на северном склоне г. Сарыбелес, а надвигание внутренних известняковых разрезов (Уланского типа) на подстилающие их сокращенные прекрасно видно в верховьях р. Карачукур и в верхних левых притоках Човузенгегуша, где терригенные толщи, в том числе и среднекаменноугольные, обнажаются в тектонических окнах среди девонских известняков. Амплитуда надвигания разрезов внешней части эвгеосинклинальной зоны на миогеосинклиналь достигает первых десятков километров.

Надвигание разрезов внутренней части эвгеосинклинальной зоны прекрасно фиксируется по залеганию эффузивно-терригенных толщ силура-девона на каменноугольных известняках или на перекрывающей их местами очень небольшой флишовой пачке. Надвинутые толщи местами образуют экзотические массивы в мульдах синформ Бозой, Чакыркорум, Тез, Джангджир, удаленные на десятки километров от возможной корневой зоны. По их положению величина надвигания должна быть оценена не менее чем в 25-30 км.

В наиболее обобщенном виде геологическое строение Атбаш-Кокшаальского района можно представить в виде гигантской моноклинали, состоящей из серии надвинутых друг на друга с северо-запада и осложненных чешуями покровов. Моноклинали сильно нарушена посленадвиговыми складчатыми и разрывными деформациями различного типа, среди которых наибольшее значение имеют субширотные крупные складки, проходящие под острым углом к простиранию моноклинали и создающие поэтому погружающиеся к западу синформы (Акташ, Тез, Джангджир, Бозой) и антиформы.

В серии покровов, отличающихся формационным типом отложений собственно геосинклинального комплекса, наиболее высокое структурное положение занимают метаморфизованные зеленосланцевые толщи Атбашинского и Балыктинского типа, ниже последовательно залегают вулканогенно-осадочные толщи Джангджирского (Чакыркорумского), Кенсуйского, Уланского (Коккиинского), Карачукурского (Аксайского), Сарыбелесского (Борколдойского) и Ортосуйского типов. Наиболее низкое структурное положение занимают терригенные (миогеосинклинальные) толщи Кокшаальского типа. Правильность указанного чере-

дования покровов нарушается выклиниванием некоторых из них по простиранию (Кенсуйский, Ортосуйский) и резким выдвиганием к югу карбонатных толщ Уланского типа в районе пика Данкова, где этот покров налегает прямо на терригенные толщи Кокшаала. Последующие разрывные продольные и диагональные дислокации осложняют, но не нарушают принципиально указанных общих черт строения района.

Ясно выраженное движение поверхностных масс на Таримскую платформу, закономерная смена эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных образований, надвигание первых на вторые, присутствие офиолитов в верхних покровах и ряд других признаков позволяют считать герциниды Южного Тянь-Шаня складчатой областью, близкой по строению и истории развития к областям альпийского типа.

У к а з а т е л ь л и т е р а т у р ы

1. Д о в ж и к о в А.Е., И в а н о в Г.В. Эффузивно-терригенные отложения среднего девона в системе хребтов Кок-Шаала. - Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 8, с.3-8.
2. Б р е ж н е в В.Д., Д о в ж и к о в А.Е., И в а н о в Г.В. Палеозойские отложения системы хребтов Кок-Шаала. - Труды ВСЕГЕИ, нов.сер. Л., 1970, т.168, с.200-224.
3. В о л к о в а А.А., Ч е р н о в а И.А. К стратиграфии верхнесилурийских и девонских отложений северных отрогов Кок-Шаальского хребта. - Изв. АН Кирг.ССР, 1961, т.3, вып.4, с.37-49.
4. П о я р к о в Б.В. Стратиграфия и фораминиферы девонских отложений Тянь-Шаня. Фрунзе, 1969. 162 с.
5. П у р к и н М.М., П о я р к о в Б.В., Р о ж а н е ц В.М. Стратиграфия и новые виды фораминифер турнейских отложений хр.Борколдой (Тянь-Шань). - Изв. АН Кирг.ССР, 1961, т.3, вып.4, с.15-36.
6. Б е л ь г о в с к и й Г.Л., Э к т о в а Л.А. Терригенные отложения позднего девона западной части хребта Кок-Шаала (Тянь-Шань). - Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1961, № 46, с.59-66.
7. Г е о л о г и я СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. М., 1972. 279 с.
8. Д о в ж и к о в А.Е. Основные черты геологического строения средней части системы хребтов Кок-Шаала. - Материалы ВСЕГЕИ, нов.сер., 1956, вып.10, с.5-14.
9. Д о в ж и к о в А.Е., З у б ц о в Е.И., А р г у т и н а Т.А. и др. Тянь-Шаньская складчатая система. - В кн.: Геологическое строение СССР, т. II. М., 1968. 534 с.
10. К о р о л е в В.Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных районов. - Изв. Кирг. фил. Всесоюз. геогр. о-ва, 1961, вып.3, с.81-102.
11. Х р и с т о в Е.В. Некомпенсированные прогибы Кок-Шаала. - В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, 1970, с.97-112.
12. К н а у ф В.И. Тектоническое районирование Северной Киргизии. - Геотектоника, 1966, № 5, с.48-57.
13. С и н и ц ы н В.М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., 1957. 242 с.

14. Довжиков А.Е., Брежнев В.Д., Комарова М.З. Силурийские отложения Ферганского и Атбашинского хребтов. - Труды Упр. геол. и охр.недр при СМ Кирг.ССР. М., 1960, вып. I, с.26-32.
15. Брежнев В.Д. Раннегеосинклинальные формации и стадии развития Джангджирской зоны герцинид Южного Тянь-Шаня. - Труды ВСЕГЕИ, нов.сер. Л., 1976, т.224, с.88-105.

УДК 551.24+551.734 (235.216)

Ю.С.Биска

О ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ И СТРУКТУРНОЙ ПОЗИЦИИ НЕКОТОРЫХ ИЗВЕСТНЯКОВЫХ РАЗРЕЗОВ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Массивы светлых, преимущественно органогенных известняков среднего палеозоя являются типичным элементом геологического ландшафта Южного Тянь-Шаня. В одних случаях они образованы непрерывной известняковой серией, включающей отложения от верхнего силура или нижнего девона до среднего карбона, в других - прерываются внутрiformационными размывами либо включают также пакки более слоистых глинистых, кремнистых известняков, а иногда вулканогенные породы. В целом, однако, области накопления чистых рифогенных известняков существовали длительно и образуют особый тип разреза среднего палеозоя с общей мощностью до 2-4 тыс.м. Его разновидностями являются ярунгузский, актурский, баубашатинский типы разреза в горном обрамлении Ферганы [1], дукдонские разрезы Зеравшано-Гиссара, разрезы гор Сары-Белес, Кок-Кия, Джангджирского хребта в Кокшаальском регионе и др.

В современной структуре известняковые плиты почти повсеместно ограничены разрывными смещениями, нередко они занимают круто-наклонное положение, так что первоначальные контуры области (или областей?) распространения рифогенных осадков восстановить не удастся. Поэтому особого внимания заслуживают случаи выклинивания известняков по простиранию, с переходом к иному составу отложений среднего палеозоя.

Рассмотрим некоторые примеры.

Известняковый массив Сары-Белес находится в западной части Кокшаальского сектора Южного Тянь-Шаня, близ границы его эв- и миогеосинклинальной зон (рис.1). Стратиграфический разрез массива ранее изучался по ущелью Кельсу и западнее [2, 3, 4]. Он является непрерывным и содержит почти сплошные чистые известняки общей мощностью до 2600-3000 м, образовавшиеся в интервале времени от лудлова или позднего венлока до начала московского века среднего карбона.^X До 1000 м мощности приходится на отложения силура, нижнего и низов среднего девона.

Массив представляет собой моноклираль с северным падением пластов, которая нарушена продольными взбросами и более поздним диагональным сдвигом. Моноклираль надвинута к югу на отложения того же возраста (S_2-C_2), но с

^X Колонка полного разреза Сары-Белеса приведена в другой статье наст. сб. (с. 92, рис. 2, В)

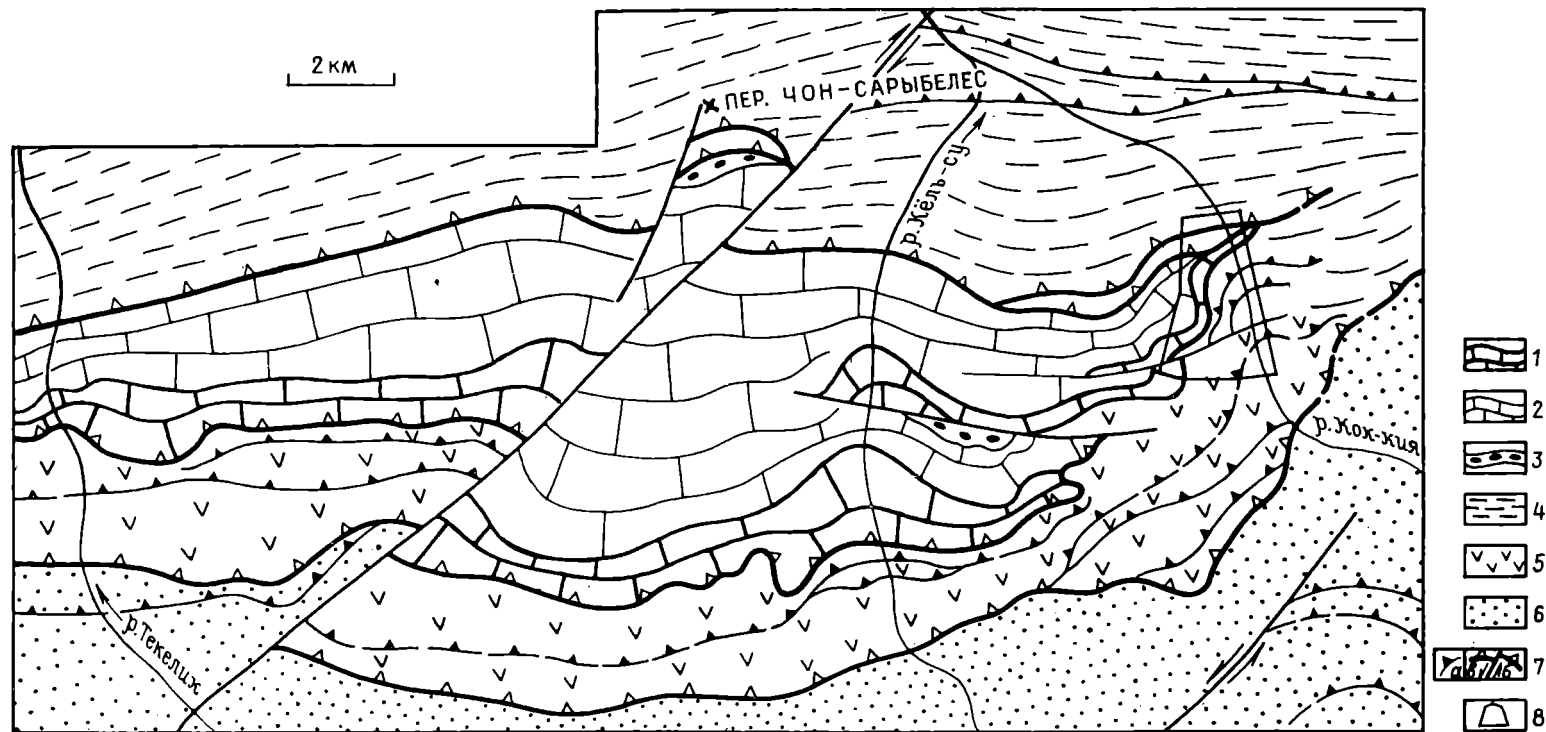


Рис.1. Схема геологического строения известнякового массива Сары-Белес (с использованием материалов Г.В.Иванова, Е.В.Христова и др.).
 1-5 - эвгеосинклиальная зона: 1, 2 - известняковая толща ($S-D_2e_1$, 2 - $D_2g\gamma-C_2m_1$), 3 - флишодная (C_2m_1) толща;
 4 - сокращенные, в основном кремнисто-сланцевые разрезы ($S-C_2b$), 5 - существенно вулканогенные ($S-C_2m$), 6 -
 миогеосинклиальная зона, в основном песчано-сланцевые толщи ($D-C_2m$); 7 - палеозойские разрывы (для надвигов (a)
 и шарьяжей (b) показано направление наклона сместителей, для свдигов (B) - направление перемещения; 8 - участок,
 изображенный на рис.2.

преобладанием вулканогенных пород, среди которых наибольшая мощность приходится на андезиты-базальты среднего девона, а известняки встречаются в подчиненном количестве. Прямые переходы между разрезом Сары-Белеса и вулканогенным разрезом неизвестны, хотя их связь выражается параллельным выклиниванием обоих типов разреза к востоку. С севера на известняки Сары-Белеса и покрывающие их маломощные флишеидные отложения московского яруса надвинуты снова толщи среднего и низов верхнего палеозоя, особенностями которых являются малые мощности девона - нижнего карбона, преобладание в этом интервале кремнистых пород, включая радиоляриты, и редкие пласты известняков с планктонной органикой (фораминиферы, тентакулиты). Этот последний разрез обоснованно рассматривался [4] как соответствующий относительно глубокому, не компенсированному осадками прогибу.

Изучение стратиграфии периферических частей массива Сары-Белес показывает переходы между известняковым разрезом и сокращенным (лептогеосинклинальным) разрезом северного обрамления массива. Разумеется, в нынешней чешуйчато-покровной структуре такие переходы сохранились лишь фрагментарно.

На рис.2 изображено восточное окончание известняков Сары-Белеса. Известняковая моноклиналь IV здесь заметно утончается. Сохранившаяся часть разреза имеет следующий состав:

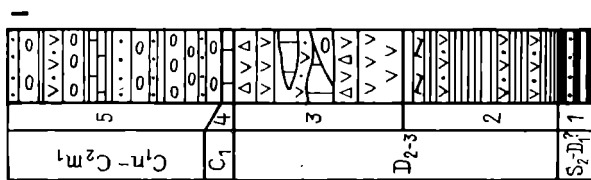
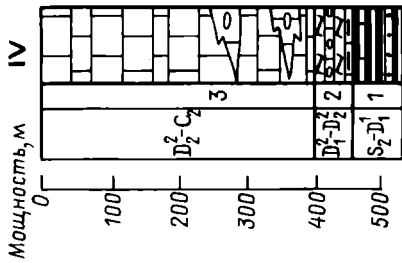
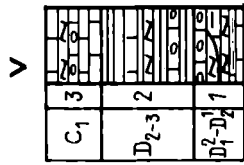
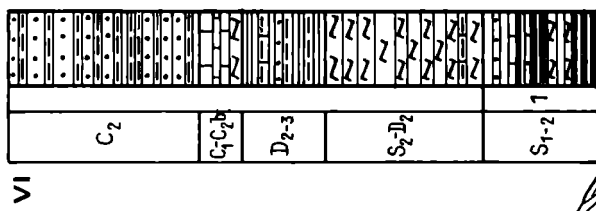
1) темные, коричневатые сланцы с прослоями песчаников, а в верхней части глинистых плитчатых известняков. В близких местонахождениях эта пачка содержит остатки граптолитов верхнего силура и нижнего девона. Мощность несколько десятков метров;

2) слоистые кремни, часто окрашенные в зеленые и красные тона. Содержат в нижней части горизонт тентакулитового известняка, из которого в разных пунктах собраны *Sogdiana schewtschenkae* Klish., *Styliolina fissurella* (Hall), *Turkestanella* aff. *crenulata* Klish., *T. ex gr. clathrata* Klish., *Alaina* cf. *dentata* Klish., а сверху прослой обломочного известняка с криноидным детритом и обломками кораллов *Coenites* cf. *piniformis* Koksh., *Dendrostella* cf. *carinata* Gor. msc. По этим находкам низы пачки относятся к верхам нижнего девона, а ее верхняя часть - к среднему девону. Пласты сильно смяты, их мощность до 50 м.

С небольшими вариациями состава пачки I,2 повторены в нижележащих тектонических чешуях (см.рис.2, II, III), общий характер разреза которых неясен из-за его неполноты;

3) "основной массив" известняков. В южной части выходов, изображенных на рис.2, он начинается слоистыми мелко-детритовыми известняками, которые согласно покрывают предыдущую пачку и выше сменяются почти массивными оолитовыми известняками. Из последних в нижней части определены водоросли *Radiosphaera ponderosa* Reitl., *Schuguria*, *Eryphyton*, среднего или верхнего девона. Более высокие слои здесь не изучались. К северу этот массив переходит в маломощную, менее 100 м, пачку таких же оолитовых известняков, с прослоями известняковых брекчий. Здесь также обнаружены средне-верхне-девонские водоросли (*Radiosphaera*) и примитивные фораминиферы *Parathuramina* aff. *elegans* Pojark.*

* Используемые здесь определения палеонтологического материала и заключения о возрасте сделали Л.А.Эктова (фораминиферы, водоросли), В.Л.Клишевич (тентакулиты), В.Б.Горянов (ругозы) и автор данной статьи (табуляты).



Таким образом, в общем восточном направлении от ущелья Кельсу к долине Кок-кия происходит замещение светлых органогенных – очевидно, мелководных – известняков нижней половины девона более глубоководной фацией кремнистых сланцев, тентакулитовых известняков или же органогенно-обломочных известняков: прослой последних скорее всего отвечают эпизодам катастрофического размыва рифа вследствие ураганов, землетрясений и т.п. Мелководные, водорослевые известняки верхней половины девона занимали большую площадь по сравнению с нижедевонскими, но и они в долине Кок-кия теряют мощность, замещаясь обломочной фацией рифового подножия.

Дальнейшее изменение разреза, к сожалению, нельзя проследить непосредственно по простиранию. Фрагменты "переходных" разрезов сохранились лишь в виде небольших тектонических чешуй, занимающих паравтохтонное положение по отношению к известнякам Сары-Белеса. Наиболее полный разрез обнаружен в том же левом борту долины Кок-кия (см.рис.2, колонка У) и имеет следующий состав:

1) слоистые, плитняковые известняки с кремневыми прослоями, в основном криноидно-детритового сложения, но встречаются и тентакулитовые разновидности с *Turkestanella* ex gr. *acuaria* (Richt.), *T.crenulata* Klish. и др. Обнаружены также кораллы, включая *Favosites stellaris* Tchern., *Trachypora* sp., *Coenites* sp. В совокупности эти данные позволяют отнести пачку к верхам нижнего и низам среднего девона – 60–70 м;

2) зеленоватые или красноватые глинистые, кремнистые сланцы, кремни обнажены плохо. Среди них есть прослой и горизонты обломочно-оолитовых известняков с фораминиферами и водорослями: *Parathuramina cordata* Pron., *Orientina?* sp., *Radiosphaera ponderosa* Reitl. Изредка встречаются кораллы – *Chaetetes* cf. *rotundus* Lec. Пачка относится к среднему и верхнему девону, мощность ее до 100–150 м;

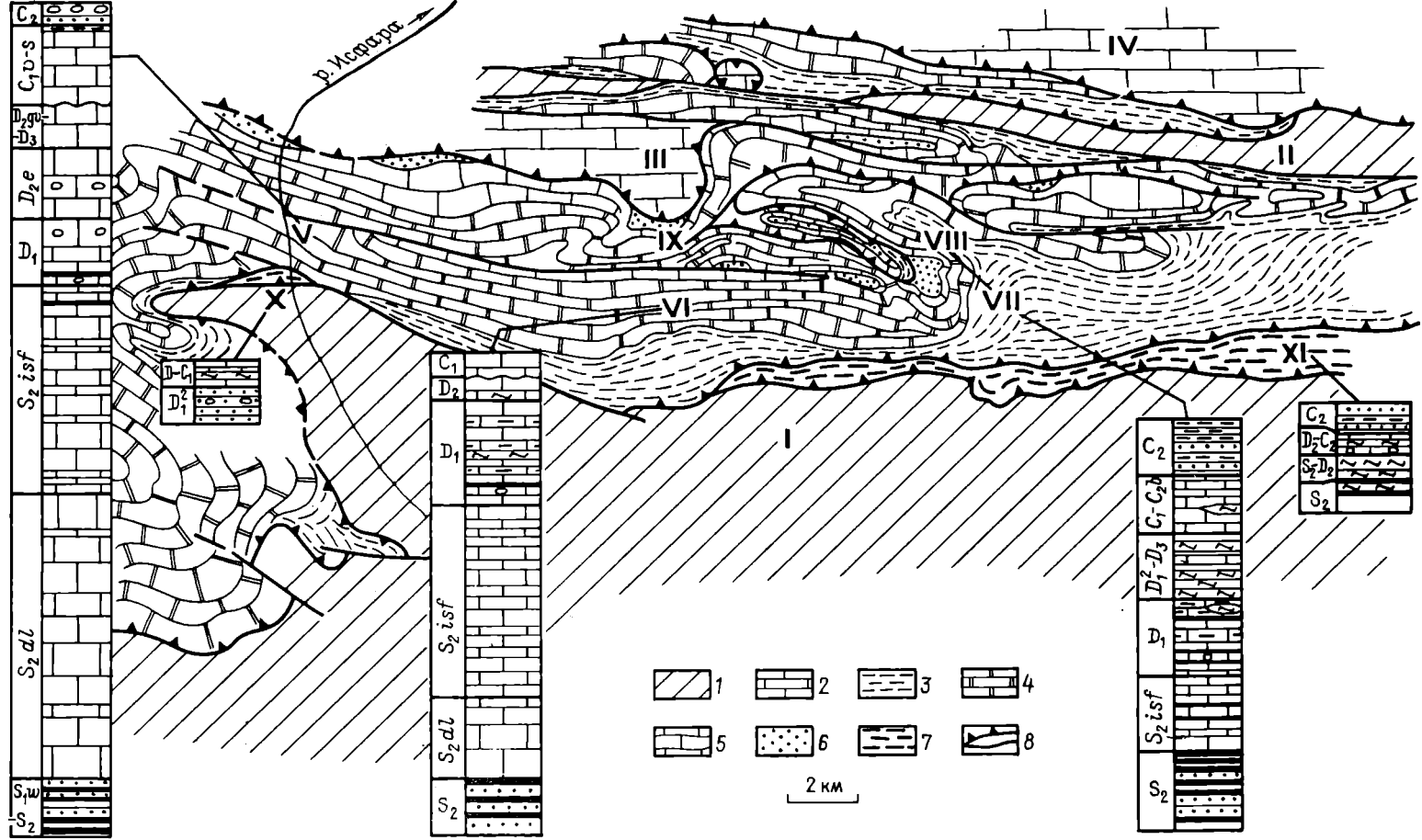
3) слоистые, реже массивные известняки с прослоями до 1–2 м мощностью кремней или кремнистых сланцев. В нижней части найдены лишь редкие фораминиферы нижнего карбона (*Plectoguta* sp.), в средней и верхней известняки часто органогенно-обломочные, с кораллами, брахиоподами и большим комплексом фораминифер верхней части виле, включая *Planarchaediscus spirilinooides* Raus., *Asteroarchaediscus* sp. и др. – 80 м.

Нетрудно видеть, что нижняя часть этого разреза повторяет разновозрастные слои в тектонической чешуе IV, тогда как верхняя (D_2-C_1) отражает дальнейший переход от мощных мелководных известняков к более глубоководным фациям и малым мощностям.

Другой фрагмент того же или очень близкого разреза обнаружен в аналогичной структурной позиции на северном склоне массива, южнее перевала Чон-Сарыбелес (см.рис.1). В нем представлены лишь девонские отложения, которые по составу, мощностям и органическим остаткам весьма близки к показанным на колонке У рис.2. Пачке 2 у перевала Сарыбелес соответствует кремнисто-

Рис.2. Восточное окончание известняков Сары-Белеса (по фотографии).

1 – алевролиты, песчаники, конгломераты; 2 – сланцы: а – темные битуминозные, б – пестро-окрашенные; 3 – известняки: а – тентакулитовые, часто глинистые, б – обломочные и органогенно-обломочные; 4 – андезиты-базальты и их лавобрекчии; 5 – туфы, туфопесчаники; 6 – кремнистые сланцы; I-VI – чешуи, разграниченные надвиговыми поверхностями (утолщенные линии). Пачки в пределах тектонических чешуй обозначены в тексте, на рисунке и в колонках одними номерами.



сланцевая пачка, содержащая прослой известняков с тентакулитами *Homotenus* sp., что подтверждает ее отнесение к живетскому ярусу или верхнему девону.

Более высокое положение в современной структуре Сары-Белеса (см. рис. 2, колонка VI) занимают уже тектонические пластины с относительно маломощным девонем известняково-кремнистого состава; фация органогенно-обломочных массивных известняков здесь отсутствует.

Таким образом, легче всего представить себе, что первоначальная палеогеографическая последовательность в нашем примере состояла - с юга на север - из вулканической цепи, в основном подводной, связанного с нею рифового массива и расположенного севернее участка открытого моря с большими глубинами. Современная тектоническая структура образована в конце палеозоя, причем первым событием было надвигание, а, вероятно, и значительное шарьирование палеозойских толщ в общем южном направлении. Наличие переходных разрезов не дает прямых указаний на горизонтальную амплитуду тектонических перекрытий. Несомненно лишь, что современная ширина выходов как вулканогенного разреза южной окраины Сары-Белеса (всего 2-3 км), так и известнякового разреза (до 6-7 км) значительно меньше первичной ширины соответствующих зон седиментации. Весьма вероятно также, что переход от вулканической цепи к рифу и от него к открытому морю мог быть более постепенным по сравнению с тем "скачком" в стратиграфическом разрезе, который наблюдается при сравнении двух крыльев надвигов.

Известняковый массив Сарыташ расположен в южно-ферганской части герцинского Тянь-Шаня, на правом берегу р. Исфара. Среднепалеозойские известняки, слагающие гряду, являются частью тектонического покрова, шарьированного к югу и перекрывающего известняково-доломитовый разрез гор Ахунтау-Алтын-Бешик (рис. 3, I): последний типичен здесь для миегеосинклинали зоны и включает карбонатные отложения среднего девона - среднего карбона мощностью до 2,5-3 тыс. м. Он вскрывается снова в тектоническом окне гряды Тешикташ-Караташ (рис. 3, II). В свою очередь, с севера известняки Сарыташа тектонически перекрыты доломито-известняковыми толщами гор Тике (рис. 3, III) и Аксагыл (рис. 3, IV) с суммарной мощностью отложений D_2 и C_1 около 2 тыс. м, а на них надвинуты вулканогенные толщи эвгеосинклинали, широко представленные в районе пос. Баткен.

Сам Сарыташский покров состоит из I-2 тектонических пластин и нарушен, вместе с остальными покровными пластинами района, более поздними субширотными сдвигами и взбросами.

Стратиграфический разрез Сарыташского покрова значительно меняется по простиранию. Он хорошо известен в пересечении по р. Исфара, в Маччайском

Рис. 3. Схема строения палеозойских толщ части правобережья р. Исфара (с использованием материалов Л. Н. Кугуракова и В. И. Котельникова).
1 - известняково-доломитовый разрез (алайский тип [I]); 2 - доломито-известняковый разрез (катранбашиевский тип); 3-6 - известняковые и переходные к сокращенным разрезам: 3 - песчаники и сланцы (S_{1-2}), 4 - известняки, местами сланцы и кремнистые сланцы (S_2-D_2), 5 - известняки (C_1-C_2), 6 - флиш местами с олистостромами (C_2); 7 - сокращенные разрезы ($S-C_2$) - лептогеосинклинали, или чаувайский тип разреза [I]; 8 - основные разрезы: шарьяки отмечены зубчиками, обращенными в сторону аллохтона. I-X - участки, упомянутые в тексте. Состав отложений в колонках показан теми же обозначениями, что на рис. 2.

ущелье (рис.3,У), где представлен в основном чистыми рифогенными, оолитовыми и реже глинистыми известняками, с редкими прослоями глинистых сланцев в верхах силура и низах девона (стратотипы исфаринского и кунжакского горизонтов). Общая мощность известняков $S_2-C_2 B$ превышает 2000 м. Она еще увеличивается к западу, на р.Андыген, в поднятиях Чемандык и Тохтабуз; в восточном же направлении колонка среднепалеозойских известняков сокращается, особенно за счет верхнесилурийской и средне-верхнедевонской частей (рис.3,УI). В районе восточного окончания гряды Сарыташ, у горы Кык (рис.3,УII) и у родника Талбулак (рис.3,УIII) происходят дальнейшие изменения разреза:

1) выклинивание большей части известняков верхнего силура, особенно массивных рифогенных дальнянских известняков с банками *Conchidium*, причем соответствующие по возрасту слои представлены здесь в песчано-сланцевой фации с граптолитами;

2) частичное замещение известняков с бентосной органикой S_2-D_1 граптолитовыми сланцами, тентакулитовыми известняками и кремнистыми породами;

3) замещение чистых известняков среднего и возможно верхнего девона кремнистыми и пестро-окрашенными глинистыми сланцами (их возраст обоснован находками примитивных фораминифер *Archaeosphaera*, *Bisphaera*, *Parathuramina* и др. в известняковых прослоях);

4) сокращение мощности известняков нижнего карбона.

Подобный же переход по простиранию зафиксирован на северном склоне гряды в направлении урочища Кип (рис.3,IX).

Таким образом, в гряде Сарыташ также наблюдается постепенное замещение существенно рифогенных известняков разрезом лептогеосинклинального типа. Переход не прослежен до конца ввиду отсутствия полных разрезов среднего палеозоя восточнее по простиранию, в районе Раватджакуб - р.Карабулак. Еще более сокращенный по мощности, хотя скорее всего непрерывный известково-сланцево-кремнистый разрез среднего палеозоя установлен южнее, в отдельных тектонических чешуях (фрагменты покрова?) на Исфаре (рис.3,X) и по р.Каракол (рис.3,XI). Местное появление здесь нижнедевонских терригенных пород (колонка X) сближает эти чешуи уже с автохтонным известняковым разрезом [I].

Приведенные два примера не исчерпывают случаев прямой пространственной связи рифогенного известнякового разреза с разрезами иного состава. Так, в северной части Баубашатинского массива северо-восточной Ферганы автору приходилось наблюдать переход от известняков $D_2 qv-C_1$ по простиранию к маломощным глинисто-карбонатным и обломочным породам [5]. В этом же районе наблюдаются замещения органогенно-оолитовых известняков живетского яруса андезитобазальтовыми толщами, с расклиниванием известняков лавовыми покровами.

Проблема "переходных разрезов" тесно связана с дискуссией о тектонических покровах Южного Тянь-Шаня. В настоящее время крайне фиксистскими можно считать те представления [6, 7 и др.], согласно которым герцинские тектонические покровы возникли здесь изолированно, при особых обстоятельствах и не превышают по амплитуде 10-15 км. Как современным, так и более ранним моделям такого рода не достает актуальности и палеогеографической убедительности: они не в состоянии объяснить, каким образом сложилась наблюдаемая картина чередования узких полос (моноклиналей, тектонических

чешуй или "блоков") с крайне резкими стратиграфическими различиями. Распространенное представление о многочисленных "краевых разломах", длительно разделявших эти структуры, не спасает дела. Древние разломы, выраженные ступенями палеорельефа, не могли быть непреодолимыми преградами для распространения осадков, и при отсутствии последующих горизонтальных смещений взаимопереходы между разнофациальными разрезами наблюдались бы повсеместно.

С другой стороны, мобилистские построения способны гораздо проще, а потому и убедительнее изобразить седиментационную зональность в палеозойском бассейне Южного Тянь-Шаня. В предельном случае [8 и др.] этот бассейн представляется в виде одной впадины с океанической корой, заключенной между шельфами двух континентов. При этом заключают, что наблюдаемое сложное расположение карбонатных (шельфовых, миогеосинклинальных) и кремнистых либо вулканогенных (глубоководных, эвгеосинклинальных) фаций среднего палеозоя является следствием горизонтальных, в первую очередь шарьяжных, перемещений и что амплитуда покровов достигала не менее чем многих десятков километров. Эта вторая модель основывается на вполне достоверных и многочисленных данных о покровных структурах палеозойского Южного Тянь-Шаня. Однако в крайнем варианте она не обходится без произвольного толкования амплитуд и последовательности движения шарьяжей: приходится допускать, в частности, вторичное надвигание автохтонных толщ на аллохтонные, и т.д. Мы видим, что простота палеогеографической картины часто недостижима без усложнения гипотезы о механизме покровных перемещений.

Отсутствие фациальных переходов между разнотипными разрезами остается для Южного Тянь-Шаня правилом и аргументом в пользу широкого развития герцинских надвигов и сдвигов. Наличие таких переходов является исключением, которое в ряде случаев заставляет геолога выбирать более "умеренный" вариант мобилистских построений, с перекрытиями в километры или первые десятки километров, главным образом на границах соседних седиментационных зон. В таком варианте рифогенные известняковые массивы, подобные Сары-Белесу, и связанные с ними лептогеосинклинальные, глубоководные зоны должны были иметь изначально разорванные контуры и располагаться как в мио-, так и в эвгеосинклинальной области герцинид.

У к а з а т е л ь л и т е р а т у р ы

1. П о р ш н я к о в Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., 1973. 207 с.
2. В о л к о в а А.А., Ч е р н о в а И.А. К стратиграфии верхнесилурийских и девонских отложений северных отрогов Кок-Шаальского хребта. - Изв. АН Кирг.ССР, 1961, т.3, вып.4, с.37-49.
3. П о я р к о в Б.В. Стратиграфия и фораминиферы девонских отложений Тянь-Шаня. Фрунзе, 1969. 159 с.
4. Х р и с т о в Е.В. Некомпенсированные прогибы Кок-Шаала. - В кн.: Тектоника палеозойских и допалеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, 1970, с.97-112.
5. Б и с к э Ю.С., Т а л а ш м а н о в Ю.А. Западная граница Баубашатинской зоны Южного Тянь-Шаня. - Вестн. Ленингр. ун-та, 1970, № 12, с.72-77.

6. Л я ш е н к о А.М. Основные черты среднепалеозойской истории некоторых региональных разломов юго-западной Ферганы. - В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, 1970, с.113-124.
7. Р е з в о й Д.П. Герциниды Туркестано-Алайской горной системы. - В кн.: Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. М., 1972. 279 с.
8. Б у р т м а н В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М., 1976. 151 с.

УДК 551.733+734(235.216)

В.Б.Горянов, Ю.С.Бискэ, Б.Д.Болгарь, В.Л.Клишевич,
Ю.В.Савицкий, Р.Е.Риненберг, А.В.Яговкин

НОВЫЙ ТИП РАЗРЕЗА СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЮЖНОЙ ФЕРГАНЫ

Несмотря на то, что палеозой Средней Азии изучается уже почти сто лет (если вести отсчет от работ И.В.Мушкетова и Г.В.Романовского), современное состояние стратиграфических схем оставляет желать много лучшего [1]. Основания такого положения многообразны. Не затрагивая причин, до некоторой степени "субъективных" (ничтожное количество опубликованных палеонтолого-стратиграфических монографий, практически полное отсутствие утвержденных стратотипов региональных и местных подразделений и пр.), укажем основную, с нашей точки зрения, объективную причину: исключительная изменчивость разрезов палеозоя, преимущественно среднего палеозоя, когда почти каждой отдельной структуре присуща своя стратиграфическая колонка (т.е. свой тип разреза). В этих условиях корреляционная часть региональной стратиграфической схемы постоянно остается незаполненной, каждое новое исследование (или новый уровень детальности исследований) пополняет набор местных стратотипов и в большей или меньшей мере меняет представление об объемах региональных, что, в свою очередь, ведет к новым внутрорегиональным корреляциям и т.д. Хорошей иллюстрацией сказанного является, как представляется, настоящее сообщение.

Южную Фергану следует отнести к наиболее изученной части Средней Азии (имея в виду палеозойские структуры), а в пределах Южной Ферганы особо выделяется территория междуречья Сох-Исфайрам, на которой в 40-60 гг. были сконцентрированы наиболее интенсивные исследования. Именно на основе изучения этой территории Г.С.Поршняков [2] разработал схему типизации разрезов среднего палеозоя, распространенную позднее на весь Туркестано-Алай [3]. И именно на этой территории в начале 70-х гг. при проведении съемочных работ в верховьях р.Шахмардан Б.Д.Болгарь выявил тип разреза среднего палеозоя, не укладывающийся в схему типизации, разработанную Г.С.Поршняковым. Этот тип разреза, именуемый нами шахмарданским, включает три толщи: 1) терригенные отложения (S); 2) хорошо слоистые карбонатные, терригенные и кремнистые образования (S_2-D_3); 3) известняки (D_3-C_1). Самостоятельность шахмарданского типа разрезов определяется составом средней толщи. Нижняя и верхняя толщи расчленяются на принятые для Южной Ферганы сви-

ты: нижняя на сюгетскую и пульгонскую, верхняя - на сангибальндскую и пешкаутскую. Результаты изучения средней толщи приводятся ниже.

Местные стратиграфические подразделения в разрезе средней толщи

Выделяются: круккельская свита терригенных и кремнистых пород и талбулакская серия карбонатных, терригенных и кремнистых образований.

К р у к к е л ь с к а я свита. Название происходит от сая Круккель (правобережье р.Шахимардан). Стратотип располагается в долине сая Карадаван-шахимарданский: нижние 80 м - на левом борту, основная часть - на контрфорсе правого борта, расположенном на расстоянии около 500 м выше по течению от восточного края садов пос.Хамзабад.

Строение свиты в стратотипе следующее (рис.1):

I(3).* Известняки разноплитчатые кристаллическизернистые и брекчиевидные, с прослоями сланцев и известковистых гравелитов - 30 м.

2(4).** Ритмичное чередование известняков (обломочных, запесчаненных в основании), аргиллитов и глинистых сланцев - 105 м.

3(5). Сланцы с прослоями плитчатых известняков - 23 м.

4(6). Известняки органогенные, переходящие в брекчиевидные - 8 м.

5(7). Сланцы с прослоями плитчатых мелкообломочных известняков - 15 м.

6(8). Известняки плитчатые разнозернистые и мелкообломочные, прослоенные сланцами, с пластом (2 м) кремнисто-известняковой брекчии в основании - 20 м.

7(9). Сланцы с прослоями плитчатых песчанистых известняков, известковистых песчаников и гравелитов; в кровле - пласт (2 м) конгломератовидного известняка - 38 м.

8(10). Сланцы, известковистые алевролиты и песчаники, с прослоями (в верхней части) ступчатых известняков, гравелитов, конгломератов - 65 м.

9(11). Ритмичное чередование песчаников и сланцев - 57 м.

10(12). Обломочные породы - 38 м: а) известняковые конгломераты - 4 м; б) сланцы и алевролиты - 5 м; в) песчаники и сланцы - 13 м; г) конгломерат - 1 м; д) гравелиты, песчаники, алевролиты, сланцы - 15 м.

11(13). Плитчатые разнозернистые и органогенно-обломочные известняки с прослоями алевролитов и сланцев - 62 м.

12(14). Известняки - в основании конгломератовидные, в верхней части кристаллическизернистые - 12 м.

13(15). Переслаивание песчанистых известняков, известковистых и глинистых сланцев - 34 м.

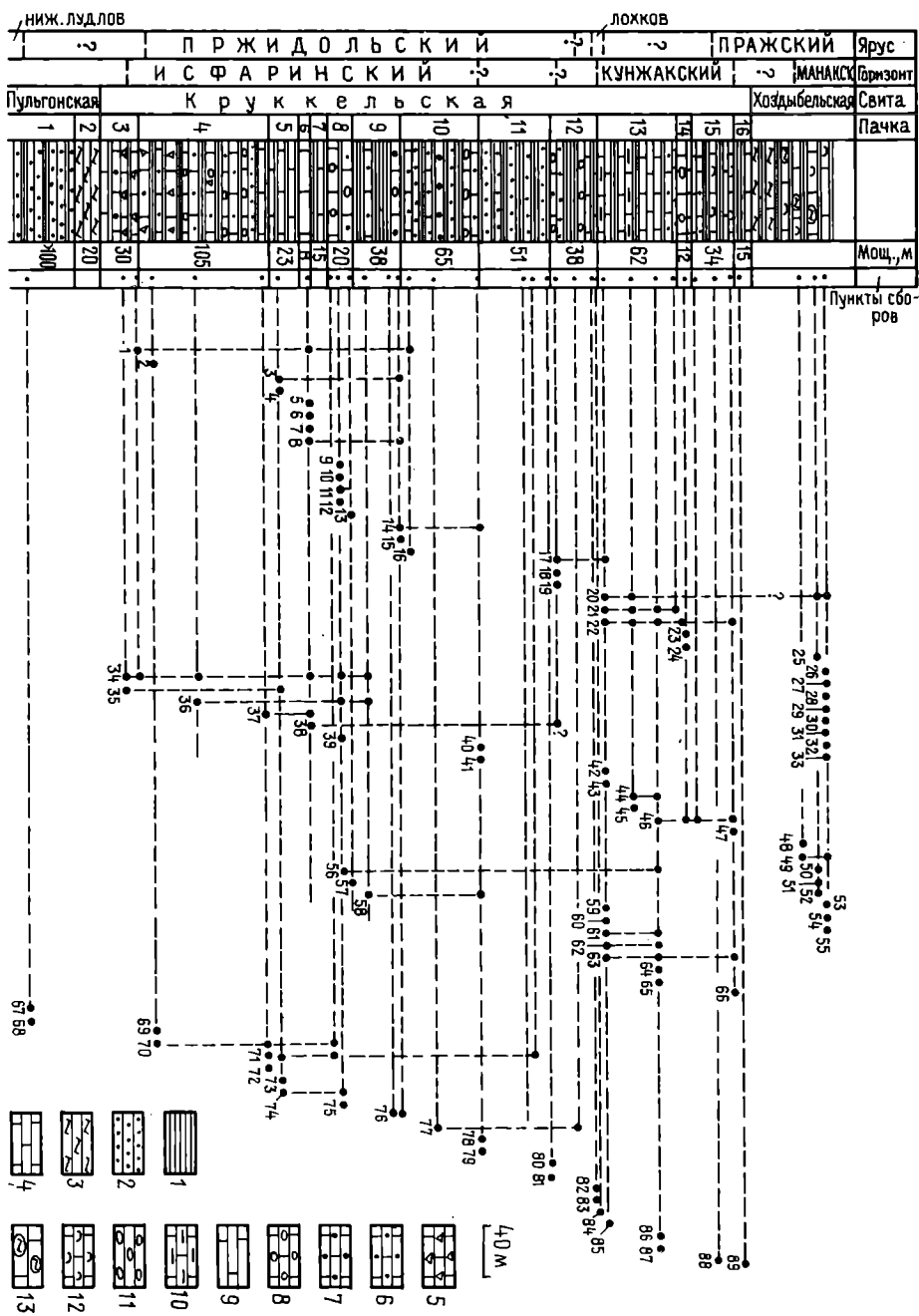
14(16). Сланцы с прослоями плитчатых известняков - 15 м. Выше залегают (внешне совершенно согласно) известняки с кремнями и глинистые сланцы хоздыбельской свиты.

В целом свита характеризуется преобладанием терригенных пород при меньшей по разрезу роли карбонатных.

Нижние 240 м (слои I-8) стратотипа отличаются примерно равным чередованием терригенных и карбонатных пород. Первые представлены преимущественно глинистыми, реже глинисто-известковистыми сланцами (до мергелей) и алевролитами, серыми различных оттенков, коричневыми или зеленоватыми. Еди-

* Здесь и далее в скобках номер слоя по разрезу.

** Средняя часть закрыта русловыми отложениями сая Карадаван.



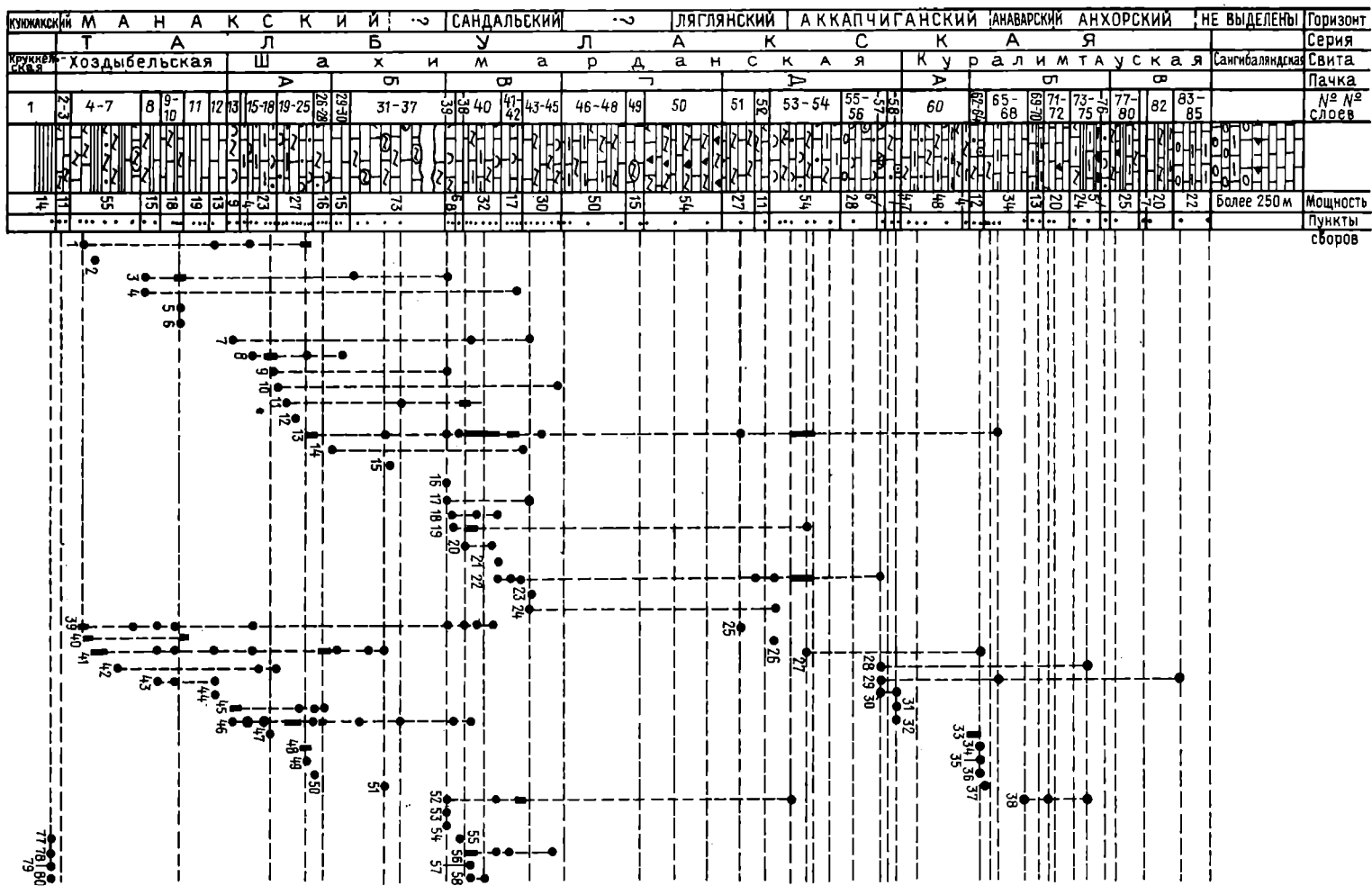
ничны тонкие прослой кремневых гравелитов и гравелитовых конгломератов. Из карбонатных пород наиболее развиты серые тонкоплитчатые скрытозернистые известняки, обычно глинистые. Редки пласты органогенных и органогенно-обломочных известняков.

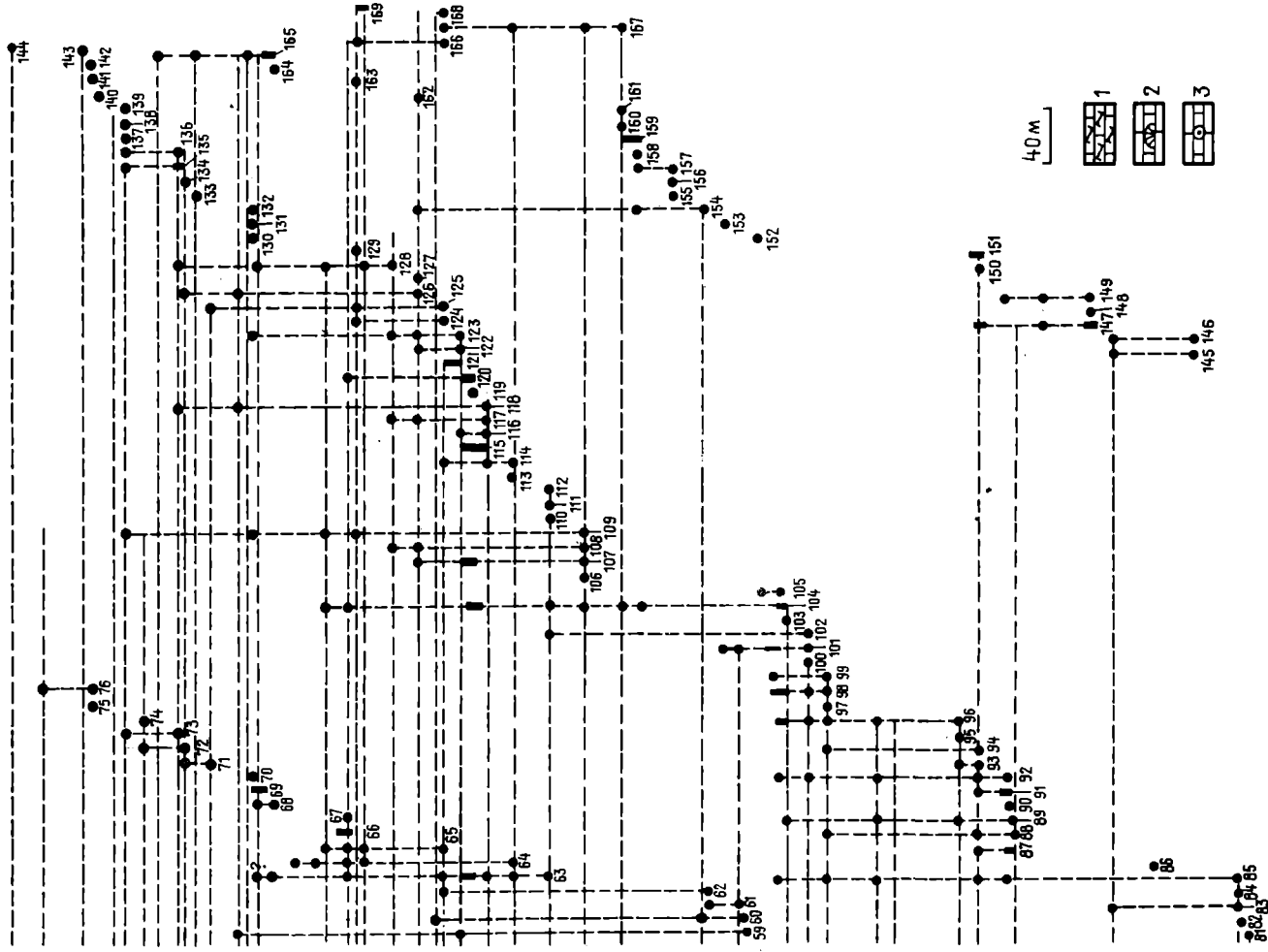
Средние 160 м (слои 8-10) сложены почти нацело терригенными образованиями. Характерна ясная ритмичность разных порядков: мелкие ритмы начинаются карбонатными песчаниками мощностью в несколько миллиметров, крупные -

Рис. I. Распределение органических остатков в стратотипическом разрезе круккельской свиты.

Табулятоморфные кораллы: 1 - *Heliolites interstinctus* L.; 2 - *Squameofavosites aff. kencolicus* Chern.; 3 - *Emmonsiaella zaaminica* (Chekh.); 4 - *Helioplasma?* sp.; 5 - *Squameofavosites ettkychuensis* Chekh.; 6 - *Thamnopora aff. faceta* Yanet; 7 - *Parastriatopora cf. fallacis* Yanet; 8 - *Heliolites pseudoboehemicus* Bond.; 9 - *Parastriatopora* sp.; 10 - *Favosites cf. difformis* Chekh.; 11 - *Squameofavosites bohemicus singularis* (Sok.); 12 - *Stelliporella parvistella* Roem.; 13 - *Favosites interstinctus* Regn.; 14 - *F. ferganensis* (Orl.); 15 - *Heliolites uksunayensis* Miron.; 16 - *Placocoenites* sp.; 17 - *Emmonsiaella indurata* Biske; 18 - *Cladopora* sp.; 19 - *Favosites* sp.; 20 - *Pleurodictyum orientalis* Biske; 21 - *Favosites intricatus* Barr.; 22 - *F. kozlovskii* (Sok.); 23 - *Cladopora actuosa* Yanet; 24 - *Riphaeolites virgulosus* Yanet; 25 - *Oculipora?* sp.; 26 - *Favosites plurimispinosus* Dubat.; 27 - *F. brunitzini* Peetz; 28 - *Cladopora cylindrocellularis* Dubat.; 29 - *Gracilopora mala* Yanet; 30 - *Gr. cf. mitis* Yanet; 31 - *Emmonsia crassima* (Lel.); 32 - *Trachypora crassitheca* Biske; 33 - *Microalveolites minimus* Lel. **Pyрозны:** 34 - *Stereoxylodes elegans* Pavl. (msc.); 35 - *Holmophyllum aff. podolicum* Bulv.; 36 - *Entelophyllum aff. articulatum* (Wahl.); 37 - *Spongophylloides aff. perfecta* (Wdkd.); 38 - *Holacanthia isfaraense* sp. nov.; 39 - *Cystiphyllum siluriense* Lonsd.; 40 - *Tryplasma* sp. (aff. *T. bellum* Pavl.); 41 - *Entelophyllum* sp.; 42 - *Spongophylloides shuryginae* sp. nov.; 43 - *Salariophyllum angustum* (Zhelt.); 44 - *Cystiphyllodes salairicum* (Peetz); 45 - *Zelophyllum* sp. nov.; 46 - *Neomphya originata* (Soshk.); 47 - *Streptelasma* sp.; 48 - *Neaxon zeravshanicum* (Gorian.); 49 - *Barrandeophyllum* sp. (aff. *B. perplexum* Posta); 50 - *Columnaria?* aff. *conglomerata* (Schlüt.); 51 - *Ramulophyllum aff. heterozonale* Nikol.; 52 - *Syringaxon* sp.; 53 - *Sutherlandinia* sp. nov.; 54 - *Lyrielasma div.* sp.; 55 - *Pseudochonophyllum pseudohelianthoides* (Sherzer). **Брахиподы:** 56 - *Gypidula incipiens* (Barr.); 57 - *Lissatrypa?* cf. *linguifera* Khod.; 58 - *Atrypella camelina* (Buch); 59 - *Protatrypis praecursor* Kozl.; 60 - *Podolella rensseleoides* Kozl.; 61 - *Isorthis aff. schurabicas* Nikif.; 62 - *Lanceomyonia posttarda* Malig. (msc.); 63 - *Spirigerina supramarginalis* Khal f.; 64 - *Mesodouvillina costatula* (Barr.); 65 - *Rhynchospirina zaaminica* Nikif.; 66 - *Atrypa nieczlaviensis* Kozl.; **Граптолиты:** 67 - *Bohemograptus tenuis* (Boucek); 68 - *Saetograptus fritschi* (Perner); 69 - *Pristiograptus* sp.; 70 - *Colonograptus* sp.; 71 - *Monograptus* sp.; 72 - *Colonograptus aff. separabilis* (Teller); 73 - *Pristiograptus aff. ultimus* (Perner); 74 - *Colonograptus aff. aduncus* (Teller); 75 - *C. aff. bugensis* (Teller); 76 - *Monograptidae*; 77 - *Colonograptus perbrevis* (Teller); 78 - *C. chelminensis* (Teller); 79 - *Linograptus* sp.; 80 - *Pristiograptus cf. kolednikensis* Pr.; 81 - *Pseudomonoclimacis aff. bandaletovi* Mikh.; 82 - *Monograptus aff. hercynicus* Perner; 83 - *M. aff. aequabilis* Pr.; 84 - *Pseudomonoclimacis* sp.; 85 - *Monograptus aff. thomasi* Jaeger; 86 - *Colonograptus* sp.; 87 - *Pristiograptus (s.l.) sp. indet.*; 88 - *Monograptus aff. telleri* Lenz et Jackson; 89 - *M. aff. pacificus* Jaeger, *M. cf. turkparidensis* Obut.

1 - Глинистые сланцы, аргиллиты и алевролиты (в том числе известковистые); 2 - песчаники; 3 - слоистые кремни; 4 - известняки кристаллически-зернистые; 5 - обломочные (в том числе известняковые седиментационные брекчии); 6 - известняки песчаные и известковые песчаники; 7 - известняковые гравелиты (4-7 - породы разноплитчатые); 8 - известняковые конгломераты; 9 - известняки массивные разнозернистые; 10 - известняки глинистые и мергели; 11 - конгломераты; 12 - известняки детритовые; 13 - известняки с линзами кремней.





пластами песчанистого известняка (до 20–30 см) или гравелита. Средние части ритмов слагаются черными плитчатыми песчаниками и алевролитами, верхние – глинистыми сланцами. Редко встречающиеся в этой части разреза известняки обычно представлены обломочными разностями, иногда – органогенными (кораллово-строматопоровыми).

В верхних I20 м (слои II–I4) преобладают известняки; сланцы и алевролиты резко подчинены. Типичны плитчатые кристаллическизернистые, реже мелкодетритовые известняки с ровными поверхностями напластования. Отдельные пласты (до 20–30 см) слагаются кораллово-брахиоподовыми известняками, по простиранию часто сменяющимися известняковыми конгломератами.

Нижняя и верхняя границы свиты нормальные стратиграфические. Нижняя проводится по появлению плитчатых известняков, которых лишена подстилающая пульгонская свита, верхняя располагается в подошве известняков с желваками и прослоями кремнистых пород (кровля слоя I6, см.рис.1 и кровля слоя [I] рис.2).

Талбулакская серия. В 1963 г. Л.Н.Кугураков описал своеобразную толщу известняков на междуречье Сох–Исфара, кремнистых и терригенных пород, залегающую на сланцевом силуре и перекрывающуюся (?)^ж известняками нижне-среднего девона. Он выделил ее в талбулакскую свиту, которую отнес к нижнему девону. При изучении разреза гор Куралимтау установлено, что карбонатно-кремнистые с небольшим участием терригенных образования – типичная в формационном отношении талбулакская свита – могут охватывать стратиграфи-

Рис.2. Распределение органических остатков в стратотипических разрезах хоздыбельской, шахимарданской и куралимтаусской свит. Табулатоморфные кораллы: 1 – *Favosites brunnitzi* Peetz; 2 – *Roemeriopora* aff. *bohémica* (Barr.); 3 – *Gracilopora mitis* Yanet; 4 – *Cladopora cylindrocellularis* (Dubat.); 5 – *Pachyfavosites* cf. *cylindricus* Yanet in Kim; 6 – *Thamnopora* aff. *kolodaensis* Dubat.; 7 – *Favosites plurimispinosus* Dubat.; 8 – *Microalveolites minimus* Lel.; 9 – *Riphaeolites lucidus* (Yanet); 10 – *Gracilopora mala* Yanet; 11 – *Favosites* cf. *acrospinosus* Dubat.; 12 – *F.* sp. (aff. *kozlovskii* Sok.); 13 – *F. stellaris* Tchern.; 14 – *Rudakites* sp. nov.; 15 – *Tyrganolites micluchomaklayi* Sok.; 16 – *Trachypora pachythea* Biske msc.; 17 – *Oculipora australis* Biske msc.; 18 – *Pachyfavosites* cf. *bystrovi* Yanet; 19 – *Favosites crebespinus* Miron.; 20 – *Pachycanalicula dentata* Miron.; 21 – *Thamnopora* aff. *incerta* Regn.; 22 – *Pachyfavosites* ex gr. *polymorphus* (Goldf.); 23 – *Caliapora primitiva* Yanet; 24 – *Oculipora parva* Kim; 25 – *Caliapora elegans* Yanet; 26 – *Palaeocorolites* aff. *cruciformis* Yanet; 27 – *Favosites goldfussi* d'Orb.; 28 – *Thamnopora* aff. *rudis* Tchud.; 29 – *Crassialveolites* sp.; 30 – *Caliapora chaetoides* Lec.; 31 – *Yacutiopora grandiporosa* Thanh; 32 – *Alveolites uralicus* Yanet; 33 – *Thamnopora* aff. *nicholsoni* Frech; 34 – *Tyrganolites eugeni* Tchern.; 35 – *Gracilopora* ex gr. *vermicularis* Mc'Coy; 36 – *Chaetetes grandis* Lec.; 37 – *Coenites* cf. *bulvankerae* Dubat.; 38 – *Natalophyllum* sp. Ругозы: 39 – *Lyriellasma* aff. *shepmani* Pedder; 40 – *Grypophyllum lyriellasmae* formis (Gorian.); 41 – *Ramulophyllum heterozonale* Nikol.; 42 – *Barrandophyllum* aff. *perplexum* Posta; 43 – *Lyriellasma* aff. *petschorende* (Soshk.); 44 – *L.* aff. *denticulata* Zhelt.; 45 – *Pseudochoonophyllum pseudoheliantoides* (Scherzer); 46 – *Lyriellasma* aff. *orientale* (Soshk.); 47 – *L. ariadnae* Tcher.; 48 – *Xystriphyllum praeschluteri* (Pavl.); 49 – *X. interlineatum* (Quenst.); 50 – *Lyriellasma* aff. *crebrum* (Tcher.); 51 – *Neaxon zeravschanicum* (Gorian.); 52 – *Kionelasma* sp. nov.; 53 – *Petraia* sp. nov.; 54 – *Lyriellasma spissatoseptata* (Gorian.); 55 – *Laccophyllum?* sp. nov.; 56 – *Lyriellasma spissatoseptata* (Gorian.); 55 – *Laccophyllum?* sp. nov.; 56 – *Xystriphyllum* aff. *shluteri* (Soshk.); 57 – *Astrictophyllum massivum* (Soshk.); 58 – *Petraella* sp. nov.; 59 – *Acanthophyllum* aff. *heterophyllum* (M.E. et H.); 60 – *Taimyrophyllum* sp.; 61 – *Xystriphyllum fer-*

^ж Не исключено, что за стратиграфическую границу был принят согласный взбросо-надвиг.

ganicum sp. nov.; 62 - Ferganophyllum jagovkini gen. et sp. nov.; 63 - Heliophyllum? shandiense (Zhelt.); 64 - Streptelasma laglanica Gorian.; 65 - Grypophyllum bulvankerae (Spassky); 66 - Alaiophyllum katranicum (Gorian.); 67 - Cystiphyllodes ex gr. lissingenense (Schlut.); 68 - Dendrostella ex gr. rhenana (Frech). 69 - Grypophyllum sp. (aff. G. vermiculare Goldf.); 70 - Stringophyllum duplex parvum Gorian.; 71 - S.sp. nov.; 72 - Grypophyllum wedekindi Middl.; 73 - Heliophyllum aff. hali M.E. et H.; 74 - Cystiphyllodes ex gr. lissingenense (Schlut.) (=Dialythophyllum simplex Wdkd); 75 - Macgeea sp.; 76 - Neostrophophyllum waltheri (Yoh).
Брахиподы: 77 - Schellwiendela praeumbracula Kozl.; 78 - Lanceomyonia posttarda Malig, (msc.); 79 - Atrypa sublepidaeiformis Malig. (msc.); 80 - Atrypa aff. nieczlaviensis Kozl.; 81 - Eospirifer cf. lynxoides (Nal.); 82 - Hebetoechia aff. hebe (Barr.); 83 - Spirigerina supramarginalis Khalf.; 84 - Punctatrypa cf. granulifera (Barr.); 85 - Nymphorhynchia nympha (Barr.); 86 - Glossinulus cf. geniculata (Khalf.); 87 - Sieberella costatisella Andr.; 88 - Janius ex gr. irbitensis (Tschern.); 89 - Nymphorhynchia pseudolivonica (Barr.); 90 - Latonotoechia latona (Barr.); 91 - Carinata comata (Barr.); 92 - Sieberella sieberi (Buch); 93 - Eospirifer viator (Barr.); 94 - E. subturjensis (Nikif.); 95 - Isorthis inostranzewi (Peetz); 96 - Cymostrophia stephani (Barr.); 97 - Karpniskia conjugula Tschern.; 98 - Eospirifer togatus (Barr.); 99 - Desquamatia subalinensis (Nikif.); 100 - Sisorhyncha ex gr. amalthea (Barr.); 101 - Nymphorhynchia pseudolivonica sangibalanica ssp. nov.; 102 - Ivdelinia cf. dissecta Malig. et Sap.; 103 - Karpniskia conjugula forma magna f. nov.; 104 - Carinata arimaspae (Eichw.); 105 - C. barbara Nikif. (msc.); 106 - Ivdelinia moldawanzewi Andr.; 107 - Uralospirifer sp. nov.; 108 - Carinata paradoxa (Scup.); 109 - Uncinulus parallelepipedus (Bronn); 110 - Cymostrophia nobilis (M'Coy); 111 - Carinata minor Nikif. (msc.); 112 - Sinothyris sp.; 113 - Spinatrypa cf. aspera (Schl.); 114 - Eospirifer davousti (Vern.); 115 - Ferganotoechia ferganica (Nal.); 116 - Sisorhyncha laglanica (Nal.); 117 - Eospirifer weberi (Nal.); 118 - Carinata signifera (Schnur); 119 - Zdimir cf. strelebnensis (Andr.); 120 - Sibirirhynchia alata (Khod.); 121 - Megastrophia uralensis (Vern.); 122 - Ivdelinia moldawanzewi forma alfa (Khod. et Breiv.); 123 - Zdimir pseudobaschkiricus (Tschern.); 124 - Punctatrypa olgae (Nal.); 125 - Carinata plana (Kays); 126 - Atrypa cf. schandiensis Rzon.; 127 - Punctatrypa grunewaldtii (Tschern.); 128 - Clorindinella eifliensis (Stein.); 129 - Desquamatia ex gr. frequens Tjaz.; 130 - Pugnax ex gr. pugnax (Mart.); 131 - Atryparia dispersa (Struve); 132 - Indospirifer cf. maritimus Nal.; 133 - Mimatrypa ex gr. flabellata (Roem.); 134 - Hypothyridina procuboides (Kays.); 135 - Uncinulus pentagona (Goldf.); 136 - Spinatrypa bifidaeformis (Tschern.); 137 - Pugnax pseudopugnax Khod. et Breiv.; 138 - P. aff. asiatica Rozm.; 139 - Desquamatia ex gr. zonata (Schnur); 140 - Spinatrypa cf. modica Tjaz.; 141 - Isopoma brachyptictum (Schnur); 142 - Desquamatia alticola (Frech); 143 - Atrypa devoniana Webster; 144 - Hypothyridina cf. cuboides (Sow.).
ГОМОТЕРИИДЫ, ТЕНТАКУЛИТИДЫ, ДАКРИОКОНАРИИ: 145 - Paranowakia? sp.; 146 - Turkestanella ex gr. kereica Klish.; 147 - T. sp.; 148 - T. cf. crenulata Klish.; 149 - T. ex gr. acuaria (Richt.); 150 - Sogdiana? sp.; 151 - Alaina sp.; 152 - Viriatellina cf. hercynica Boucek; 153 - Striatostyliolina sp.; 154 - Nowakia ex gr. barrandei B.-P.; 155 - N. barrandei B.-P.; 156 - Viriatellina pseudogenitziana Boucek; 157 - Nowakia aff. zlichovensisa Boucek; 158 - N. aff. praecursor Boucek; 159 - N. cf. cancellata (Richt.); 160 - N. cf. parva Klish.; 161 - N. richteri B.-P.; 162 - N. ex gr. cancellata (Richt.); 163 - Styliolina ostalalca Klish.; 164 - Heteroctenus mosolovicus G.Ljasch.; 165 - Viriatellina sp. **АММОНОИДЕИ:** 166 - Gyroceratites sp. **Трилобиты:** 167 - Reedops sp. (aff. R. akouchensis G. et H.Termier); 168 - Proetus ex gr. bohemicus (H. et C.); 169 - Cyrtocimbolites sp.;

1 - коралловые известняки; 2 - кремнистые известняки; 3 - криноидные известняки. Остальные обозначения те же, что на рис. I.

ческий диапазон от кунжакского горизонта до верхнего девона. Талбулакская свита переводится в ранг серии и для бассейна р.Шахимардан делится на хоздыбельскую, шахимарданскую и куралимтаускую свиты; возможность выделения их в других районах потребует проверки. Стратотипы всех трех свит располагаются в горах Куралимтау, в едином разрезе левого борта р.Шахимардан. Разрез начинается на левобережье сая Шамалбель (левый приток Шахимардана); заканчивается в верховьях крутого сухого сая, расположенного в 900 м севернее впадения Шамалбеля в Шахимардан (см.рис.2, 3).

Х о з д ы б е л ь с к а я свита. Название происходит от гор Хоздыбель (правобережье Шахимардана, массив "Шахимарданский Памир"). Строение свиты в стратотипе следующее (см.рис.2, слои 2-12):

I(2). Известняки с кремнями, глинистые сланцы - 4 м.

2(3). Известняки, кремни, сланцы (преобладают) - 7 м.

3(4). Известняки (преобладают), кремни, сланцы - 18 м.

4(5). Известняки (скрытозернистые, обломочные, редко криноидные), с прослоями сланцев и кремней - 16 м.

5(6). Известняки (иловатые, водорослевые), сланцы, кремни - 14 м.

6(7). Известняки (скрытозернистые и мелкозернистые), сланцы, алевролиты, кремни - 7 м.

7(8). Сланцы, алевролиты, кремни с пластиками известняков - 15 м.

8(9). Известняки плитчатые, с прослоями сланцев, мергелей, кремней - 12 м.

9(10). Известняки толстослоистые с прослоями кремней и сланцев - 6 м.

10(11). Глинистые и глинисто-известковистые сланцы, прослоенные известняками - 19 м.

11(12). Известняки с редкими прослойками сланцев и кремней - 13 м.

Свита характеризуется неравномерным чередованием плитчатых (от 1-5 до 30 см) иловатых и мелкозернистых известняков серого и темно-серого цвета; серых, темно-серых и зеленовато-серых глинистых, песчано-глинистых, известково-глинистых и кремнисто-глинистых сланцев; темно-серых, желтовато-серых, буровато-серых и бежевых известковых алевролитов и тентакулитовых мергелей. Менее характерны мелкообломочные и детритусовые известняки, образующие, как правило, линзы или отдельные мощные (до 50 см) пластики и содержащие остатки брахиопод, криноидей, табулят и ругоз. Встречаются отдельные прослои и редко маломощные пачки тонкоплитчатых кремней. Мощность свиты 131 м. Нижняя граница ясно определяется литологически по появлению среди карбонатных и терригенных пород слоистых кремней. Внешне граница стратиграфически согласная, однако в основании имеется полуметровый пласт известняковых гравелистов и грубозернистых известняковых песчаников.

Ш а х и м а р д а н с к а я свита. Названа по р.Шахимардан. Стратотипический разрез следующий (рис.2, слои 13-59):

I(13). Известняки с линзами кремней - 9 м.

2(14). Известняки с прослоями сланцеватых мергелей - 4 м.

3(15). Зернистые и органогенно-обломочные известняки - 5 м.

4(16). Иловатые известняки - 5 м.

5(17). Иловатые и органогенно-обломочные известняки - 6 м.

6(18). Известняки разноплитчатые, кристаллическизернистые - 7 м.

7(19). Известняки, кремни, сланцы - 8 м.

8(20). Известняк - 0,5-1 м.

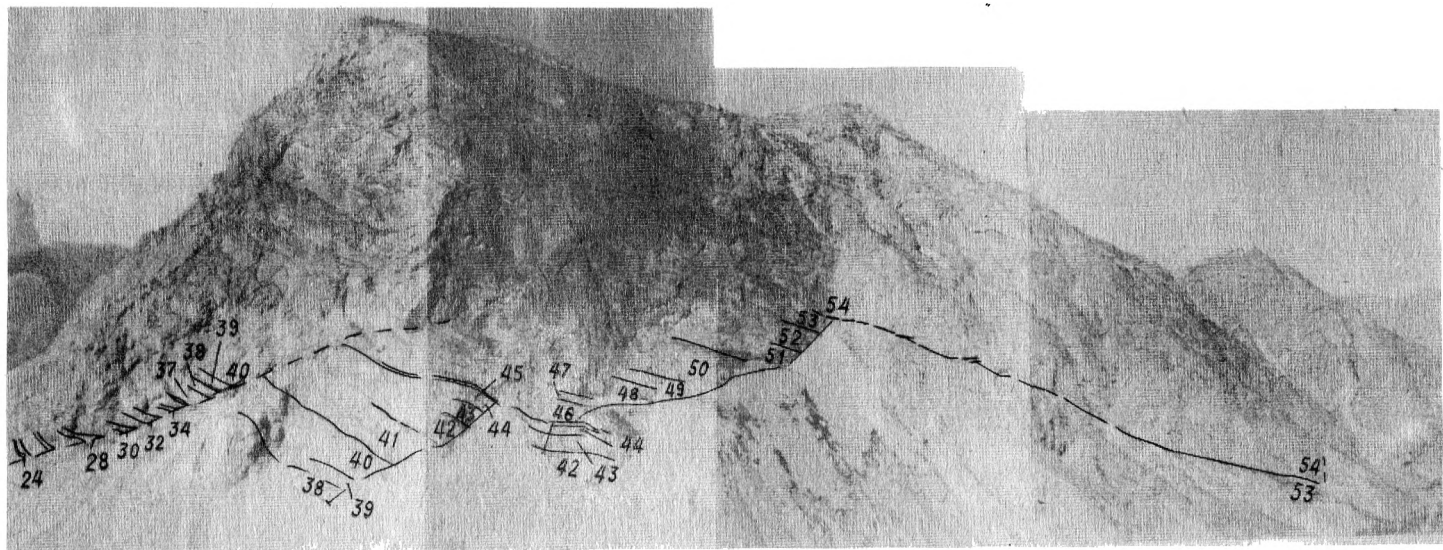


Рис.3. Общий вид части стратотипического разреза шахмарданской свиты (слои 24-54). Горы Куралымтау, левый берег г.Шахмардан.

- 9(21). Известняки с тонкими прослойками кремней и сланцев - 4 м.
- 10(22). Крупнообломочные и кристаллическизернистые, частично органические известняки - 2 м.
- 11(23). Разноплитчатые кристаллическизернистые и обломочные светло-серые известняки с тонкими прослойками темно-серых известняков, кремней и известково-глинистых сланцев - 2 м.
- 12(24). Светло-серый массивный криноидный известняк - 2 м.
- 13(25). Разнослоистые известняки, кремни, мергелистые сланцы - 8 м.
- 14(26). Известняки кристаллическизернистые и обломочные - 5 м.
- 15(27). Известняки с желваками и примазками кремней - 7 м.
- 16(28). Известняки светло-серые крупнозернистые - 4 м.
- 17(29). Известняки серые и темно-серые разнозернистые - II м.
- 18(30). Известняки серые, мелкозернистые - 4 м.
- 19(31). Известняки с линзующимися прослоями кремней - 7 м.
- 20(32). Известняки разноплитчатые с линзами кремней - I7 м.
- 21(33). Известняки толстоплитчатые с прослоями кремней - 3 м.
- 22(34). Известняк светло-серый массивный крупнозернистый - 2 м.
- 23(35). Известняки с линзами и желваками кремней - IO м.
- 24(36). Разлом. Ширина зоны по линии разреза - IO м.
- 25(37). Известняки доломитизированные с кремнями - 24 м.
- 26(38). Известняки разноплитчатые с кремнями - 8 м.
- 27(39). Известняки плитчатые - 6 м.
- 28(40). Известняки с линзами и прослоями кремней и мергелей - 32 м.
- 29(41). Известняки плитчатые - IO м.
- 30(42). Известняки разнослоистые - 7 м.
- 31(43). Известняки разноплитчатые с кремнями - 20 м.
- 32(44). Известняки тонкоплитчатые с кремнями - 9 м.
- 33(45). Известняк массивный серый средне- и крупнозернистый - I,2 м.
- 34(46). Известняки с прослоями кремней и мергелей - I7 м.
- 35(47). Известняки тонкослоистые светлые бежево-серые с тонкими редкими прослоями кремней - 7 м.
- 36(48). Плитчатые известняки, прослоенные кремнями - 26 м.
- 37(49). Известняки грубослоистые с линзами кремней - I5 м.
- 38(50). Чередование известняков и кремней - 54 м.
- 39(51). Известняки разнослоистые с тонкими прослоями кремней - 27 м.
- 40(52). Известняки разнослоистые - II м.
- 41(53). Чередование грубослоистых и плитчатых известняков - 24 м.
- 42(54). Известняки кристаллическизернистые, криноидные и криноидно-брахиоподовые - 30 м.
- 43(55). Известняки серые конгломератовидные с редкими прослоями темно-серых скрытокристаллических - 3 м.
- 44(56). Известняки серые криноидно-детритовые и темно-серые скрытозернистые - 25 м.
- 45(57). Известняки кристаллическизернистые, обломочные и кораллово-строматопоровые - 6 м.
- 46(58). Известняки слоистые (5-I5 м) разнозернистые, обломочные и криноидные с прослоями кремней и тонкими пропластками мергелей - 7 м.
- 47(59). Известняки серые криноидные и криноидно-зернистые - 4 м.

Обобщенная характеристика свиты такова: неравномерное чередование разноплитчатых известняков разнозернистых, часто органогенно-обломочных, кремней, иногда мергелей и мергелистых сланцев. Хорошими реперами в составе свиты являются толстоплитчатые органогенно-обломочные и кристаллическизернистые известняки, характеризующиеся обычно ритмичным строением. В составе свиты выделяется пять пачек, залегающих между собой согласно.

Пачка А (слои I3-28). Преобладают разноплитчатые известняки; в подчиненном количестве - кремни и сильно окремненные известняки, а также (в нижней части) глинистые известняки (до мергелей). Характерный облик пачке придают органогенно-обломочные известняки, образующие относительно мощные пласты, которые резко выделяются на фоне остальной, более тонкоплитчатой толщи.

Строение всей пачки обнаруживает отчетливую трехчленную ритмичность. Каждый ритм сложен: I элемент ритма (эл.р.) - массивные серые, средне-крупнозернистые органогенно-обломочные известняки, сложенные на 60-80% биодетритом; они содержат обильные остатки брахиопод и кишечнополостных. В основании I эл.р. часто встречаются известняковые гравелиты (калькрудиты). II эл.р. - также массивные, серые (до темно-серых), мелкозернистые, участками микрозернистые известняки обычно с небольшой примесью мелкого органогенного детрита. Граница между I и II эл.р. - неотчетливая с постепенными переходами. III эл.р. - тонкоплитчатые, почти черные, очень плотные, иногда битуминозные известняки пелитоморфной-микрозернистой структуры. Они включают тонкие прослои, линзы, неправильные желваки кремней или сильно окремненных известняков черного цвета. Эта часть ритма отчетливо выделяется тонкополосчатым строением; кровля и подошва III эл.р. всегда резкие. Нередко, особенно в нижней части пачки, в строении III эл.р. принимают участие глинистые известняки, реже мергели, образующие линзочки до 5 см мощности и незакономерно переслаивающиеся с пелитоморфными известняками и кремнями. Для III эл.р. характерно почти полное отсутствие органических остатков; лишь изредка встречаются мелкие одиночные ругозы.

Пачка отчетливо подразделяется по характеру ритмичности - на две части: нижнюю, мощностью 30 м, и верхнюю - 49 м. Нижняя часть характеризуется следующей ритмичностью: I эл.р. 0-30 см, обычно 10 см; II эл.р. - 10-80 см; III эл.р. - от 10 см до 400 см, обычно 0,6-1,0 м; обычная мощность ритма - 1-2 м. Ритмы образуют группы по 9-10 ритмов, каждая из которых имеет свой максимум. Для этой части, кроме того, характерно наличие глинистых тентакулитовых известняков (до мергелей), а также исключительно полосчатый характер окремнения пород III эл.ритма. В верхней части резко увеличивается мощность I эл.р. - до 1,2 м и резко сокращается мощность III эл.р. - до 0,6 м (при этом средняя мощность ритма в 1-2 м сохраняется). Вместе с этим изменяется и характер ритмичности: наблюдается отчетливое чередование максимумов через 3-4 ритма с одновременным общим их сокращением вверх по разрезу. В этой части пачки отсутствуют глинистые известняки, а включения кремней обычно имеют желваковидную, линзовидную формы (реже - тонкая полосчатость). Общая мощность пачки - 79 м.

Пачка Б (слои 29-37). Для нее характерны плитчатые (поверхности напластования следуют через 5-30 см) мелкозернистые и пелитоморфные известняки серого и темно-серого цвета с линзами массивных и с прослоями (местами многочисленными) плитчатых (до 3 см) кремней коричнево-серого, темно-

серого, иногда - светло-серого, почти белого цвета. Известняки этой пачки обычно бедны органическими остатками. Общая мощность 88 м.

Пачка В (слои 38-45). Преобладают органогенные известняки, образующие частые прослои от 0,3 до 1 м мощностью среди пакетов тонкоплитчатых (3-15 см) иловатых и мелкозернистых известняков, содержащих тонкие (миллиметровые) прослойки или примазки кремней и известково-глинистых сланцев или мергелей. Кремни часто образуют желваки и линзы в пластах известняков. Общая мощность 93 м.

Пачка Г (слои 46-50). В ее составе преобладают серые и светло-серые кристаллические известняки. Очень редко встречаются прослои органогенно-обломочных известняков мощностью до 0,5 м. Известняки переслаиваются бежевыми, редко - темно-серыми, серыми плитчатыми (3-5 см) кремнями, особенно многочисленными в нижней и верхней частях пачки. Редкие тонкие (до 1 см) прослойки мергелей приурочены к кровле известняковых пластов. Они имеют рыжевато-серый цвет и обычно содержат раковины тентакулитов. Мощность 119 м.

Пачка Д (слои 51-59). Характеризуется чередованием органогенно-обломочных и крупнозернистых известняков (от 0,5 до 2 м) с пакетами (0,5-1,5 м), сложенными чередованием средне- и тонкоплитчатых (0,02-0,2 м) обломочных, кристаллическизернистых и пелитоморфных известняков с кремнями и мергелистыми сланцами. Пачка характеризуется четко ритмичным строением. В основании ритма обычно залегают серые и светло-серые известняковые гравелиты или конгломераты (иногда - конгло-брекчии), сменяющиеся все более мелкообломочными известняками, переходящими постепенно в кристаллическизернистые и пелитоморфные известняки. Кровля ритма сложена серыми и темно-серыми мергелями, мергелистыми сланцами и кремнями. Мощности отдельных ритмов от 0,5 до 2,5 м; большая часть мощности приходится на обломочные известняки. Мощность пачки - 137 м.

Общая мощность свиты - 516 м. Подошва и кровля свиты хорошо маркируются мощными пластами органогенно-обломочных известняков.

К у р а л и м т а у с к а я свита. Название производится от гор Куралимтау, где избирается стратотип свиты (слои 60-85):

I(60). Чередование кремней, окремненных алевролитов, зернистых и скрытозернистых известняков - 48 м.

2(61). Кремнистые и известковистые сланцы с частыми пластами зернистых и обломочных известняков - 4 м.

3(62). Известняки грубослоистые кристаллическизернистые - 3 м.

4(63). Известняки с тонкими прослоями глинистых известняков, известковых алевролитов и с линзами кремней - 7 м.

5(64). Известняки кристаллическизернистые и обломочные - 2 м.

6(65). Известняки с желваками кремней и прослойками мергелей - 7 м.

7(66). Известняки крупнозернистые и обломочные, участками строматопоровые - 8 м.

8(67). Известняки тонкослоистые с прослойками кремней и мергелей - 13 м.

9(68). Известняки грубослоистые - 13 м.

10(69). Чередование известняков и сланцев - 3 м.

II(70). Известняки с прослоями кремней и известковых алевролитов - 10 м.

- I2(71). Известняки разнослоистые - 12 м.
 I3(72). Известняки массивно- и грубослоистые - 8 м.
 I4(73). Известняки и глинистые сланцы - 4 м.
 I5(74). Известняки с прослоями кремней и алевролитов - 5 м.
 I6(75). Известняки плитчатые, прослоенные глинистыми сланцами и алевролитами - 14 м.
 I7(76). Известняки массивнослоистые - 5 м.
 I8(77). Кремни плитчатые с прослоями глинистых и кремнистых сланцев и тонкими прослоями известняков - 4 м.
 I9(78). Известняковая брекчия - 1,5 м.
 20(79). Аргиллиты с прослоями кремней и известняков - 14 м.
 2I(80). Известняки, прослоенные аргиллитами, - 6 м.
 22(81). Известняки микрополосчатые - 7 м.
 23(82). Кремнистые и глинистые сланцы с прослоями известняков - 20 м.
 24(83). Известняки конгломератовидные или желваковидные - 4 м.
 25(84). Известняки разнозернистые и глинистые - 12 м.
 26(85). Известняки песчанистые и кристаллическизернистые с прослоями аргиллитов - 10 м.

Свита делится на три пачки.

Пачка А (слои 60, 61). Представлена неравномерным чередованием кремней, окремненных алевролитов, зернистых и скрытозернистых известняков. Кремни образуют пласты в 2-3 см мощностью, зернистые известняки - 5-30 см, скрытозернистые - 5-15 см. Мощность пластов алевролитов не более 2-3 см, они серые, иногда обладают малиновой окраской. Редко встречаются органогенно-обломочные известняки (пласты до 0,5 м); последние по простиранию иногда замещаются небольшими кораллово-строматопоровыми биогермами. Мощность 52 м.

Пачка Б (слои 62-76). Горизонты до 20 м сложены неравномерно чередующимися органогенно-обломочными и кристаллическизернистыми известняками (до 1,2 м) и ритмично построенными пластами (0,5-1 м), состоящими из переслаивания мелко- и скрытозернистых известняков, сланцев и кремней. Такие горизонты разделяются пачечками, в которых преобладают разноплитчатые известняки, прослоенные глинистыми и известково-глинистыми сланцами, окремненными алевролитами и кремнями. Мощность 140 м.

Пачка В (слои 77-85). В нижней части (77-82) резко преобладают черные темно-серые, коричневато-серые плитчатые аргиллиты, глинистые сланцы и кремни. Среди них залегают такой же окраски разноплитчатые преимущественно водорослевые известняки, иногда известняковые брекчии и конгломераты. В верхней части (слои 83-85) разнослоистые (5-40 см) серые кристаллическизернистые и песчанистые известняки прослоены мергелистыми и глинистыми сланцами. Мощность 79 м.

Общая мощность свиты 270 м. Она перекрывается известняками сангибальндской свиты, серыми и светло-серыми, мелкообломочными, афанитовыми, иногда оолитовыми, содержащими в нижней части остатки верхнедевонских, а в верхней - турнейских фораминифер. В основании сангибальндской свиты залегает слой известняковых конгломератов.

Региональные подразделения верхнего силура и девона Южного Тянь-Шаня к настоящему моменту еще не обрели должной стабильности. Тем не менее, при всем своем несовершенстве шкала горизонтов – от дальнянского в верхнем силуре до анкорского в среднем девоне (в верхнем девоне горизонты не выделены) является пока единственным эталоном для построения региональной стратиграфической схемы, поскольку непосредственно фиксировать подразделения общей (международной) стратиграфической шкалы в подавляющем большинстве разрезов сейчас невозможно.

Как проведены нами границы горизонтов внутри вышеописанной последовательности свит, показано на рис.4 (фактические материалы – на рис.1 и 2). Отчетливо видно, что изученные группы (табулятоморфные кораллы, ругозы и брахиоподы, а остатки только этих групп беспозвоночных могут использоваться пока для выявления горизонтов в силуре – девоне Южного Тянь-Шаня) – играют различную роль в установлении позиции отдельных горизонтов в шахимарданском типе разрезов, но противоречий в оценке принадлежности той или иной части разреза к конкретному горизонту по разным группам не имеется.

Для региональной стратиграфической схемы наиболее существенно следующее: границы почти всех свит проходят внутри интервалов, несомненно принадлежащих определенным горизонтам. И, следовательно, несмотря на наличие неотожествленных интервалов, положение свит шахимарданского типа разрезов в региональной схеме устанавливается однозначно. Исключение составляет круккельская свита, нижние 16 метров которой лишены остатков бентосных групп, а потому могут относиться равно к исфаринскому или дальнянскому горизонтам.

Итак, нижняя граница круккельской свиты неопределенна, верхняя проходит внутри кунжакского горизонта, почти у самой его кровли. Однако последнее утверждение справедливо при одном допущении: в сопоставлении разрезов левого и правого берегов р.Шахимардан (кровля слоя I6, см.рис.1, и кровля слоя I, см.рис.2), проведенное по литологическим признакам, не выявилось ошибки. Этот элемент сомнений необходимо оттенить, поскольку в стратотипе круккельской свиты (см.рис.1) ее верхняя граница проходит внутри интервала, не охарактеризованного остатками бентосных групп.

Х о з д ы б е л ь с к а я свита. Ее нижние 3,5 м относятся к кунжакскому горизонту, остальная часть – к манакскому, что устанавливается только по остаткам ругоз, поскольку табулятоморфные кораллы и брахиоподы образуют комплексы "манакско-сандальского облика".

Ш а х и м а р д а н с к а я свита. Охватывает диапазон примерно от середины манакского горизонта приблизительно до середины аккапчидайского. Значительный интерес представляют следующие уровни.

I. Граница манакского и сандальского горизонтов. Она проходит где-то внутри интервала от подошвы слоя 23(35) до кровли слоя 25(37). Неоднократно отмечалось, что выделение манакского и сандальского горизонтов (=средний и верхний подотделы нижнего девона [5]; = зона *Spirigerina supramarginalis* и *Decoropugnax kekelikensis* и зона *Karpinskia conjugula* (max.) и *Latonotoechia atropoidea* [4] – задача сложная. Для решения ее необходимо: а) четкое определение стратотипов обоих горизонтов; б) изучение смежных комплексов этих двух подразделений в монофациальной последовательности.

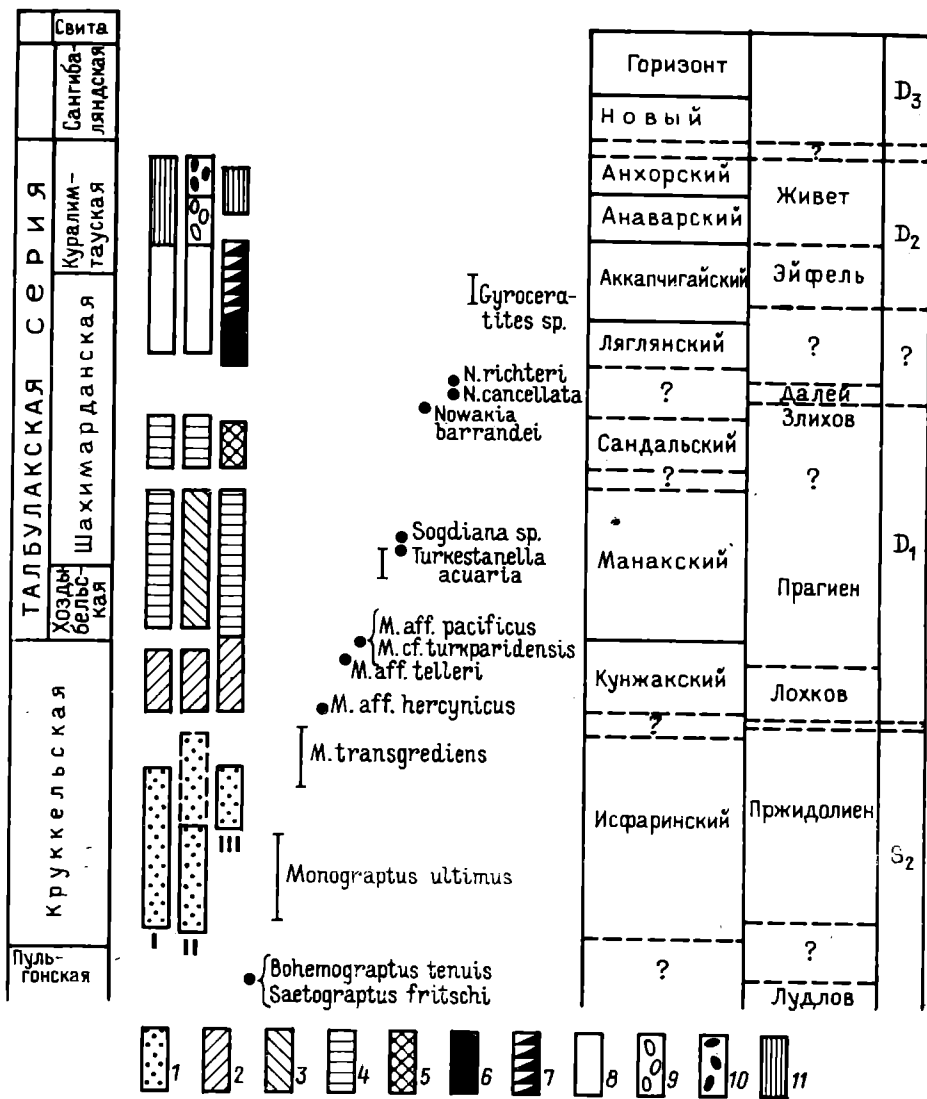


Рис. 4. Подразделения местной, региональной и общей (международной) шкалы в разрезе шахимарданского типа.

Комплексы фауны, определяющие отнесение конкретных интервалов к горизонтам: 1 - исфаринскому; 2 - кунжакскому; 3 - манакскому; 4 - манакско-сандальскому; 5 - сандальскому; 6 - лягрянскому; 7 - аккапчигайскому; 8 - лягрянско-аккапчигайскому; 9 - анаварскому; 10 - анхорскому; 11 - анаварско-анхорскому (I - табулятоморфные кораллы, II - рудозы, III - брахиоподы).

Почти всегда граница манакский - сандальский горизонты совпадает со смесью состава пород - от слоистых известняков к рифогенным "герцинского" типа. В характеризуемом разрезе она проходит внутри литологически однородной толщи, а потому именно здесь следует сосредоточить особое внимание на изучении пограничного интервала с целью установления стратотипа границы. Если граница проходит внутри слоев 23 или 25, это возможно, в противном случае - нет, так как слой 24 представляет зону дробления безамплитудного разлома.

2. Граница ляглинского и аккапчигайского горизонтов. В настоящее время указан стратотип аккапчигайского горизонта [4, с. 422] и имеются обширные материалы по результатам переизучения стратотипа ляглинского горизонта. Характер стратотипов обоих горизонтов (сай Аккапчигай на северном склоне гор Катран и Ляглинское ущелье) таков, что пограничный интервал (в обоих районах не менее 50 м) содержит маловыразительный "ляглинско-аккапчигайский" комплекс органических остатков. В характеризуемом разрезе непосредственно смыкаются комплексы брахиопод, определяющие оба горизонта, причем смыкание происходит внутри литологически однородной толщи, внутри одного слоя - 4I(53). В верхней части этого слоя вероятно будет целесообразно избрать стратотип границы ляглинского и аккапчигайского горизонтов.

К у р а л и м т а у с к а я свита. Нижняя ее граница проходит внутри аккапчигайского горизонта, в кровле присутствуют остатки *Hypothyridina* cf. *suboides* (Sow.); этот вид входит в состав фаунистического комплекса неопisanного пока горизонта, возраст которого (всего или части) по присутствию *Manticoceras sinuosum* (Hall), *M. galeatum* (Wdwd), *Timanoceras* aff. *ellipsoidale* Bogosl. позднефранский.

Корреляция

Если шкала горизонтов может более или менее успешно использоваться в целях внутриврегиональных сопоставлений, что показано выше, то для широких корреляций необходимо знать соотношение горизонтов со стратонами общей (международной) стратиграфической шкалы. Имеющиеся по этому вопросу данные относительно верхнего силура и девона Южного Тянь-Шаня, хотя и непрерывно пополняются, но пока еще крайне недостаточны. Это связано с тем, что все горизонты установлены при изучении карбонатных разрезов, богатых остатками бентосных фаун и почти лишенных планктонных групп, а лишь у последних корреляционный потенциал достаточно высок для более или менее обоснованных межпровинциальных сопоставлений. Шахимарданский тип разрезов представляет собой довольно редкое благоприятное исключение из всей совокупности палеозойских разрезов Южного Тянь-Шаня: на ряде уровней здесь совместно встречаются остатки бентосных и планктонных (граптолиты, тентакулиты, аммоноидеи) групп. Соответственно для ряда горизонтов получены данные, уточняющие или меняющие имеющиеся представления об их корреляции.*

Исфаринский горизонт. Большинство авторов склонны считать, что весь горизонт [5] или большую его нижнюю часть [6] можно сопоставлять с пржи-долиеном. Однако такая корреляция очень слабо подтверждалась фактическими материалами. В изученном разрезе интервал, несомненно относящийся к исфаринскому горизонту, составляет 284 м, а скорее всего - 340 м: круккельская свита, от слоя I (без нижних 16 м) до кровли слоя 9 в стратотипе. Только нижние 25 м этого интервала лишены остатков граптолитов. Выше лежащие 150 м относятся к зоне *M. ultimus*, затем следует неотожествленный интервал

* Для верхнего силура и нижнего девона используются регионорсы (горизонты) чешской шкалы, поскольку пока только с этими стратонами могут осуществляться доказательные корреляции южнотяньшаньских разрезов.

мощностью 75 м, а следующие 110 м принадлежат зоне *M. transgrediens* (см. рис.1, 4).^{*} Таким образом, кровля зоны *transgrediens* значительно перекрывает верхнюю границу распространения исфагинского комплекса фауны и остается всего 36 м, неохарактеризованных граптолитами, до подошвы кунжакского горизонта. Так устанавливается, что большая часть исфагинского горизонта действительно коррелируется с приждолиеном.

Кунжакский горизонт. Принимается, что данный горизонт в полном объеме соответствует лохвовскому ярусу [5, 6, 8]. Собранные материалы, которые следует пока еще рассматривать как предварительные, заставляют сомневаться в верности проводимых сопоставлений. Касается это верхней границы горизонта. В стратотипе крукельской свиты на 92-м метре интервала, достоверно относящегося к кунжакскому горизонту, собраны граптолиты из комплекса зоны *M. falcarius*, а еще через 18 м — также граптолиты прагиена, но, возможно, уже высоких его горизонтов (см. рис.3, точки 88, 89). Таким образом, 14 м, а если корреляция разрезов левого и правого берегов Шахимардана верна (см. выше), то не менее 30 м верхней части кунжакского горизонта из общей 110-метровой мощности разреза, достоверно отнесенной к этому горизонту, следует сопоставлять с пражским ярусом.

Манакский и сандалский горизонты. Совокупность этих двух горизонтов обычно сопоставляется с пражским ярусом, поскольку в качестве основного элемента в комплексах бентосных групп фаун обоих горизонтов присутствует фауна верхних конепрусских известняков. Для манакского горизонта (или его нижней части) это подтверждается граптолитами [8]. На основании собранных материалов приходится поставить под сомнение верность этих сопоставлений.

В манакском горизонте на расстоянии 105 м от подошвы появляются туркестанеллы (= *Nowakia acuaria* в понимании европейских палеонтологов). В верхней части 90-метрового интервала, охарактеризованного туркестанеллами, найдены *Sogdiana* sp. Представители этого рода близки к *Guerichina*, и, возможно, виды, описанные под родовыми названиями *Guerichina* и *Sogdiana*, следует объединить в одну родовую группу. Появление согдиан, таким образом, свидетельствует, вероятно, о принадлежности содержащей их части манакского горизонта уже к самой верхней части прагиена [9, фиг.1]. Следовательно, нельзя исключить, что верхи манакского горизонта и (или) сандалский горизонт могут соответствовать злихову.

Ляглянский горизонт. Сопоставляется со злиховским ярусом [10]. Полученные материалы предопределяют существенный пересмотр этих представлений. Граница злихов — далее, устанавливаемая по тентакулитам (см. рис.2, точки I54-I61; рис.4) проходит внутри 90-метрового интервала, не содержащего остатков бентосных групп, т.е. немой с точки зрения возможности выявления региональных стратонев. Но весь этот интервал располагается ниже пород, охарактеризованных ляглянским комплексом брахиопод. Эти существенно новые данные хотя и не противоречат отнесению нижней части ляглянского горизонта к злиховскому ярусу, но указывают, что значительная часть этого подразделения моложе злихова.

Аккапчигайский горизонт. В 28 метрах выше подошвы горизонта собраны *Gyrocerafitites* sp. "эйфельского облика" по А.В.Яговкину. Хотя для однознач-

^{*} По Ерепу [7] *Colono-graptus bugensis* и *C. aduncus* являются синонимами *M. ultimus*, а *C. perbrevis* и *C. chelmiensis* — синонимами *M. transgrediens*.

ного суждения о возрасте аккапчигайского горизонта этих данных явно недостаточно, но в определенном смысле они представляют интерес. Аккапчигайский горизонт коррелируется с тальтийским горизонтом (зона *Conchidiella pseudobaschkirica*) Урала. Анализ распространения конодонтов в пограничных отложениях нижнего и среднего девона [II] привел к заключению, что граница эмс-эйфель может проходить внутри тальтийского горизонта. С учетом этих данных в совокупности с появлением эйфельских гиоцератитов не с основания аккапчигайского горизонта можно предполагать, что его нижняя часть является еще доэйфельской.

По более высоким частям разреза девона новых материалов не получено.

Резюмируя изложенное, отметим основные новые данные, полученные при изучении описанной последовательности силура и девона.

1. Выделен новый тип разреза среднего палеозоя. Таким образом, корреляционная часть стратиграфической схемы пополнилась еще одной вертикальной графой. Примечательно, что эта графа отражает изменчивость разрезов палеозоя одного из наиболее изученных регионов Южного Тянь-Шаня и, следовательно, можно утверждать, что заполнение корреляционной схемы еще далеко от завершения.

2. Средняя толща шахимарданского типа разрезов расчленена на свиты, валидность которых уже проверена картированием в масштабе 1:50 000.

3. Охарактеризованность остатками бентосных групп верхнего силура и девона шахимарданского типа разрезов такова, что оказалось возможным выделение всей совокупности горизонтов от исфаринского до анхорского, чего пока не достигалось в других типах разрезов. Границы горизонтов проходят внутри монофациальных последовательностей, в связи с чем предполагается зафиксировать здесь стратотипы границ манакского и сандальского, ляглянского и аккапчигайского горизонтов.

4. Наличие на ряде уровней остатков планктонных групп позволило пересмотреть сложившиеся мнения о корреляциях горизонтов со стратонами общей (международной) стратиграфической шкалы или поставить вопросы о достоверности имеющих корреляций. Это касается: а) кунжакского горизонта - его верхняя часть должна коррелироваться с прагиеном; б) верхней части манакского и (или) сандальского горизонтов, которые могут быть послепражскими; в) ляглянского горизонта - его верхняя часть является послезлиховской, может быть дальнейской или даже более молодой; г) аккапчигайского горизонта, для которого ставится под сомнение соответствие его эйфелю в полном объеме.

У к а з а т е л ь л и т е р а т у р ы

1. В е р е щ а г и н В.Н., Ж а м о й д а А.И. Стратиграфические исследования в СССР. - Сов.геол., 1977, № II, с.30-44.
2. П о р ш н я к о в Г.С. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта. - Труды Управления геологии и охраны недр при СМ Кирг.ССР, сб. I. Фрунзе, 1960, с.43-55.
3. П о р ш н я к о в Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., 1973. 207 с.

4. Гор я н о в В.Б. Тянь-Шаньская геосинклиналиная область. Общая характеристика. Туркестано-Алайская зона. - В кн.: Стратиграфия СССР. Левонская система. Кн. I. 1973, с.393-427.
5. К и м А.И., Л а р и н Н.М., Л е с о в с к а я А.И. Проблема границы силура и девона и расчленение нижнего девона в Средней Азии. - Граница силура и девона и биостратиграфия силура. Л., 1971, с.102-108.
6. В i s k e J.S., G o r i a n o v V.B., R - z o n s n i c k a j a M.A. Tien-Shan. - The silurian-Devonian boundary. Stuttgart, 1977, ser.A, N 5, p.227-237.
7. J a e g e r H. Graptolites. - The Silurian-Devonian boundary. Stuttgart, 1977, ser.A, N 5, p.337-345.
8. Е р и н а М.В., К и м А.И., К о р е н ь Т.Н., Л а р и н Н.М., Эталонный разрез нижнего девона в раковинно-графтолитовых фациях в Южной Фергане (урочище Рават-Джакуб). - Докл.АН СССР, 1976, т.230, № 5, с. 1176-1179.
9. С h l u p a c h I. The oldest goniatite faunas and their stratigraphical significance. - Lethaia, 1976, vol.9, p.303-315.
10. Гор я н о в В.Б. Нижний и средний девон советского Тянь-Шаня. - Стратиграфия нижнего и среднего девона. Л., 1973, с.83-93.
- II. W e d d i g e K., Z i e g l e r W. Correlation of lower/middle devonian boundary beds. - Newsletters Stratigr., 1977, vol.6, N 2, p.67-84.

УДК 551.3.051

В.И.Солун

О ПРИЧИНАХ, ОБУСЛОВЛИВАЮЩИХ ОБРАЗОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТЕЙ РАЗДЕЛА МЕЖДУ ПЛАСТАМИ

Вопрос механики образования пластов представляет достаточно важную проблему. От правильного понимания сути процесса зависит решение целого ряда практических и теоретических задач. Наиболее сложным является объяснение причин образования поверхностей раздела между пластами (поверхностей, ограничивающих пласты в подошве и кровле). Однако прежде чем перейти непосредственно к их рассмотрению, следует вкратце остановиться на некоторых вопросах терминологии.

В стратиграфической терминологии, впрочем как и в других разделах геологии, наблюдается достаточная неустановленность. Многие термины разными исследователями понимаются по-разному. К числу таких, в частности, относятся пласт и слой.

Пласт большей частью понимается как геологическое тело, однородное по вещественному составу или каким-либо другим признакам, ограниченное ясными поверхностями раздела от подстилающих и покрывающих пластов и имеющее значительную протяженность при небольшой мощности.

Слой (зачастую даже в тех же работах) определяется практически так же, хотя это определение и дается другими словами.

Один из крупнейших знатоков этого вопроса Ю.А.Жемчужников [1] приведенное выше определение относит, правда, только к пласту; слой, по его мне-

нию, является единицей, характеризующей внутренние текстурные особенности осадка – слоистость внутри пласта. Многие исследователи считают термины пласт и слой синонимами. Есть точка зрения, что слой, в отличие от пласта, это однородное по литологическому составу геологическое тело, не ограниченное поверхностями раздела от выше- и нижележащих пород. Н.Б.Вассоевич, много занимавшийся вопросами слоеобразования, рассматривает [2] слой и пласт как термины свободного пользования. Вместо понятия слой (пласт) он предлагает термин наслой, весьма туманно объясняя его содержание.

В геологических словарях [3, 4] пласту и слою, несмотря на кажушиеся отличные определения, фактически придается одинаковое содержание.

Для упорядочения этой терминологической путаницы к вопросу, по-видимому, следует подходить со следующих позиций.

При описании обнажений в поле геолог расчленяет их на более мелкие части, обозначаемые как слои. Чем же являются эти выделяющиеся при описании обнажений слои, которые мы, во избежание путаницы, пока назовем "служебными слоями".* Эти слои при наблюдениях являются наименьшими, элементарными единицами. Разделение обнажений на слои (иногда сперва на пачки, а затем на слои) настолько глубоко вошло в геологическую практику (буквально во всех областях геологии), что изменить это и ввести вместо слоя какое-то другое название практически невозможно (и бессмысленно).

Каждый "служебный слой" охватывает тот или иной интервал разреза, отличающийся от соседних частей разреза определенными свойствами. Эти свойства и особенности, принимаемые во внимание при выделении "служебных слоев", являются самыми разнообразными и могут меняться в зависимости от направления работ. Литолог, например, будет выделять слои в обнажении, руководствуясь, очевидно, иными признаками, нежели палеонтолог.

Границы между "служебными слоями" могут как совпадать, так и не совпадать с какими-либо поверхностями раздела, проходить внутри толщи с постепенно меняющимися по разрезу свойствами. "Служебный слой" по объему может соответствовать одному пласту или охватывать несколько пластов.

"Служебный слой", таким образом, представляет собой интервал разреза, объединяющий горные породы, отличающиеся по каким-либо (любым) признакам, свойствам от выше- и нижележащих.

Практика, когда термин "слой" имеет применение как при описании обнаженной в качестве служебного слоя, так и в качестве синонима пласта, естественно, не может быть признана нормальной. Порочность такого положения усугубляется еще и тем, что зачастую при рассуждениях одно понимание слоя подменяют другим, служебный слой трактуется как пласт и наоборот.

Очевидно, геологическое тело, обладающее однородным или плавно меняющимся вещественным составом, или какими-либо другими свойствами, отделенное от соседних поверхностями раздела, обычно обладающее незначительной мощностью при большой протяженности, нужно, учитывая сказанное выше, вслед за Ю.А.Жемчужниковым именовать пластом. Слой же, имея в виду широкое употребление этого термина при описании обнажений,** следует перевести в ка-

* Ю.А.Жемчужников называет их условными слоями [1, с.117].

** Никто не будет спорить, что все время оговаривать, о каком слое (служебном или синониме пласта) идет речь, достаточно неудобно.

теорию терминов свободного пользования, как это предлагал Н.Б.Вассоевич. Слои – это условно выделяемое геологическое тело (горная порода), отличающееся от выше- и нижележащих по каким-либо (любим) признакам. Не следует также употреблять термин "слой" при описании внутренней структуры пласта (косой слоистости). Для этого есть вполне ясный и употребительный термин слоек (слойки).

Вопрос об образовании пластов является достаточно важным, так как правильное представление об этом позволяет исследователю более достоверно восстановить события прошлого. При первом знакомстве с геологией процесс образования пластов представляется сравнительно простым. Так, наступающее или отступающее море вызывает соответствующее перемещение фаций, которые, следуя за береговой линией и перекрывая одна другую, вызывают возникновение пластов. Этот механизм иллюстрируется достаточно известной схемой трансгрессий или регрессий моря. Для первого объяснения некоторых геологических процессов такая трактовка пластообразования, пожалуй, вполне достаточна и, главное, доступна. Однако по мере углубления наших знаний по геологии все яснее и яснее выступает несостоятельность такого объяснения.

Уже при самом беглом знакомстве с законом механической дифференциации осадков становится ясно, что этим путем никаких пластов получиться не может, так как не будут образовываться резкие поверхности раздела на границах между отложениями различного состава (разными фациями) – переходы будут постепенными.

Не менее распространено объяснение образования пластов тектоническими причинами, точнее колебательными движениями [6, с.120]. Последние, согласно этой точке зрения, изменяют гипсометрические положения дна того или иного участка, в результате чего меняются глубины бассейна (в отдельные моменты дно может быть выведено даже выше уровня вод бассейна). Изменение глубины и, как следствие этого, расстояния от берега вызывает изменение фракции отлагающегося на дне обломочного материала. Алевроиты сменяются псаммитами, псаммиты – псефитами (или наоборот) – таким образом будто-бы и формируются пласты, отражающие ритм и направление тектонических движений. Особенно часто такие объяснения применяются при рассмотрении флиша и его генезиса. Происхождение очень большого количества следующих один за другим мелких ритмов, образованных сменяющимися друг друга, все более и более мелкозернистыми осадками в слоях, весьма легко объяснить периодически повторяющейся сменой знака движений.

Однако колебательные движения тоже не могут объяснить образование поверхностей раздела. Какими бы ни были кратковременными колебательные движения, как бы быстро они ни изменялись по знаку – эта кратковременность и быстрота будут только геологическими. Интервалы между моментами крайних положений (поднятие – опускание) исчисляются сотнями, а то и тысячами лет. Некоторые представления о скорости колебательных движений дают известные колонны храма Сераписа [5]. Несколько сотен лет, в течение которых происходит смена знака колебательных движений, для процесса осадкообразования являются весьма длительным промежутком. Колебательными движениями можно объяснить смену типа фракций осадков, но эта смена будет происходить постепенно и в результате ее (исключая случай вывода дна бассейна выше уровня воды) никак не смогут образоваться поверхности раздела между пластами.

К процессу образования пластов, как нам кажется, следует подходить несколько иначе. Нельзя рассматривать его как одно целое. Это результат двух накладывающихся друг на друга процессов: осадконакопления, происходящего по своим соответственным законам, и образования поверхностей раздела, обусловленного уже иными причинами.

Процесс осадконакопления изучается литологами, является составной частью этой науки и не входит в сферу собственно стратиграфии. Литология хорошо объясняет нам механизм образования осадков, смену по простиранию и по разрезу одних осадков другими. Но осадки – это еще не пласты. Для объяснения механизма образования пластов помимо понимания характера процесса осадкообразования необходимо еще и объяснение причин образования поверхностей раздела между пластами – эта вторая сторона вопроса образования пластов не столь ясна.

Подходить к выявлению механизма образования поверхностей раздела следует, по-видимому, начиная с рассмотрения процесса возникновения стратиграфического (параллельного) несогласия. Причиной такого несогласия является тот или иной перерыв в отложении, сопровождаемый той или иной глубиной размыва части уже отложившихся осадков. Стратиграфическое несогласие устанавливается в том случае, когда может быть определен возраст подстилающей и покрывающей пачек пластов и доказано их возрастное несоответствие.

При невозможности определить возраст подстилающих и покрывающих отложений сделать заключение о наличии в разрезе стратиграфического несогласия нельзя. В этом случае поверхность, разделяющая две пачки при наличии соответствующих следов, будет классифицироваться как поверхность размыва, что само по себе не дает права говорить о стратиграфическом несогласии; при отсутствии же следов размыва такие поверхности практически не будут отличаться от поверхности раздела между пластами в непрерывном разрезе. Отсюда можно сделать заключение, что поверхности стратиграфического несогласия, поверхности размыва и поверхности раздела между пластами – явления одного порядка, отличающиеся только масштабами, вернее степенью опознаваемости перерыва.

Каждому стратиграфическому несогласию, как правило, предшествует размыв части подстилающих осадков; то же, очевидно, относится и к поверхности раздела. При наличии более или менее значительного размыва, устанавливаемого путем геологической датировки возраста, мы говорим о стратиграфическом несогласии; при размыве осадков, возраст которых геологическими методами не устанавливается, поверхность квалифицируется как поверхность размыва в случае наличия присущих этому процессу признаков, а при отсутствии следов размыва как поверхность раздела между пластами.

Поверхность раздела, таким образом, оказывается обязанной своим происхождением кратковременному перерыву в осадконакоплении [1, с.118-119; 6, с.144], во время которого незначительно, обычно без явных следов, размывалась верхняя часть накопившихся ранее отложений.

Какие же причины или процессы могут вызвать это? Они могут быть обусловлены либо экзогенными, либо эндогенными факторами.

Экзогенные факторы являются, главным образом, механическими, они обуславливают изменение динамики водной среды, в которой происходит накопление осадков. Процесс этот весьма сложен, в самом схематизированном виде он может быть представлен следующим образом.

В нормальных погодных и гидродинамических условиях толща воды на глубину может быть разделена на условные зоны с разной степенью активности воды. На рисунке изображены 3 такие зоны. В зоне I динамическая активность воды такова, что все частицы размером меньше гравийных не отлагаются, а уносятся, гравийные и более крупные осаждаются. В зоне II активность уже меньшая, отсюда уносятся частицы с размерностью меньше песчаной, песчаные же частицы осаждаются. В зоне III уносятся частицы с размерностью меньше алевритовой, алевритовые частицы осаждаются на дне.

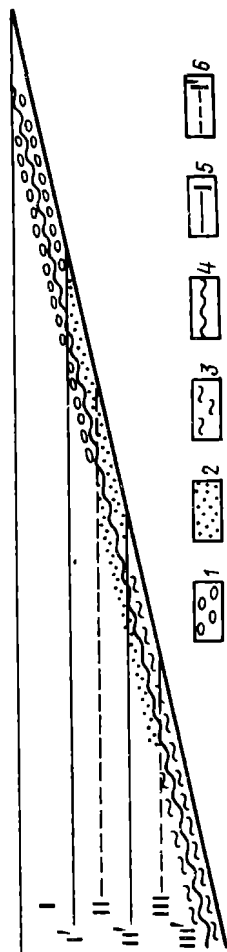
Естественно, в действительности картина будет гораздо более сложной; по закону механической дифференциации осадки на дне бассейна будут распределяться со все более и постепенно уменьшающимися размерами частиц, в четких границах между отложениями отмеченных выше фракций не будет.

Что же произойдет в случае резких внезапных изменений активности воды (в результате шторма, урагана и т.п.)?

Очевидно, в этом случае границы различных зон активности переместятся книзу (см. рисунок) от их первоначального положения. На участках, где в нормальных условиях шло накопление определенной размерности фракции, вследствие изменения в сторону увеличения активности воды станут откладываться более крупнозернистые разности. Перед осадением последних возрастающая активность воды неизбежно обусловит размыв какой-то части отложенных ранее более мелкозернистых осадков; на контакте возникнет ясно выраженная поверхность раздела. Эта поверхность раздела возникнет на всем протяжении дна бассейна до глубины, на которую оказывает влияние увеличение активности воды, поскольку по закону механической дифференциации осадков обломки отлагаются в зависимости от их величины и веса и внутри условных полей распространения отдельных фракций, поэтому увеличение активности воды приводит к размыву осадков на всей площади их распространения.

В областях, где на дне бассейна идет накопление органогенных карбонатных осадков, усиление динамической активности воды будет также сопровождаться ее перемешиванием и уменьшением величины pH. В результате совместное воздействие этих факторов приведет при помощи некоторого размыва и растворения верхней части осадков к возникновению четких поверхностей раздела.

Подобный же эффект вызовет и изменение химического состава воды в бассейне, где идет накопление хемогенных толщ. При разбавлении соленых вод



Образование поверхности раздела между пластами. 1 - гравий; 2 - песок; 3 - алеврит; 4 - поверхность раздела между пластами; номера и границы зон: 5 - при спокойном состоянии воды, 6 - во время шторма.

пресными (вследствие сильных ливней, вторжения солевых потоков и т.п.) произойдет растворение верхней части отложившихся на дне хемогенных осадков, образуется поверхность раздела; соответствующая убыль воды в результате испарения восстановит прежние условия.

Причиной возникновения поверхности раздела может быть также перерыв (та или иная длительность) в процессе осадконакопления; отложившиеся ранее осадки во время перерыва претерпевают уплотнение и перекрывающие их образования будут уже заметно отличаться по своим свойствам, а так как переход от осадков с одними свойствами к другим будет не постепенным, а резким, то создается особенно четкая граница раздела.

Образование поверхностей раздела между пластами в континентальных отложениях объясняется значительно проще. На суше процесс осадконакопления протекает прерывисто. Неоднократное прекращение накопления осадков неизбежно сопровождается некоторым размывом или уплотнением отложившихся ранее образований. Возобновление отложения обуславливает возникновение поверхности раздела.

Эндеогенные факторы проявляются в виде подводных извержений и моретрясений, которые также изменяют активность толщи воды и таким образом приводят к возникновению поверхностей раздела между пластами.

Образование поверхностей раздела может быть иногда обязано быстрым и резким поднятиям и опусканиям (они часто сопутствуют землетрясениям). Эти движения, подчеркиваем, — быстрые и резкие, а не медленные "вековые" колебательные движения, приводят к перемещению дна бассейна в зоны с большей (при поднятии) или меньшей (при опускании) активностью воды. В первом случае поверхность размыва возникает вследствие некоторого размыва образовавшегося уже осадка и перекрытия его более грубым; опускание, очевидно, не всегда приводит к образованию поверхностей раздела, последняя образуется, по-видимому, лишь при значительной разнице в составе и свойствах подстилающих, накапливавшихся до опускания осадков и покрывающих, образовавшихся уже после опускания.

У к а з а т е л ь л и т е р а т у р ы

1. Жемчужников Ю.А. Слой и пласт. — Изв.АН СССР, 1950, № 5, с.116-125.
2. Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. М.;Л., 1957. 239 с.
3. Геологический словарь. Ч.П. 1955, с.147,269.270.
4. Геологический словарь. Ч.П. 1973, с.95,242.
5. Горшков Г.П., Якушева А.Ф. Общая геология. М., 1973. 519 с.
6. Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М., 1962. 363 с.

Гуля Т.

НЕКОТОРЫЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ ОКАМЕНЕЛОСТЕЙ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Одной из сложнейших проблем в геологии является определение возраста и стратиграфического положения метаморфических пород. Большинство специалистов, занимающихся этими вопросами, обосновывают свои заключения особенностями состава образований и сравнением их с геологическими разрезами более или менее отдаленных областей по результатам петрографических, геохимических, минералогических исследований, мезоструктурного анализа и региональных тектонических интерпретаций. Указанные критерии устанавливают орогенетические циклы и последовательность формирования метаморфических комплексов. Датировка последних особенно сложна в областях проявления нескольких орогенетических фаз, вынудивших многочисленные деформации и неоднократные структурные перестройки.

Остатки организмов в докембрии долгое время не были известны. В последние годы во многих районах распространения метаморфических толщ стали применять различные специальные методы поисков окаменелостей в сочетании с радиометрическими определениями возраста пород. В первую очередь были обнаружены остатки микрофлоры из непрерывных разрезов протерозоя - кембрия, где отложения не претерпели интенсивной тектонической переработки. Обнаружение комплексов микрофлоры позволило провести корреляцию разрезов между собой.

Наиболее крупные успехи в этой области были достигнуты советскими учеными - Б.В.Тимофеевым, А.Г.Вологдиным, К.Б.Кордэ и А.Н.Волковой. Хорошие результаты при исследовании докембрийских пород США, Австралии, Южной Африки получены такими исследователями, как Е.В.Шопе, Е.С.Баргурн, М.Е.Глеснер, П.Е.Клуд, Г.Пфлуг и Г.Ю.Гоффманн (J.W.Schopf, E.S.Barghoorn, M.E.Glaessner, P.E.Cloud, H.Pflug, H.J.Hoffman).

В докембрии Польши микрофлору из обрамления Свентокшійских гор (Gor Swietokrzyskich) и из глубоких скважин изучали Л.Ягельска, Г.Важиньска и Р.Михняк (L.Jageilska, H.Wazynska, R.Michniak), а из Судет - Т.Гуля (T.Gunia). Исследования метаморфических пород в Судетах продолжаются и ныне.

Из геологической карты (рисунок) видно, что метаморфические образования выступают на значительной площади в Судетах и на прилежащей к ним с севера части Предсудетского блока. В большинстве случаев это полиметаморфические серии, сформировавшиеся в результате регионального и контактового метаморфизма разных орогенетических циклов. Здесь преобладают гнейсы, разные типы кристаллических сланцев, часто с прослойками известняков, метавулканыты и др. До сих пор считалось, что эти породы не содержат окаменелостей. Их возраст определялся на основании сравнения петрографического состава пород с разрезами других, часто удаленных областей, главным образом ГДР и Чехословакии. Чаще всего гнейсы причислялись к докембрию, а кристаллические сланцы либо к докембрию, либо к кембро-силуру.

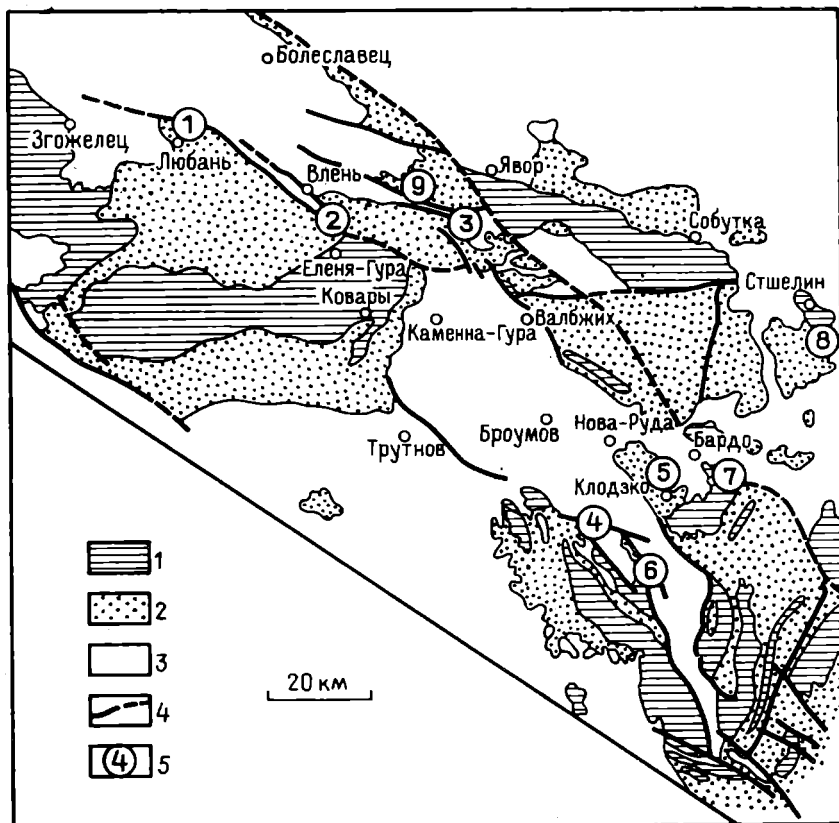


Схема геологического строения Судет и Предсудетского блока.

1 - магматические комплексы; 2 - метаморфические комплексы; 3 - слабометаморфизованный верхний девон; 4 - основные разломы; 5 - места находок окаменелостей (номер в круге соответствует номеру работы в списке литературы, в которой указываются эти окаменелости).

Изучение метаморфических пород палеонтологическим методом началось только в прошлом десятилетии. Эти исследования проводятся прежде всего в Институте геологических наук университета им.Б.Берута во Вроцлаве, а также в Геологическом институте Центрального геологического учреждения и в Горно-металлургическом институте (Краков). Они охватывают некоторые серии эпиметаморфических сланцев, кристаллических известняков, кварцитов, парagneйсов. Применение различных методик позволило обнаружить в них остатки фауны и микрофлоры в нескольких местах (см.рисунок).

Некоторые методы извлечения окаменелостей уже были известны и раньше, они применялись для их поисков и определения возраста осадочных неметаморфизованных отложений. Эти же методы с некоторыми модификациями применены при стратиграфических исследованиях эпиметаморфических образований. Впервые изучено несколько местонахождений кристаллических известняков, встречающихся в виде прослоев и линз в свитах филлитов и кристаллических сланцев. Сначала из обнажения брались информационные образцы размером около 15x15x10 см на расстоянии 1-2 м друг от друга - в зависимости от величины

обнажения и изменчивости состава известняков. Места отбора образцов обозначались в обрыве краской последовательными цифрами снизу вверх перпендикулярно к простиранию пластов. Теми же номерами маркировались и отобраные образцы. Потом в шлифовальной лаборатории образцы были разрезаны на пластинки 0,5–1 см толщины вдоль поверхностей сланцеватости и перпендикулярно к ним. При этом на поверхностях некоторых пластинок обнаружались отчетливые органогенные структуры. Определенные скопления зерен кальцита в отдельных случаях напоминали очертания колоний табулят или тетракораллов, а иногда в них была видна даже внутренняя структура организмов. Некоторые пластинки пришлось протравливать в 5%-ной холодной соляной кислоте, вследствие чего через несколько минут была лучше видна их структура.

Из фрагментов, в которых находилась фауна, делались шлифы для исследования в проходящем свете. Толщина шлифов определяется величиной зерен кальцита, заполняющих органогенную структуру. В слишком тонких пластинках внутренняя структура портится и остаются только контуры (очертания) кораллитов или колонок строматопороидей. Площадь шлифов также зависит от размеров остатков фауны.

После обнаружения последних в информационных образцах, в тех же местонахождениях вновь отбирались пробы, но более часто.

Таким образом, можно также определить мощность горизонтов, содержащих органические остатки с точностью до сантиметров.

Дополнительная трудность изучения фауны была связана с тем, что в деформированных породах очень редко удается получить хорошо ориентированные разрезы кораллов или строматопороидей. В пластах, в которых были обнаружены окаменелости, отбирались ориентированные образцы, но и в этом случае не всегда получались хорошие разрезы вследствие того, что поверхности сланцеватости косо секли поверхности напластования. Последние не всегда видны. Вероятность нахождения хороших разрезов увеличивалась с ростом количества отобранных образцов и сделанных шлифов.

Применение вышеописанного метода позволило впервые определить в одном из прослоев известняка в свите филлитов очень богатое сообщество родов и видов тетракораллов, табулят, строматопороидей, свидетельствующих о позднесилурийском возрасте пород.

Изучая кристаллические известняки кембрия в Судетах таким же образом, были найдены и определены структуры кораллов из рода *Sambroturpa* [2,3].

В случаях, когда макроскопические наблюдения в кристаллических известняках не приносили положительных результатов, образцы аналогично отбирались для микропалеонтологических исследований. Они растворялись в кислотах с использованием модификаций известных методик. При этом, особенно изучая остатки микрофлоры, надо быть очень осторожным прежде всего там, где возможно вторичное ее захоронение. Это относится к исследованию кристаллических известняков из прослоев в метаморфических сланцах, которые обычно рассланцованы, складчаты и трещиноваты.

Для палинологической обработки были отобраны образцы из линз кристаллических известняков в биотитовых сланцах. Из центральных частей отобранных проб вырезали бруски различных размеров, в которых отсутствовали трещиноватые и разложившиеся участки. Таким образом, получались фрагменты свежей породы без трещин и без пор. С целью проверки связности поверхности брусков они в течение нескольких минут протравливались в 5%-ной соляной

кислоте. На некоторых поверхностях можно было под лупой заметить микротрещинки, заполненные вторичным кальцитом. После проверки из одной части образца делали шлифы, а вторая часть растворялась в холодной соляной кислоте (доломитизированные известняки - в подогретой). Некоторые образцы перед растворением подвергали термической обработке: их подогревали до температуры 100-200°C, а потом погружали в холодную дистиллированную воду. Это повторялось много раз, до раздробления породы. Затем фрагменты последней растворялись в 5%-ной соляной кислоте или 5%-ном растворе EDTA.

После промывки и высушивания остатка порошковые препараты укрепляли на предметном стекле канадским бальзамом и покрывали покровным стеклом. Когда бальзам высыхал, препараты исследовались под поляризационным микроскопом и обнаруженные структуры отмечались тушью в виде колечек на поверхности покровного стеклышка. Этим методом было открыто в указанной линзе известняков богатое сообщество микрофлоры, которое показывает их позднепротерозойский возраст [4]. Ранее исследованные биотитовые сланцы с прослойками известняков считались докембрийскими либо кембрийскими.

Кристаллические известняки были исследованы также и из других районов Судет. После мацерации в кислотах из них определены конодонты верхнего девона и нижнего карбона [1].

Изучали также мраморы из прослоев в свитах кристаллических сланцев и кварцитов. Исследования проводились при помощи трансмиссионного электронного микроскопа [8]. В мраморах открыто 28 микрофрагментов *Diatomea* (роды *Nitschia* и *Navicula*). Возраст этих пород некоторые авторы определяли как протерозой, а другие - как девон. Отсутствие в них до сих пор находок других окаменелостей оставляет вопрос о возрасте мраморов открытым, но сам факт присутствия в таких древних породах диатомей может иметь большое значение для познания эволюции этой группы.

Значительно труднее вести микропалеонтологические исследования в свитах кристаллических сланцев и парагнейсов. Они всегда более дислоцированы, чем известняки, и для их растворения надо применять другие способы.

Сбор образцов из кристаллических сланцев и парагнейсов проведен подобно сбору их в обнажениях известняков, учитывая при этом характер тектонических структур. Образцы были взяты из двух удаленных друг от друга районов Судет с целью исследования конодонтов. В одном из районов изучены типичные эпиметаморфические серии, т.е. филлиты серицитовые и серицито-кварцевые, метааргиллиты, метаграувакки и микрокварциты; а в другой серии - глинистые и кремнистые сланцы, только затронутые метаморфической переработкой. В обоих случаях применены те же методы лабораторных исследований. Образцы разрезались и часто уже на поверхностях срезов можно было видеть фрагменты конодонтов. После этого породы механически дробились и подвергались растворению в холодной 5-40%-ной фторной кислоте от 10 мин до нескольких часов в зависимости от минералогического состава породы и ее сланцеватости. Для образований, обогащенных кварцем, например микрокварцитов, применялась 40%-ная кислота, а для филлитов - 20%-ная. Породы мелкозернистые, с небольшим содержанием железа, растворялись быстрее, чем породы, обогащенные железом, например филлиты серицито-кварцевые с большей примесью соединений железа. Они мацерировались 35-40 мин, а без примесей железа - 15-30 мин в 40%-ной фторной кислоте. Но те же породы с зернистым кварцем и примесью железа растворялись в течение 40-60 ч.

Приведенные данные о времени растворения и концентрации кислоты получены пока на основании единичных опытов. Перед началом серийных исследований необходимо уточнить оптимальные концентрации фторной кислоты и продолжительность растворения в ней.

Для проведения данных работ следует брать образцы весом 0,5–3,0 кг. После растворения породы раствор требуется нейтрализовать 10- или 20%-ной NaOH, в зависимости от концентрации, использованной для мацерации кислоты. Затем на ситах провести разделение на фракции и просмотреть под бинокляром. При этом следует отметить, что использование фторной кислоты для мацерации требует большой осторожности. В лаборатории эти работы можно вести только в вытяжном шкафу, а лаборант должен быть предупрежден о вредном действии кислоты; он обязан иметь очки из плексиглаза, резиновые перчатки и фартук.

Вышеуказанные методы были нами использованы [7, 9] и дали очень хорошие результаты. Так, впервые были открыты ордовик и частично нижний, средний и верхний девон в таких районах Судет, где до сих пор они не были известны.

Сходные методы применялись также и при изучении кварцево-графитовых сланцев. Образцы растворялись в течение 20 мин в 20%-ной фторной кислоте, затем, после нейтрализации в NaOH, промывались водой для удаления нерастворенных графитовых чешуек. После высушивания остаток просматривался под бинокляром и делались препараты в канадском балземе, как и при исследовании микрофлоры. Этим методом удалось определить присутствие фрагментов Nautiloidea, фрагментов пластинок стеблей и панцирей Echinodermata.

Таким же способом изучались и парагнейсы [6], в которых были определены фрагменты Echinodermata и спикулы губок. Однако и в графитовых сланцах и в парагнейсах остатки фауны окремнены, их первичное кальцитовое вещество замещено кремнеземом в результате метаморфизма. Благодаря этому сохранились характерные структуры. Все обнаруженные фрагменты фауны в большинстве своем микроскопической величины. Некоторые были погружены в зерна кварца и их удалось наблюдать только после травления фторной кислотой. Можно предполагать, что в подобных породах сохранились только мелкие части, которые по своим размерам не отличались от величины зерен кварца.

У к а з а т е л ь л и т е р а т у р ы

1. Ch o r o w s k a M., S a w i c k i L. O występowaniu zmetamorfizowanych utworów górnego dewonu i dolnego karbonu w Gorach Kaczawskich. Geol., 1975, vol.19, N 2, p.261–276.
2. G o r c z y s a - S c a l a J. Structural research in the boundary area between the Kaczawa Mts and Izera region. - Bull. Acad. Pol. Sci. ser. sci. geol. et geogr., 1966, vol.14, N 3, c.171–179.
3. G u n i a T. Cambrotrypa (Tabulata) z metamorfiku Sudetów Zachodnich. - Roczn. Pol. Tow. Geol., 1967, vol. XXXVII, N 1, c.417–427.
4. G u n i a T. Mikroflora prekambryjskich wapieni okolicy Dusznik Zdroju (Sudety Środkowe). - Roczn. Pol. Tow. Geol., 1974, vol. XLIV, N 1, c.65–92.
5. G u n i a T., W o j o i e c h o w s k a I. Zagadnienie wieku wapieni i fylitów z Malego Bozkowa (Sudety Środkowe). - Geologia Sudetica, 1971, vol.V, p.137–164.

6. G u n i a T., D u m i o s M. Wierzcholowski Fauna z paragnejsow w Wyszkach (Gory Rystrzyckie) i problem ich wieku. - Geologia Sudetica, 1978, vol.13, N 3.
7. H a y d u k i e w i c s J. Stratygrafia serii zdanowskiej w polnoonej czesoi struktury bardzkiej na podstawie konodontow. - Geologia Sudetica, 1978, vol.13, N 2.
8. K w i e c i n s k a B., S i e m i n s k a J. Diatoms (Bacillariophyceae) in the Przeworne Marbles / Lower Silesia. - Bulk. Acad. Pol. Sci. ser. sci. geol. et geogr., 1972, vol.XX, N 4, p.299-303.
9. U r b a n e k Z. The significance of Devonian conodont faunas for the stratigraphy of epi-metamorphic rocks of the Gory Kaczawskie Mts. - Geologia Sudetica, 1978, vol.13, N 1.

УДК 55.100.2

М.С.Дюфур

СИСТЕМНОЕ ИЗУЧЕНИЕ АССОЦИАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД

Введение

Современная наука изучает объекты исследования на разных уровнях, обнаруживает все большую и большую сложность их строения. Чем сложнее изучаемые объекты, тем более необходимым становится применение к ним системного подхода, позволяющего видеть в их сложности определенную организованность. Из естественных наук системный метод прежде всего нашел применение в биологии. Весьма перспективным представляется использование основных положений теории систем (целостность систем, их специализация, несводимость целого к сумме частей и т.д.) и в геологических исследованиях [6, 7, 9, 10 и др.]. Основанный на принципах диалектического материализма, системный метод позволяет найти пути решения некоторых "вечных" проблем, вызывающих ожесточенные споры среди геологов. К таким проблемам относятся, например, вопросы о соотношении структурного и генетического подходов к выделению и изучению геологических объектов, о причинах конвергенции геологических явлений и возможности преодоления конвергентной неопределенности при изучении условий образования геологических объектов, о задачах стратиграфического, фациального и формационного анализа и т.д.

Под системой понимается "целостное множество взаимосвязанных элементов" [3]. В системном подходе находит наиболее ясное отражение целенаправленный, активный характер человеческого познания. На одном и том же объекте в зависимости от цели исследования можно построить различные системы, поскольку связи и отношения в реальной действительности многообразны. Поэтому важнейшим требованием системной методикки является соблюдение принципа специализации, который предполагает необходимость основываться при выделении систем на четких критериях, выбираемых в соответствии с поставленной целью. Цели исследования определяются прежде всего спецификой самого

изучаемого объекта. Но в каждом случае они зависят от общего уровня развития науки и от потребностей общества, а следовательно, они обусловлены исторически и с течением времени меняются, что приводит и к выделению иных систем. Каждая система в силу существования у нее определенной структуры, т.е. устойчивых связей между элементами,^{*} обладает специфическим системным качеством [II], которое отсутствует у отдельно взятых ее элементов, но присуще им в рамках системы. Так, отдельные стекла, из которых художник составляет мозаику, становятся стеклами именно данной мозаичной картины. Кварц, полевой шпат и слюда в составе гранита приобретают одно системное качество, а в составе аркозового песчаника – другое.

Системный метод как средство концептуального видения геологических объектов

Задача научного исследования заключается в раскрытии сущности явлений. Ленин в "Философских тетрадах" [I, с.203] указывал на "бесконечный процесс углубления познания человеком вещей, явлений, процессов и т.д. от явлений к сущности и от менее глубокой к более глубокой сущности". На ранней стадии исследования в центре внимания человека оказываются выделенные по внешним признакам предметы, явления, процессы, которые изучаются (описываются) как сами по себе существующие, единичные образования. На этом, эмпирическом уровне создается "хаотическое представление о целом" [2, с.726], поскольку основа целостности объектов исследования еще не понята.

Предметоцентризм, свойственный эмпирическому уровню познания [I2], нередко приводит к фетишизации объектов исследования, выражающейся в стремлении выводить из них самих те свойства, которыми они обладают не сами по себе, а лишь как элементы более широких систем. В результате создается ситуация, когда какие-то, обычно наиболее наглядные свойства отдельных вещей используются как мера качеств, определяемых иной системой (предметный фетишизм [II]). В геологических исследованиях предметный фетишизм проявляется, например, в стремлении совмещать границы хроностратиграфических подразделений с наиболее наглядными литологическими границами, хотя принципы выделения хроностратиграфических и литологических единиц различны.

Накопление и обработка фактического материала обеспечивает возможность перехода на более высокий, теоретический уровень познания, на котором ученые посредством логического мышления объясняют явления, т.е. вскрывают в них существенное, всеобщее, устанавливают их внутреннюю структуру и глубокие причины. Выделение и изучение систем в соответствии с теоретически установленными критериями представляет собой концептуальное видение объектов, видение их глазами разума.

Каждая структура, каждый тип связей имеет свою причину, свой генезис. Иными словами, каждая система имеет свои специфические условия становления и существования, свой системный генезис. Изучение генезиса, причин тех или иных явлений представляет собой важнейший момент научного исследования, отражающий ход познания от явления к сущности, к основе явления, их субстанции. Ленин указывал: "С одной стороны, надо углубить познание материи

* Иногда структура трактуется шире: как единство элементов и способа их взаимодействия.

до познания (до понятия) субстанции, чтобы найти причины явлений. С другой стороны, действительное познание причины есть углубление познания от внешности явлений к субстанции" [I, с.142-143]. В любой научной теории видное место занимают причинные связи, которые выступают как логическое извлечение из опытных данных.

Важнейшими задачами геологической науки являются воссоздание условий, существовавших на Земле в прошлом, и хронологическая привязка событий, вследствие чего геологические образования рассматриваются прежде всего как документы определенных событий минувших эпох. В каждом объекте, в каждом явлении можно найти множество различных аспектов происхождения, скрытых менее или более глубоко. Генезис любого объекта оказывается многоплановым, многоступенчатым, и познание его может осуществляться на разных уровнях. Процесс изучения действительности идет "от сосуществования к каузальности и от одной формы связи и взаимозависимости к другой, более глубокой, более общей" [I, с.203]. Системный метод при этом выступает как средство концептуального видения геологических объектов в соответствии с теми или иными условиями их образования.

Приступая к изучению происхождения того или иного объекта, исследователь должен прежде всего четко представлять себе, какие именно аспекты генезиса (а следовательно, и структуры объекта), какие конкретные условия, оказавшие влияние на формирование объекта в современном виде, его интересуют. В соответствии с этим он будет, основываясь на опыте предшествующих исследований, руководствоваться разными критериями, разными генетическими признаками, и в результате выделит разные системы. Так, при изучении метаморфического комплекса геолог еще до начала работы должен четко себе представлять, будет ли он заниматься изучением условий (в том числе и возраста) метаморфизма пород или условий отложения тех осадочных образований, которые в дальнейшем подвергались метаморфизму. Приступая к генетическому анализу осадочных образований, также важно заранее определить, какие именно аспекты их происхождения (ландшафтные, геохимические условия, тектонический режим, климат и т.д.) будут исследоваться, что позволит выделить в процессе работы разные ассоциации горных пород, разные системы, соответствующие тому или иному проявлению интересующих исследователя условий.

Комплексность исследования достигается, с одной стороны, построением множества систем на одном и том же объекте, а с другой стороны, комплексным использованием признаков, отражающих конкретные системообразующие (т.е. имеющие общую причину) связи, в каждом системном представлении объекта. Попытка же изучения объекта с одновременным учетом всех его признаков подменяет комплексное изучение эклектическим и приводит в конце концов к путанице. Примером эклектического подхода к изучению геологических объектов является стремление при выделении свит и других единиц так называемой региональной стратиграфической шкалы руководствоваться одновременно и сведениями о возрасте отложений, получаемыми на основе изучения органических остатков, и литологическим составом пород, и степенью их метаморфизма, т.е. признаками, которые непосредственно друг с другом не связаны.

Анализируя методику изучения геологических объектов, геологи нередко противопоставляют генетический подход структурному, оказывая предпочтение тому или другому. Сторонники структурного подхода при этом справедливо утверждают, что сведения о происхождении каких-либо объектов в конечном сче-

те основываются на изучении их состава и строения. Действительно, мы изучаем явления, чтобы раскрыть их причины. Однако выяснение причин, сущности явлений позволяет лучше понять явления и применить это значение на практике. Ученые никогда не начинают работу с нуля, а используют опыт предшествующих исследований, закреплённый в теории. Изучение тех или иных объектов представляет собой не одноактное действие, а процесс, предполагающий многократное возвращение к изучаемому объекту, но на разном уровне и с разными средствами, которые развиваются в процессе познания. Как указывал Ленин, наука есть круг кругов, т.е. она развивается по спирали, причем каждый круг соответствует движению научного познания "от живого созерцания к абстрактному мышлению и от него к практике..." [1, с.152-153]. Сведения о причинах изучаемых явлений, выступающие в виде генетических теорий или гипотез, позволяют выбрать направление научных исследований, определить критерии выделения и системного представления объектов, сгруппировать существенные в данном аспекте признаки. На изучении этих признаков и связей между ними и сосредоточивается в дальнейшем научное исследование. От остальных признаков при этом абстрагируются.

Именно тесная связь, взаимообусловленность структуры и причины делает возможным и необходимым генетический анализ, который позволяет понять современное состояние объекта как результат его предшествующего развития. "Генетический подход в соединении со структурным придает всякой науке необходимую ей законченность, преодолевает неизбежную статическую ограниченность ее концепций, возникающих на базе одностороннего структурного подхода" [8]. Системный подход в развитом виде, когда понятие о структуре объекта конкретизируется и дифференцируется в соответствии с тем или иным аспектом его генезиса, сущности, и представляет собой такое единство, синтез генетического и структурного исследования. Отрицание важности генетического подхода к изучению природных объектов означает недооценку роли теории, роли абстрактного мышления в практической деятельности.

Может показаться, что утверждению о единстве структуры и генезиса противоречит существование конвергенции, которая широко распространена в природе вообще и весьма часто обнаруживается в геологических объектах самого различного ранга. Заключается она в том, что сходные явления возникают в различных условиях. Так, песчаные породы образуются в морях, озерах, реках, пустынях в результате деятельности как воды, так и ветра. Красноцветные, угленосные, карбонатные и некоторые другие формации (породные ассоциации) образуются на платформах, в геосинклиналях и в передовых прогибах. Преодолеть конвергентную неопределенность происхождения тех или иных объектов можно лишь при строгом соблюдении системного подхода к их анализу.

В каждом объекте удастся обнаружить множество различных качеств, которые имеют разное происхождение. Системный подход требует, чтобы причина формирования объекта рассматривалась дифференцированно, т.е. устанавливались конкретные причины тех или иных конкретных связей. Именно игнорирование этого требования и приводит к конвергентной неопределенности. Она возникает тогда, когда сходство объектов особенно наглядно, в то время как интересующие исследователя условия образования этих объектов оказываются различными. Исследователь - эмпирик пытается все свойства объектов вывести из известных ему условий, хотя в действительности эти условия опреде-

ляют лишь некоторые свойства, тогда как для других свойств, которые определяются иными причинами, они являются второстепенными. Чтобы избежать здесь путаницы, необходимо более глубокое изучение условий, поиски конкретного аспекта генезиса, определяющего сходство разных объектов. Данный аспект генезиса является общим для этих объектов, хотя другие (и, в частности, наиболее легко обнаруживаемые) условия их образования могут резко различаться. В то же время, в любом объекте можно обнаружить признаки, отличающие его от других, в чем-то тождественных с ним объектов. Эти признаки также имеют свои причины, установление которых позволяет обнаружить генетические различия между объектами.

Так, при изучении происхождения осадочных пород обычно прежде всего обращают внимание на физико-географические (ландшафтные) условия их образования. При этом выясняется, что песчаные породы, например, могут формироваться в разных условиях этого класса, хотя далеко не в любых, а лишь в тех, где динамика среды допускает перенос и отложение материала данного гранулометрического состава. Псаммитовая структура, таким образом, оказывается признаком, указывающим на определенную динамику среды отложения, а не на конкретный ландшафт. С другой стороны, дальнейшее изучение состава и структуры песчаной породы позволяет обнаружить и те признаки, которые связаны с определенными ландшафтными условиями. Точно так же формирование красноцветных, угленосных и иных формаций в областях с различным тектоническим режимом объясняется тем, что красноцветность и угленосность обусловлены не столько тектоникой, сколько климатом. Признаки, имеющие совершенно определенное происхождение в ряду условий одного ранга, оказываются конвергентными, когда мы обращаем внимание на другие условия, которые для данных признаков не являются определяющими.

Системный подход к изучению ассоциаций осадочных горных пород

В геологии, пожалуй, наиболее длительной является история изучения осадочных горных пород и их ассоциаций как в связи с непосредственными потребностями практики, так и с научными целями, связанными с восстановлением разнообразных условий, существовавших на земной поверхности в прошлом, и с определением последовательности геологических событий. На ранней, донаучной стадии строение земной коры в целом или даже осадочной ее оболочки еще не могло быть объектом исследования. Выделение тех или иных ассоциаций пород производилось стихийно, бессистемно, по случайным, наиболее наглядным признакам (цвет, общие черты состава и строения и т.д.) и в первую очередь по тем, которые представляли утилитарный, практический интерес (наличие соли, красок, строительных материалов и т.д.). Выделенные таким образом объекты изучались лишь сами по себе, их связи с другими объектами, их положение в общей структуре земной коры еще не рассматривались (стадия "предметоцентризма", по В.П.Кузьмину [12]).

Постепенное накопление и осмысливание геологических данных, а также размышления, связанные с наблюдением над современными процессами, привели к объяснению причин образования тех или иных пород, а затем и их ассоциаций, что в конце концов дало возможность выделять породные ассоциации в соответствии с определенными условиями их образования, т.е. перейти к концептуальному видению геологических объектов, к системному изучению строения

земной коры. При этом сначала выявлялись наиболее легко восстанавливаемые условия, причины, отвечающие сущности первого порядка, а затем все более и более глубокие причины в соответствии со все более глубоким проникновением в сущность изучаемых образований. По мере увеличения сведений о связях, отношениях, существующих в земной коре, возрастала и возможность выделения ассоциаций различными способами. В результате, все более необходимым становился системный подход к их выделению, к расчленению земной коры и отдельных ее оболочек.

В связи с развитием геологической науки изменяется, развивается и содержание тех понятий, которые отражают общие особенности породных ассоциаций, выделяемых в соответствии с достигнутой глубиной познания сущности, причины формирования земной коры и ее оболочек. В то же время нередко для обозначения и старых и новых, более глубоких, понятий применяются одни и те же термины, что отражает преемственность понятий. Поскольку изучение структуры земной коры в зависимости от практических потребностей может производиться на разных уровнях, в различных аспектах, то такое исторически сложившееся применение одних и тех же терминов для обозначения единиц, выделяемых в соответствии с разными критериями, а иногда также разных терминов для обозначения одних и тех же единиц, вызывает путаницу, ликвидации которой может способствовать логический анализ исторического хода развития соответствующих понятий.

Изучение ассоциаций осадочных горных пород связано главным образом с понятиями о стратиграфических единицах, фациях и формациях. В силу того, что осадочные толщи изучались прежде всего в вертикальных разрезах, уже в XVII веке была установлена стратиграфическая (вертикальная) последовательность отложений (Н.Стено) и в дальнейшем ассоциации пород, выделяемые эмпирически по тем или иным литологическим признакам, рассматривались, как правило, одновременно и в качестве хроностратиграфических единиц. Такой предметный фетишизм был особенно характерен для школы А.Вернера, который именовал данные единицы формациями. В начале XIX столетия В.Смит показал значение для стратиграфической корреляции палеонтологических остатков, что позволило выделять биостратиграфические единицы, которые оказываются более близкими к хроностратиграфическим, чем литологические, но в то же время не тождественны ни тем, ни другим. На эмпирическом уровне исследования это обстоятельство далеко не всегда представляется очевидным, и в геологии стало обычным явлением отождествление всех указанных единиц. Однако уже в конце XVIII и в начале XIX столетия А.Лавуазье, А.Броньяром и Ж.Кювье была обнаружена площадная изменчивость разновозрастных отложений [4]. Наряду с этим использование принципа актуализма приводило к представлению о том, что и в геологическом прошлом условия осадконакопления должны были меняться не только во времени, но и в пространстве. Естественным выводом из этого явилось представление о независимости хроностратиграфических единиц и единиц, выделяемых в соответствии с литологическими и палеонтологическими особенностями, которые определяются физико-географическими условиями осадконакопления. Раздельное выделение таких единиц, произведенное А.Грессли [17] и К.Прево [18], стало первым шагом по пути специализированного изучения геологических объектов.

В русской геологической литературе представления о самостоятельности хроностратиграфических, биостратиграфических и литологических единиц от-

ставили прежде всего Н.А.Головкинский, В.О.Ковалевский и А.А.Иностранцев. В работе, посвященной пермским отложениям центральной части Камско-Волжского бассейна, Н.А.Головкинский писал, что "должно внимательно различать понятия о хронологическом, стратиграфическом, петрографическом и палеонтологическом горизонтах" [5, с.399-400]. Однако отождествление этих единиц зачастую наблюдается и сейчас. В частности, правила стратиграфической классификации требуют выделять стратиграфические подразделения, основываясь одновременно на всей совокупности литологических и палеонтологических особенностей отложений [13, с.29]. При этом предполагается, что таким способом могут быть выделены как строго одновозрастные по площади единицы международной стратиграфической шкалы, так и вспомогательные региональные подразделения. Еще большая путаница возникает при стратиграфическом расчленении метаморфизованных отложений, когда открывается возможность использовать еще один признак - степень метаморфизма пород. В действительности при последовательном применении любого из указанных критериев выделяются единицы, границы которых в общем случае не совпадают друг с другом. При этом отличаются не только литологические единицы от палеонтологических (биостратиграфических), но и между собой как литологические единицы, выделенные на основе разных литологических признаков, так и палеонтологические единицы, базирующиеся на результатах изучения остатков организмов, относящихся к разным группам. Решение вопроса, таким образом, заключается не в поисках каких-то единых принципов выделения, скажем, стратиграфических единиц вообще, а в специализации исследований, т.е. в выделении разных систем единиц по разным комплексам связанных между собой признаков, выбираемых в соответствии с целью исследования.

Теоретически основой стратиграфических исследований, имеющих целью выяснение хронологической последовательности геологических событий, изучение геологической истории, должно быть выделение хроностратиграфических единиц, т.е. единиц, отделенных изохронными границами. Но поиск таких концептуально проводимых границ сопряжен с большими трудностями, вследствие чего в каждый данный момент они могут быть определены лишь с большей или меньшей степенью точности. Для установления их действительно необходимо использование различных методов, совместный учет комплекса связанных признаков: и палеонтологических, и некоторых литологических, и результатов определения радиологического возраста и т.д. Но использование каждого признака возможно здесь лишь в тех пределах, в которых они позволяют установить одновременность событий. Естественно, что совершенствование методики исследований должно приводить ко все большему уточнению границ хроностратиграфических подразделений, причем процесс этот может идти беспредельно, если, конечно, не остановиться на какой-то оптимальной точности хронологической привязки, повышать которую далее было бы практически нецелесообразно.

Кроме изучения хронологической последовательности осадконакопления, концептуальное видение осадочной оболочки, расчленение ее на основе теоретически устанавливаемых критериев применяется при исследовании тех или иных условий образования или преобразования отложений, где выступает как фациальный или формационный анализ. Наиболее наглядными условиями образования осадочных пород и их ассоциаций, условиями I-го порядка, которые были ранее других установлены при их изучении, оказались физико-географи-

ческие условия. А.Грессли впервые ввел в науку представление о фациях, каждая из которых характеризуется определенными литологическими и палеонтологическими особенностями в связи с образованием в определенной физико-географической обстановке. В то же время К.Прево предложил именовать такие единицы формациями.

В дальнейшем изучение ассоциаций горных пород в соответствии с условиями их образования долгое время производилось экстенсивно, не выходя за пределы особенностей, определяемых физико-географическими условиями. Обычно фациями называли мелкие тела, мало отличающиеся от соседних тел как по составу, так и по происхождению, тогда как формациями именовали более крупные тела, физико-географические условия образования которых различаются весьма существенно. Именно так применяли эти термины Э.От, А.А.Борисяк, Д.В.Наливкин.

По-иному поступил М.Бертран [16]. Он установил в Альпах крупные осадочные комплексы, объединяющие различные фации не по признаку близости физико-географических условий их образования, а по принадлежности к определенной стадии геологического развития, определяемой тектоническим режимом, т.е. более общим, более глубоким фактором (генетическая сущность 2-го порядка). Впоследствии именно за такими единицами закрепился в геологической литературе термин "формация". Если ранее в одну формацию объединялись фации, родственные по физико-географическим условиям осадконакопления (например, в морскую формацию объединялись различные фации, образовавшиеся в море), то в тектоническую формацию объединяются отложения, родственные по тектоническим условиям образования, хотя по физико-географическим условиям они могут отличаться весьма существенно. Так, в состав угленосной формации могут входить отложения как континентального, так и морского происхождения. Генезис тектонической формации нельзя свести к условиям образования входящих в нее физико-географических фаций, что находится в соответствии с важнейшим правилом методики системных исследований – несводимости целого к сумме его частей. Фации в обычной, гресслиевской их трактовке и формации в том понимании, какое им придается после работ М.Бертрана большинством исследователей (по крайней мере, в нашей стране), – это единицы, относящиеся к разным структурным уровням, иначе – это понятия, отражающие разную глубину познания генетической сущности объектов. Работа М.Бертрана оказала на развитие геологической науки столь же большое влияние, как появление представления о биоценозе, – на развитие биологии. Если ранее биологи занимались лишь изучением и систематизацией индивидуумов, то установление биоценозов показало существование систем более высокого уровня организации, в составе которых индивидуумы, относящиеся к различным систематическим группам, выступают в качестве элементов.

Дальнейшее развитие науки определило все более полное и дифференцированное изучение условий образования геологических объектов. Выявление различных аспектов их генезиса привело к выделению по разным комплексам признаков различных систем, для обозначения которых также стали использоваться термины "фация" и "формация". Так, по характеру прогрессивного изменения пород в соответствии с условиями, при которых протекал этот процесс, выделяются фации катагенеза, метагенеза, ряд фаций метаморфизма. Эти фации, естественно, не совпадают с осадочными, выделение которых в измененных породах также возможно, поскольку метаморфизм не полностью затуше-

вал первичные особенности их состава и строения. Более того, углубление знаний об условиях осадкообразования привело к выделению фаций в соответствии с теми или иными частными особенностями этого процесса (геохимические фации, терригенно-минералогические и т.д.). С другой стороны, было обнаружено, что и общие особенности осадочных комплексов обуславливаются не только тектоническим режимом, но и климатом, а также характером петрофонда, т.е. исходного материала. В результате появилась возможность выделения в зависимости от цели исследования разных рядов формаций посредством учета влияния какого-либо одного из этих факторов или их совместного действия.

Появление разнообразных рядов фаций и формаций представляет собой пример системного подхода к изучению геологических объектов. Различные фации и формации выделяются на одном и том же материале, но по признакам разных условий, с целью изучения разных аспектов генезиса геологических образований. Таким образом, фации и формации – это понятия не абсолютные, а относительные. Дальнейшее углубление познания условий формирования геологических объектов несомненно приведет к установлению новых возможностей их системного представления и, следовательно, к появлению новых классов фаций и формаций. Фации и формации – это ассоциации горных пород (системы надпородного уровня организации), отвечающие определенным условиям определенного класса, которые существовали на той или иной стадии их образования или преобразования. Каждая такая ассоциация характеризуется определенной системой признаков (фациальные, формационные признаки), которые и являются показателями этих условий (фациальные, формационные условия). При использовании признаков каких-то частных условий выделяются более специализированные единицы, в случае же учета совокупного влияния разных условий выделяются менее специализированные единицы.

Исторически сложилось так, что термин "фация" применяется преимущественно для обозначения единиц, выделяемых в соответствии с наименее глубокой, наименее общей генетической сущностью, сущностью I-го порядка, термин же "формация" обозначает единицы, формирование которых определяется более глубокими и общими условиями, сущностью 2-го порядка. Иными словами, фации и формации относятся к разным подуровням надпородного уровня организации. Конечно, в силу бесконечности познания, проникновения в сущность разграничение фаций и формаций по указанному признаку является относительным, но оно весьма полезно для установления субординации тех или иных аспектов структуры, генезиса конкретных геологических объектов. Поскольку в зависимости от цели исследования выделение фаций и формаций может производиться по-разному даже на одних и тех же объектах, всегда необходимо точно указывать, какие именно аспекты имеются в данном случае в виду. Нельзя проводить фациальный или формационный анализ вообще, а можно проводить лишь конкретный анализ с целью изучения распределения каких-то определенных условий в пространстве и времени. Подходя к анализу того или иного объекта, исследователь должен знать, какие именно условия он собирается изучать. В соответствии с этим он выбирает критерии выделения единиц, отвечающих тому или иному проявлению данных условий.

Так как цель научного исследования заключается в изучении сущности явлений, а те или иные фации и формации отвечают определенному аспекту и уровню познания сущности, то различные классы фаций и формаций представляют собой предметы различных отраслей геологической науки. Так, наиболее обычные ландшафтно-обусловленные фации составляют предмет палеогеографии,

геохимические фации – геохимии литогенеза, тектонические формации – геотектоники, климатические формации – палеоклиматологии. Указанные отрасли геологической науки изучают разные аспекты структуры осадочной оболочки, обусловленные соответственно особенностями ландшафта, тектоники, климата и т.д. Синтез множества системных представлений дает реальное в его полноте. Все геологические науки изучают земную кору, но изучают ее по-разному. Совокупность данных различных геологических наук обеспечивает, таким образом, реальное, многоплановое знание земной коры.

Возможность проникновения в сущность изучаемых явлений на большую или меньшую глубину зависит от общего состояния науки, но в каждом случае уровень, на котором производится исследование, определяется практическими потребностями. Для современной науки характерно неуклонное увеличение роли теоретических исследований, но это обстоятельство не исключает возможности решения частных вопросов и эмпирическим путем. Так, для выяснения распределения какого-либо компонента в пределах рудного тела не обязательно проводить специальный генетический анализ, хотя это распределение и имеет свою причину. Ассоциации пород можно выделять просто по наличию того или иного компонента, по цвету и т.д. Однако нельзя требовать, чтобы такие ассоциации в своей совокупности отражали распределение условий какого-то определенного класса. Для этого необходимо проведение специализированного фациального или формационного (структурно-генетического) анализа. По этой причине в тех случаях, когда выделение многопородных объектов производится по каким-либо внешним признакам, их вряд ли целесообразно называть фациями или формациями, так как в ходе развития геологической науки соответствующие понятия приобрели глубокое содержание и связываются в сознании геологов с представлениями об анализе того или иного аспекта сущности изучаемых объектов (палеогеографическом, тектоническом и т.д.). Для обозначения многопородных объектов, выделяемых по внешним, случайным, не объединяемым общей сущностью признакам, более уместно, по-видимому, употреблять такие термины, как "комплекс пород", "породная ассоциация" и т.д.

В сознании некоторых исследователей еще весьма сильны традиции "предметоцентризма", унаследованные от ранней стадии развития науки. Часто геологи стремятся выделять объекты исследования, ориентируясь на наиболее наглядные признаки, и в лучшем случае затем как-то объясняют условия образования этих объектов, вместо того, чтобы уже при их выделении использовать генетические критерии, т.е. перейти к системному, концептуальному видению природы. Особенно часто такая тенденция наблюдается при выделении формаций как крупных ассоциаций горных пород. Действительно, даже сторонники так называемого генетического направления иногда лишь констатируют в определении формации те или иные условия их образования, но не всегда при выделении таких объектов строго придерживаются критериев, связанных с соответствующими условиями. При этом одинаковые формации выделяются как в том случае, когда в их определении подчеркивается лишь роль тектонического режима, так и в том случае, когда наряду с тектоническим режимом указывается и климат. В действительности, выделение, например, угленосных, красноцветных, соленосных и некоторых других толщ в качестве самостоятельных формаций оправдано лишь при одновременном учете признаков, связанных и с тектоническими и с климатическими условиями. При изучении тектонического режима "в чистом виде" такие толщи, сменяющие друг друга в разрезе

или по площади, должны быть объединены в единую формацию, поскольку их различия обусловлены особенностями климата, а не тектонического режима.

Недостатки чисто эмпирического подхода к выделению формаций в наиболее явной форме обнаруживаются в работах сторонников так называемого парагенетического направления, основоположники которого определяют формацию как комплекс пород, парагенетически связанных друг с другом [14, 15 и др.]. Как справедливо указывал Н.Б.Вассоевич [4], в этом определении отсутствуют какие-либо критерии выделения формаций, ему удовлетворяют любые произвольно выбранные ассоциации горных пород. Действительно, характер парагенетических связей между элементами определяется генезисом системы как единого целого. Конкретный смысл понятие о парагенезисе приобретает лишь тогда, когда указан характер связей (общность тектонического режима, климата и т.д.), обуславливающих целостность системы. Сторонники парагенетического направления ошибочно полагают, что достаточно указания на сам факт существования связи между породами, чтобы выделить формации, которые отвечают определенным тектоническим и климатическим условиям. Создается иллюзия того, что можно выделять формации просто по каким-либо визуальным, наглядным признакам, не отбирая направленно те из них, которые указывают на интересующий исследователя аспект генезиса, но все же получить единицы, специализированные по данному аспекту генезиса. В действительности же дело обстоит не так. Для того чтобы формации отвечали, например, определенному сочетанию тектонических и климатических условий, необходимо при их выделении учитывать лишь те признаки, которые связаны с этими условиями, абстрагируясь от других признаков. Только в этом случае можно проводить содержательный, специализированный формационный анализ. Точно так же, если фации рассматривать как члены площадной изменчивости хроностратиграфических единиц, не вкладывая в это понятие генетического содержания, выделение их становится произвольным, а содержательный фациальный анализ оказывается невозможным.

Обычно сторонники парагенетического направления противятся использованию при выделении формаций тектонических и вообще каких бы то ни было генетических гипотез, так как опасаются, что в этом случае представление о генезисе формации создается еще до начала ее изучения. Однако опасения эти безосновательны. В действительности применение генетических гипотез означает лишь стремление учитывать знания сущности явления, основанные на опыте предшествующих исследований, и позволяет не проходить каждый раз вслепую весь путь эмпирического поиска, а сразу группировать те признаки, которые имеют прямое отношение к решению поставленной задачи (например, восстановление древних ландшафтов или этапов тектонического развития той или иной области), и на их изучении концентрировать в дальнейшем внимание. Ученые-эмпирики видят свою задачу в поисках и изучении естественных объектов, якобы единственно возможным способом выделенных самой природой. Такой путь, по их мнению, позволяет им преодолеть субъективизм. Однако они ошибаются, поскольку естественное разделение отождествляют с единственно возможным. Отрицая, таким образом, активную роль субъекта в процессе познания, они легко могут впасть в другую крайность - позитивизм, который ограничивает познание накоплением опытных данных, принижает роль теории, абстрактного мышления. Естественность выделения означает, что оно производится не произвольно, а на основе объективных критериев. Критерии, полученные тео-

ретическим путем, не менее объективны, чем те, которые определяются непосредственно из опыта, но отражают более глубокие связи, существующие в природе. В природе можно найти бесчисленное множество естественных границ, которые далеко не всегда бывают хорошо видны, но выбрать, увидеть среди них необходимые должен, в зависимости от стоящей перед ним цели, сам исследователь.

У к а з а т е л ь л и т е р а т у р ы

1. Л е н и н В.И. Философские тетради. Полное собр.соч., т.29.
2. М а р к с К., Э н г е л ь с Ф. Сочинения. Изд.2-е, т.12.
3. Б л а у б е р г И.В., С а д о в с к и й В.Н., Ю д и н Э.Г. Системный подход в современной науке. - В кн.: Проблемы методики системного исследования. М., 1970, с.7-48.
4. В а с с о е в и ч Н.Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях). - В кн.: Осадочные и вулканогенные формации. Л., 1966, с.5-35.
5. Г о л о в к и н с к и й Н.А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. - Материалы для геологии России. Петербург, 1869, т.1, с.273-415.
6. Д ю ф у р М.С. О системном подходе к изучению геологических объектов. - Вестн.Ленингр.ун-та, 1975, № 6, с.25-28.
7. И в а н к и н П.Ф. О системном подходе в геологических исследованиях. - Сов.геол., 1973, № 8, с.3-13.
8. К е д р о в Б.М. О геологической форме движения в связи с другими его формами. - В кн.: Взаимодействие наук при изучении Земли. М., 1964, с.129-151.
9. К о с ы г и н Ю.А., С о л о в ь е в В.А. Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях. - Изв. АН СССР, 1969, № 6, с.9-17.
10. К р у т ь И.В. Исследование оснований теоретической геологии. М., 1973. 206 с.
11. К у з ь м и н В.П. Системное качество. - Вопросы философии, 1973, № 9, с.81-94; № 10, с.95-109.
12. К у з ь м и н В.П. Системность как ступень научного познания. - В кн.: Системные исследования. М., 1973, с.76-107.
13. С т р а т и г р а ф и ч е с к а я классификация, терминология и номенклатура. Л., 1965. 70 с.
14. Х е р а с к о в Н.П. Геологические формации (опыт определения). - Бюлл Московского об-ва испытат.природы, отд.геол., 1952, XXV, № 5, с.31-52.
15. Ш а т с к и й Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. - В кн.: Совещ. по осад.породам. М., 1955, вып.2, с.7-100.

16. B e r t r a n d M. Structure des Alpes francaises et réccurrence de certains facies sedimentaires. Congrès Géologique International. C.-R. 6-eme session. Lausanne, 1897, p.161-177.
17. G r e s s l y A. Observations géologiques sur le Yura Soleurois. - In: Neue Denkschr. der Allg. Schweizer. gesell. fur die gesammten Naturwissenschaften. Neuchatel., 1838, Bd II, S.1-112; 1840, Bd IV, S.113-242; 1841, Bd V, S.243-349.
18. P r e v o s t C. Rapport session December 18, 1837. - Bull. Soc.Géol. France, Paris, 1838, vol.9, p.90-95.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	3
Прозоровская Е.Л. Значение работ Г.Я. Крымгольца в познании стратиграфии и палеонтологии мезозоя СССР.	5
Крымголец Г.Я. Байосский ярус.	12
Прозоровский В.А. К вопросу о стратиграфии красноцветных континентальных и лагунных отложений (на примере верхней юры и нижнего мела западной части Средней Азии)	24
Верба Ю.Л. Фацции и история накопления нижнемеловых красноцветных и пестроцветных отложений Западной Туркмении	39
Верба Ю.Л., Прозоровский В.А. Стратиграфическая схема берриас-нижнебарремских отложений Западной Туркмении.	53
Прозоровский В.А. Новые данные о геологическом строении Большебалханской структуры (Западная Туркмения).	65
Клапцьянски Е. Литология, фауна, стратиграфия и палеогеография перми предсудетской моноклинали. . .	76
Бискэ Ю.С., Зубцов С.Е., Клишевич В.Л., Поршняков Г.С., Яговкин А.В. Типы разрезов палеозоя Атбаши-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня.	89
Бискэ Ю.С. О палеогеографической и структурной позиции некоторых известняковых разрезов Южного Тянь-Шаня	103
Горянов В.Б., Бискэ Ю.С., Болгарь Б.Д., Клишевич В.Л., Савицкий Ю.В., Риненберг Р.Е., Яговкин А.В. Новый тип разреза среднего палеозоя Южной Ферганы.	112
Солун В.И. О причинах, обуславливающих образование поверхностей раздела между пластами	131
Гуня Т. Некоторые методы поисков окаменелостей в метаморфических породах	137
Дюфур М.С. Системное изучение ассоциаций горных пород	142

УДК 55I.76+55I.76 56(47+57)

Значение работ Г.Я.Крымгольца в познании стратиграфии и палеонтолог
гии СССР./ П р о з о р о в с к а я Е.Л. - В кн.: Вопросы стратиграфии.
Л., Изд-во Ленингр.ун-та, 1979, вып.2, с. 5-12. Библиогр. - 50 назв.

В статье, посвященной 70-летию юбилею профессора кафедры Исторической геологии ЛГУ, доктора геолого-минералогических наук Г.Я.Крымгольца, проводится разбор его научной и педагогической деятельности, связанной с изучением вопросов стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии мезозоя СССР. Статья сопровождается списком основных работ Г.Я.Крымгольца.

УДК 55I.762.6

Байосский ярус./ К р ы м г о л ь ц Г.Я. - В кн.: Вопросы стратиграфии. Л., Изд-во Ленингр.ун-та, 1979, вып.2, с. 12-24. Ил. - I, табл. - I, библиогр. - 26 назв.

В статье рассмотрена история выделения байосского яруса и дано описание разреза его в стратотипической местности. Характеризуется современное зональное деление. Приводятся сведения о распространении байосского яруса в основных регионах его развития в СССР. Устанавливается возможность выделения здесь двух подъярусов, для Северного Кавказа и юга Русской платформы - присутствие зональных, а в других районах местных подразделений.

УДК 55I.762.3+763.I.55I.353.575

К вопросу о стратиграфии красноцветных континентальных и лагунных отложений (на примере верхней юры и нижнего мела западной части Средней Азии)./ П р о з о р о в с к и й В.А. - В кн.: Вопросы стратиграфии. Л., Изд-во Ленингр.ун-та, 1979, вып.2, с. 24-39. Ил. - 3, табл. - I, библиогр. - 47 назв.

Определение возраста красноцветных толщ производится в настоящее время различными методами. При этом результат одного из них обычно существенно отличается от других, что приводит часто к ожесточенным дискуссиям. Анализ этих методов свидетельствует об ограничении возможностей использования каждого и объективной разнице в обоснованности и точности его результата. Основным следует признать биостратиграфический метод. Остальные в большинстве своем имеют корреляционное значение. Однако своеобразии органических остатков, свойственных красноцветам, требует избрания стратотипов, характеризующих стратиграфическое значение отдельных групп ископаемых (моллюсков, остракод, спорово-пыльцевых комплексов и др.). После увязки этих разрезов с МСШ можно будет использовать конкретные палеонтологические находки для определения возраста вмещающих толщ.

Фашии и история накопления нижнемеловых красноцветных и пестроцветных отложений Западной Туркмении. / В е р б а Ю.Л. - В кн.: Вопросы стратиграфии. Л., Изд-во Ленингр.ун-та, 1979, вып.2, с. 39-53. Ил. - 3, табл. - I, библиогр. - 22 назв.

Приводятся новые данные о фашиальной природе готерив-нижнебарремских красноцветных и пестроцветных отложений Западной Туркмении, слагающих две структурно-тектонические зоны - Кубадагскую и Туаркырскую. В каждой зоне выделяются характерные типы разреза и дается подробное литофашиальное описание слагающих их отложений. Приведенный материал позволяет выделить ряды фашиальных комплексов и по-новому интерпретировать геологическую историю Западной Туркмении в раннемеловое время.

УДК 55I.763.I(575.4)

Стратиграфическая схема берриас-нижнебарремских отложений Западной Туркмении. / В е р б а Ю.Л., П р о з о р о в с к и й В.А. - В кн.: Вопросы стратиграфии. Л., Изд-во Ленингр.ун-та, 1979, вып.2, с. 53-65. Ил. - I, табл. - I, библиогр. - 10 назв.

В статье обосновывается выделение казанжабурунской, сабатанской, янгаджинской и борджоклинской свит, слагающих берриас-нижнебарремские отложения Западной Туркмении. Их распространение контролируется положением структурно-тектонических зон. Приводятся описания их стратотипов, обоснование возраста и данные об изменении состава в пределах площади распространения свит.

УДК 55I.24+55I.76(575.4)

Новые данные о геологическом строении Большебалханской структуры (Западная Туркмения). / П р о з о р о в с к и й В.А. - в кн.: Вопросы стратиграфии. Л., Изд-во Ленингр.ун-та, 1979, вып.2, с. 65-76. Ил. - 5, библиогр. - 9 назв.

В строении западной части северного крыла мегаантиклинали Большой Балхан важное значение имеют надвиги с амплитудой перемещения свыше 5 км с юга, юго-востока на север, северо-запад. В результате юрские и частично нижнемеловые образования перекрывают красноцветный тип разреза нижнего мела, до сих пор известный лишь для соседних структур (Кубадаг, Туаркыр).

УДК (55I.3.05I+55I.7+55I.8)55I.736(234.57)

Литоология, фауна, стратиграфия и палеогеография перми предсудетской моноклинали. / К л а п ц и н ь с к и Е. - В кн.: Вопросы стратиграфии. Л., Изд-во Ленингр.ун-та, 1979, вып.2, с. 76-89. Ил. - 9, табл. - I.

Предложена схема деления перми Юго-Западной Польши. Выделяются красный лежень и цехштейн. Красный лежень делится на нижний (две циклотемы) и верхний (одна циклотема). Цехштейн делится на нижний (одна циклотема), средний (одна циклотема) и верхний (две циклотемы). Приводится биостратиграфическое обоснование схемы и указываются палеогеографические связи Польши в перми с другими странами Европы, Предуралья, Гималаев.

Типы разрезов палеозоя Атбаш-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. / Б и с к э Ю.С., З у б ц о в С.Е., К л и ш е в и ч В.Л., П о р ш н я - к о в Г.С., Я г о в к и н А.В. - В кн.: Вопросы стратиграфии. Л., Изд-во Ленингр.ун-та, 1979, вып.2. с. 89-103. Ил. - 3, библиогр. - 15 назв.

В герцинидах Атбаш-Кокшаальского района различаются с юга на север: миогеосинклиальная зона с широким развитием флишоидных толщ девона - карбона; эвгеосинклиальная зона, внешняя часть которой включает вулканогенно-карбонатные и кремнисто-сланцевые (сокращенные) разрезы среднего палеозоя и внутренняя (северная) - вулканогенно-терригенные и терригенные разрезы. Последовательность распространения типов разрезов близка к установленной в Южной и Восточной Фергане. Разрезы разных типов соответствуют тектоническим покровам или чешуям, надвинутым друг на друга в общем юго-восточном направлении. В верхних (эвгеосинклиальных) покровах присутствуют офиолиты.

УДК 55I.24+55I.734(235.2I6)

О палеогеографической и структурной позиции некоторых известняковых разрезов Южного Тянь-Шаня. / Б и с к э Ю.С. - В кн.: Вопросы стратиграфии. Л., Изд-во Ленингр.ун-та, 1979, вып.2, с. 103-112. Ил. - 3, библиогр. - 8 назв.

Описывается изменение стратиграфического разреза внутри аллохтонных тектонических пластин Сары-Белес (Западный Кок-Шаал) и Сарыташ (Южная Фергана), в которых установлены переходы от рифогенных среднепалеозойских известняков к сокращенным разрезам лептогеосинклиального типа. Существование такой связи, наряду со структурной позицией этих известняков в герцинидах Южного Тянь-Шаня, позволяет считать область их распространения первично-разорванной, и в таком случае амплитуды герцинских шарьяжей могут быть не более первых десятков километров.

УДК 55I.73(235.2I6)

Новый тип разреза среднего палеозоя Южной Ферганы. / Г о р я н о в В.Б., Б и с к э Ю.С., Б о л г а р ь Б.Д., К л и ш е в и ч В.Л., С а - в и ц к и й Ю.В., Р и н е н б е р г Р.Е., Я г о в к и н А.В. - В кн.: Вопросы стратиграфии. Л., Изд-во Ленингр.ун-та, 1979, вып.2, с. 112-131. Ил. - 4, библиогр. - II назв.

Описывается новый, терригенно-карбонатно-кремнистый тип разреза девона Южной Ферганы. Выделены: круккельская свита (верхний силур) и талбулакская серия, расчлененная на хоздыбельскую (нижний девон), шахимарданскую (нижний-средний девон) и куралимтаусскую (средний-верхний девон) свиты.

УДК 55I.3.05I

О причинах, обуславливающих образование поверхностей раздела между пластами. / С о л у н В.И. - В кн.: Вопросы стратиграфии. Л., Изд-во Ленингр.ун-та, 1979, вып.2, с. 131-136. Ил. - I, библиогр. - 6 назв.

Термин "слой" следует употреблять при описании обнажений, а "геологическое тело", однородное по составу или иным свойствам и ограниченное ясными поверхностями раздела от соседних, - именовать пластом.

Причину образования поверхностей раздела между пластами автор видит в воздействии кратковременных факторов - штормов, моретрясений и т.п., резко изменяющих динамику и размывающую способность придонных слоев воды. На суше же это вызывается прерывистостью процесса осадконакопления.

УДК 551.73(235.216)

Некоторые методы поисков окаменелостей в метаморфических породах./

Г у н я Т. - В кн.: Вопросы стратиграфии. Л., Изд-во Ленингр.ун-та, 1979, вып.2, с. 137-142. Ил. - 1, библиогр. - 9 назв.

Дано описание некоторых методик извлечения и определения микроскопических остатков фауны и флоры из метаморфических пород нижнего палеозоя Судет.

УДК 55.100.2

Системное изучение ассоциаций горных пород./ Д в ф у р М.С. - В кн.:

Вопросы стратиграфии. Л., Изд-во Ленингр.ун-та, 1979, вып.2, с. 142-154. Библиогр. - 18 назв.

В статье рассматриваются основные требования системного метода исследования и особенности его применения к геологическим объектам. Обсуждаются проблемы соотношения генетического и структурного аспектов их изучения. Особое внимание уделено вопросу о специализированном выделении и изучении ассоциаций осадочных горных пород: стратиграфических единиц, фаций и формаций. Подчеркивается относительность этих понятий. При выделении соответствующих объектов необходимо использовать четкие критерии, которые определяются целью исследования.

ИБ № 878

ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ
Выпуск 2

Редактор М.С.Дювич
Художественный редактор А.Г.Голубев
Технический редактор С.Л.Шилова
Корректор Г.С.Мельник

Подписано в печать 30.07.79. М-25754.
Формат 70x108¹/16. Бумага тип. № 1. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 13,41. Печ. л. 10. Усл. печ. л. 14. Тираж 439 экз.
Заказ № 722 Цена 2 руб.
Издательство ЛГУ им. А.А. Жданова
199164. Ленинград, В-164, Университетская наб., 7/9

Тульская типография Союзполиграфпроме при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли, г. Тула, пр. Ленина, 109.

2 руб.

ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Вопросы стратиграфии, вып.2, Л., 1979, I-I60.