

УДК 551.24+551.73(235.216)

## СТРАТИГРАФИЯ СРЕДНЕГО–ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА ТУРКЕСТАНСКИЙ ОКЕАН–ТАРИМСКИЙ КОНТИНЕНТ (ТЯНЬ-ШАНЬ)

© 2003 г. Ю. С. Бискэ\*, А. В. Дженчураева\*\*, А. В. Неевин\*\*, Т. Ю. Воробьев\*\*

\* Санкт-Петербургский университет, Санкт-Петербург.

\*\* Госгеолагентство Республики Кыргызстан, Бишкек

Поступила в редакцию 21.01.2002 г., получена после доработки 14.10.2002 г.

Представлены новые материалы по стратиграфии девона и карбона для западной части хр. Кокшаал-Тау, уточняющие реконструкцию области перехода от шельфа древнего Таримского континента на юге к Туркестанскому палеоокеану на севере. Впервые удалось получить по конодонтам (с подтверждением комплексами фораминифер, радиолярий и других групп ископаемых) зональное расчленение склоновых карбонатно-обломочных и глубоководных известково-силицитовых отложений в фамен-башкирском интервале стратиграфической шкалы. Данная область представляется как весьма широкое (не менее сотен километров) и неоднородное по строению коры доколлизийное пространство. Зона склоновых отложений (Кокшаальская единица) ограничена с севера Аксайской пелагической зоной с обособленными вулканическими и карбонатными постройками. Показано длительное параллельное развитие в среднем палеозое карбонатных платформ, склонов и батальных зон, с проявлениями внутриплитного базальтового или контрастного вулканизма. Трансгрессия, начавшаяся в турнейском веке, прекратила лавинный снос с Таримского континента и вызвала широкое распространение битуминозных осадков, а в конце визе и серпухове – отложение карбонатного материала в пелагиали. Обнаруженные в батальных отложениях среднего карбона перерывы вызваны скорее всего растворением осадков. Уточнена, главным образом по фузулинидам, история последовательного перемещения к югу флишевого трога, сопровождавшего с башкирского века до конца карбона коллизию окраины Тарима с Палеоказахстаном.

**Ключевые слова.** Девон, карбон, пелагиаль, карбонатные платформы, конодонты, фораминиферы, коллизия, Южный Тянь-Шань, Тарим, пассивная окраина.

Стратиграфия и вещественный состав средне-верхнепалеозойских образований центральной части Южного Тянь-Шаня, или Атбаши-Кокшаальского региона, позволяют достаточно подробно восстановить историю пассивной окраины Таримского палеоконтинента и обсудить сложную палеогеографию примыкавшей к ней части Туркестанского океана, отделявшего этот континент от Палеоказахстана.

Не рассматривая вопрос о времени раскрытия Туркестанского океана, особенно дискуссионный для восточной части этого палеобассейна, поскольку здесь нет датированных офиолитов спредингового этапа, все же отметим, что зрелая, атлантическая, стадия его истории как на западе (Кызылкумы, Фергана), так и на востоке началась не позже середины силура, когда широкое распространение приобрели карбонатные осадки, и закончилась с началом коллизии в середине карбона. С этого последнего момента и до перми включительно была в основном сформирована складчато-покровная структура области, примыкавшей к Туркестанскому палеобассейну (Бискэ,

1995, 1996). Амплитуда покровов и степень современного сближения окраин этого океана указывают на многократное поперечное сокращение исходного пространства. Реконструкция первоначального положения карбонатной платформы Улана-Бозоя и других аналогичных образований, а также пелагических пространств и вулканических гряд Туркестанского океана сделана нами раньше (Бискэ, 2001) на основе материалов, в основном изложенных в работе (Бискэ и др., 1985). Основными операциями такой реконструкции являются: вычленение ряда структурных единиц путем их типизации по набору доколлизийных формаций и характерным мощностям отложений; датировка момента приращения каждой единицы к окраине Палеоказахстана с преобразованием ее в тектонический покров; попытка снятия перемещений, последовавших за продвижением покровов. Исходный ряд единиц-покровов оказывается надвинутым к югу, в сторону Таримского континента.

## СТРУКТУРНЫЕ ЕДИНИЦЫ ЗАПАДНОГО КОКШААЛА – МАЙДАНТАГА И АНАЛИЗ ДОКОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ

Рассмотрим ряд структурных единиц в пересечении с севера на юг, или от верхних покровов к нижним, через западное окончание Джангджирского хребта и бассейн р. Западный Аксай, где проведены наши исследования в 1998–2000 годах (рис. 1).

**Сутура Туркестанского океана.** Эту роль играет Атбаши-Иньельчекская шовная линия с приуроченными к ней небольшими фрагментами серпентинитового меланжа (Христов, Христова, 1980; Куренков, 1983). Ретро-надвиги, обращенные к северу, и левосторонний сдвиг позднего этапа коллизионных событий, а затем неотектонические дислокации сильно перестроили первоначальный облик этой сутурной зоны. Непосредственно в ней, а также в аллохтонных фрагментах тектонизированных офиолитов по левобережью р. Атбаши, обнаружены пластины и мелкие фрагменты гипербазитов, габбро, габбро-пегматитов, скарноидов, базальтов, в разной степени метаморфизованных (эпидот-хлоритовые сланцы, амфиболиты). С базальтами тесно связаны серые и цветные радиоляриты с *Entactinosphaera grandis* Naz., *E. cf. quantilla* Foremann и др.<sup>1</sup>, что указывает на франкий возраст верхней части осадочного слоя океанской коры. Меланж тектонически перекрыт турбидитами балыктинской свиты, измененными иногда до хлорит-серицитовых сланцев: их относят к силуру(?) – нижнему девону и рассматривают как образования континентального склона Палеоказахстана (Христов, Миколайчук, 1983). Покров запечатан неоавхтонными отложениями московского яруса и верхнего карбона, которые были также подвергнуты сильным дислокациям.

**Джаныджерская единица.** Офиолитовый меланж или балыктинская флишоидная свита в Джангджирском хребте тектонически перекрывают серию надвиговых чешуй, сложенных вулканогенно-силицитовым девонем и нижним карбоном. Они рассматривались в качестве Джаныджерской покровной единицы, либо расчленялись на две группы: верхние – Борлуторские, существенно кремнистые по составу маломощного разреза, и нижние – Кайнарские, отличающиеся мощным развитием вулканитов. Суммируя опубликованные данные (Бискэ и др., 1985; Бискэ, Табунс, 1991; Бискэ, 1996, и др.), отметим лишь основные черты строения разреза, важные для

палеогеографической и геодинамической характеристики этой единицы.

1. Пелагическое происхождение фоновой части стратиграфического разреза, которую образуют силурийские – лохковские граптолитовые сланцы, силициты с радиоляриями и конодонтами остальной части девона, микриты и калькарениды нижнего карбона. На этом палеогеографическом фоне локально в конце силура, а более широко в эмсе – эйфеле были сформированы группы вулканов и связанные с ними рифогенные известняки.

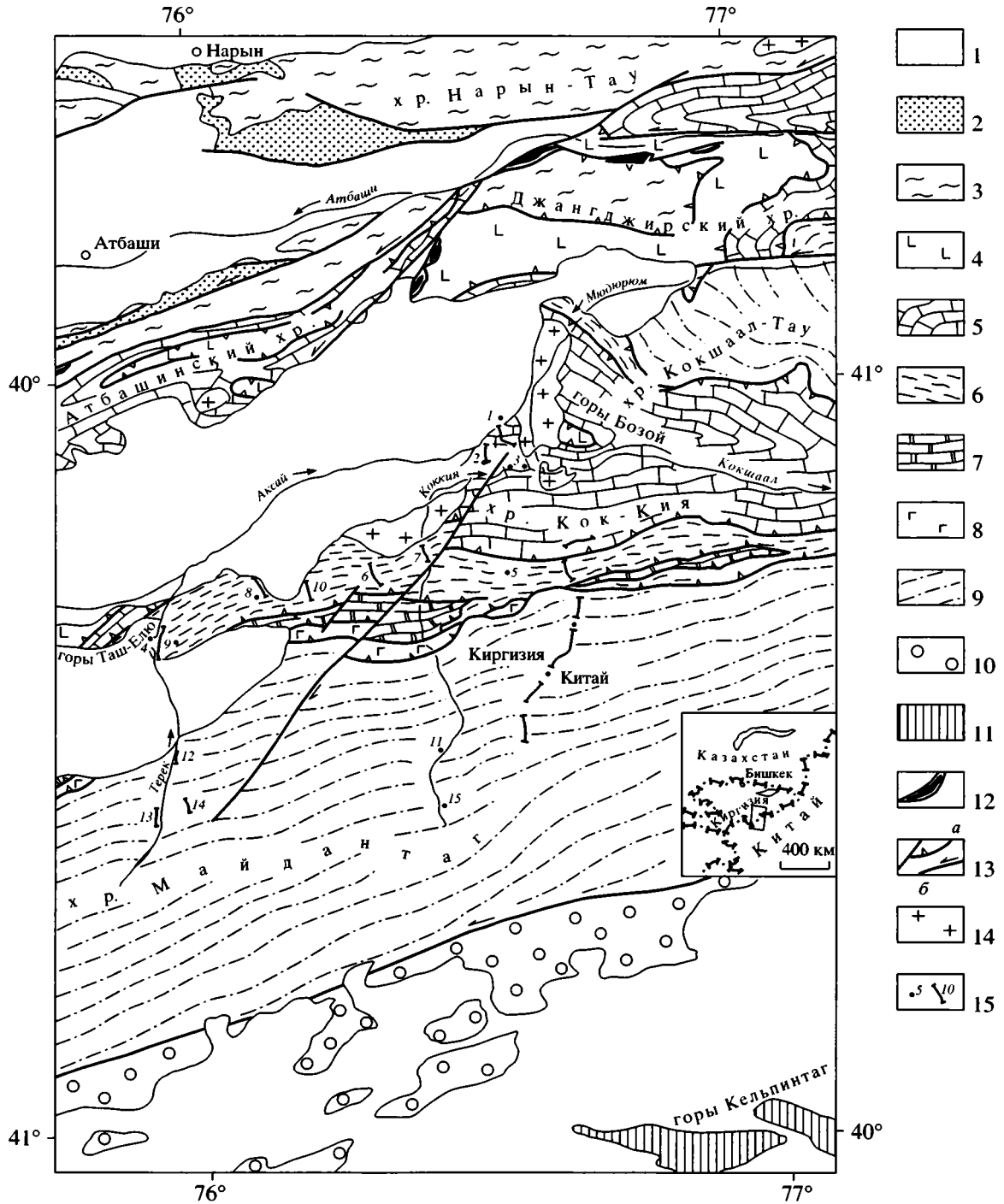
2. Внутриплитный характер вулканизма. Представлены субщелочные титанистые ферротоленты, локально и в меньших объемах развиты риолиты (кайнарская свита, нижний – средний девон).

3. Присутствие в кровле колонки небольшой (десять метров) пачки грубо-флишоидного терригенного состава, иногда с олистолитами, которая ввиду согласного ее налегания на визе-серпуховские обломочные известняки вряд ли моложе начала башкирского века.

Что касается первых двух признаков, то попытка их истолкования приводит к определенному противоречию. Риолиты кайнарской серии являются, по их геохимической характеристике, продуктами контаминации гранитного слоя континентальной коры. С другой стороны, стабильная во времени – с силура по нижний карбон включительно – пелагическая обстановка не могла сохраняться внутри шельфов или вблизи значительных площадей мелководья, продуцирующих переотлагаемый обломочный и карбонатный материал. Остается, по-видимому, допустить расположение соответствующей области за пределами Таримского шельфа и скорее всего локальное развитие в ее пределах гранитного слоя, как это установлено и в некоторых современных внутриокеанских поднятиях. Неоднократное проявление в конце силура – девоне внутриплитного магматизма повлекло за собой относительное уменьшение глубин, а после остывания – появление карбонатных платформ на вулканических постройках, обвалы и турбидные потоки из вулканогенно-известнякового материала. Третий из перечисленных признаков позволяет датировать аккрецию Джаныджера к казахстанской окраине (и, очевидно, начало преобразования открытого Туркестанского океана в сутурную зону) самым началом среднего карбона.

**Уланская единица.** В Западном Кокшаале она представляется в виде большого тектонического покрова, осложненного дополнительными срывами-чешуями и на востоке сложенного в синформную складку Бозоя – долины р. Кокшаал.

<sup>1</sup> Определения палеонтологического материала и заключения о возрасте, кроме специально оговоренных случаев, сделали С.М. Лихоман (радиолярии и тентакулиты), А.В. Неевин (конодонты), Т.Ю. Воробьев, А.В. Дженчураева и О.Ф. Гетман (фораминиферы).



**Рис. 1.** Схема палеозойской структуры части Атабаш-Кокшаальского региона.

1 – кайнозойский покров; 2 – тыловый прогиб Кокшаальских герцинид (вулканогенно-осадочный верхний карбон и нижняя пермь); 3 – Палеоказахстан, включая аккреционный комплекс окраины континента в составе атабашинской, балыктинской свит и других метаморфических образований. Структурные единицы складчато-покровного комплекса Южного Тянь-Шаня: 4 – Джангджерская, 5 – Уланская, 6 – Аксайская, 7 – Сарыбелесская, 8 – Ортосуйская, 9 – Кокшаальская; 10 – Муздукский район (верхний палеозой передового прогиба и средний палеозой рифовой окраины Тарима); 11 – палеозойский чехол Таримской платформы; 12 – офиолитовый меланж; 13 – разрывные смещения, включая: а – надвиги раннеколлизийного этапа, б – позднеколлизийные сдвиги, с указанием направления движения; 14 – коллизийные гранитоиды; 15 – точки и линии разрезов, упоминаемые в тексте и на рис. 2–4.

Данная единица реконструирована как Уланская карбонатная платформа (Бискэ, 1996). В обнаженной части ее представляют известняковые массивы гор Таш-Елю и Коджеге-Бозой, в основном же известняки скрыты под кайнозойскими отложениями Аксайской депрессии.

В подошве разреза здесь находятся среднедевонские базальты внутриплитного типа (Бискэ, Табунс, 1996), достигающие 600 м мощности. На них залегает серия известняков живетского – башкирского ярусов, в одних разрезах мощная, до 4000 м, и почти непрерывная, в других (Таш-Елю) – сокращенная до первых сотен метров за счет выпадения девонско-турнейской части. В кровле разреза находится флишево-олисторомовая свита башкирского возраста.

Нижняя часть известняковой серии в районе нижнего течения р. Мюдюрюм включает (Пояров, 1969; Христов, 1970) до 2500 м слоистых известняков и частично доломитов, которые по фораминиферам относятся к живетскому, франскому и фаменскому ярусам. По фациальной типу эти отложения соответствуют лагунной, зарифовой части карбонатной платформы. По крайней мере в фаменской части разреза преобладают оолит-пелспаритовые известняки с небольшой примесью криноидного детрита и местами с фенестровой текстурой. Наши материалы в основном относятся к каменноугольной части разреза и получены в долине р. Западный Аксай и по ее притокам, выше слияния с Мюдюрюмом (рис. 1, разрезы 1, 2). Повторение этих слоев в тектонических чешуях и блоках позволило установить изменение состава отложений, от более мелководных массивных известняков на юге к склоновым обломочным фациям с силицитоватой примесью на севере, в горах Бозой. Биостратиграфическое расчленение последних по конодонтам и фораминиферам позволяет различать следующие подразделения (Неевин, 2001).

*Слой с Siphonodella.* Основание турнейского яруса примерно соответствует уровню смены массивных светлых известняков фамена темными брекчиевыми разновидностями, среди которых встречаются пакки черных слоистых кремней или послойно окремненных плитняковых (“ленточных”) калькаренитов, включая биокластические (криноидные) фации. Конодонты представлены турнейским комплексом в составе *Siphonodella* cf. *sulcata* (Hudd.), *S.* cf. *isosticha* (Cooper), *Polygnathus siphonellus* Dr., *P. normalis* Mill. et Young., *P. purus purus* Vog., *Bispathodus stabilis* (Br. et M.), *Neopolygnathus communis* (Br. et Mehl.), *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Zieg. : присутствие в этом комплексе девонских форм, судя по микроструктуре породы, связано скорее с переотложе-

нием фаменских пелспаритов. Фораминиферы включают *Parathuramminites cushmani* (Sul.), *Chernyshinella* cf. *disputabilis* Dain, *Bisphaera minima* Lip., *Tournayella vulgaris* Lip. Мощность слоев с *Siphonodella* – в пределах 180 – 250 м.

*Зона typicus* (верхний турне, нижняя часть). Более толстослоистые оолитовые и водорослевые, преимущественно темные известняки с желваковым окремнением, часто брекчиевидные. Содержат конодонты *Gnathodus typicus* Cooper, *Neopolygnathus communis* (Br. et Mehl), *Polygnathus purus purus* Vog., радиолярии *Entactinia vulgaris microporata* Braun, *E. tortispina* Orm. et Lane, фораминиферы *Endothyra* (*Latiendothyra*) *latispiralis* Lip., *E. (Laxoendothyra)* cf. *paracosvensis* Lip., *Tournayella pigmea* Leb., *Chernyshinella glomiformis* (Lip.) и др. Мощность слоев этой зоны от 10–20 до 300 м.

*Зона anchoralis* (верхний турне, верхняя часть). Известняки тонко-среднеслоистые с прослоями черных тонкоплитчатых кремней и вишнево-коричневых кремнисто-глинистых сланцев. В верхней части зоны преобладают более массивные оолит-пелспаритовые известняки, которые содержат многочисленные фораминиферы *Septaglomospiranella micula* Vdov., *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Tournayella discoidea* Dain f. *maxima*, *Glomospira brevispira karakubensis* Vdov., *Granuliferella granulosa* H. Zeller. Из всего интервала получены конодонты *Scaliognathus* sp., *Protognathodus praedelicatus* Law et al., *Gnathodus semiglaber* (Bisch.), *G. typicus* Cooper, *Neopolygnathus communis* (Br. et Mehl), а из кремней также радиолярии *Entactinia vulgaris vulgaris* Won, *E. v. microporata* Braun. В сравнении с ниже лежащими слоями для этой зоны характерна значительная биокластическая примесь – кроме фораминифер и водорослей, присутствует скелетный детрит криноидей, мшанок и др. Мощность от 15–30 до 150 м.

*Зона texanus* (нижний – средний визе). Известняки в нижней части толстослоистые, оолитовые, до типичных ооспаритов, пеллетовые, биокластические (фрагменты створок брахиопод и другой детрит), водорослевые; в середине известковые турбидиты с тонкой цикличностью (первые сантиметры), содержащие иногда глинистые микриты, повсеместно с прослоями и диагенетическими линзами темноокрашенных кремней. Выделены конодонты *Gnathodus texanus* Roundy, *G. semiglaber* (Bisch.), *G. pseudosemiglaber* (Thomp. et Fell.), *Pseudognathodus symmutatus* (Rhod., Aus. et Dr.), определены фораминиферы *Endothyra boumani* Phill., *Septaglomospiranella* cf. *subsymmetricus* Vdov., *Tetrataxis sussaica* Mal., *Omphalotis amplis* (Schlyk.), *O. pannusaeformis* (Schlyk.), *O. cf. intrequeusis* (Schlyk.), *Uralodiscus* cf. *cordailicus* Mal.,

*Pseudoendothyra* aff. *angulata* (Raus.) и др., а также радиолярии *Entactinia vulgaris microporata* Braun, *Entactinosphaera? trendelli* Wron. Мощность в различных разрезах изменяется от 60 до 390 м.

Зона *bilineatus* (верхний визе, нижняя часть) и отложения вплоть до средней части башкирского яруса. Темные плитняковые известняки разнообразны по мощности слоев, от первых сантиметров до 1–2 м. Основной литотип – мелко-среднезернистые калькарениты, образованные биогенным детритом и оолитами, реже встречаются ооспариты и пелспариты с фораминиферами. Более мощные пласты отвечают, вероятно, штормовым или обвальным событиям. В их подошвах видны скопления детрита (членики криноидей, части створок брахиопод, обломки полипняков ругоз); сверху размер частиц уменьшается и преобладают оолиты. Встречаются прослои темпеститового типа, до 10 см мощностью, представляющие собой косослойчатые серии или включающие опрокинутые микроскладки оползневого происхождения. Те и другие показывают перемещение карбонатного материала вниз по палеосклону – к северу в современных координатах. Некоторые бугристые поверхности напластования могут отражать длительные перерывы (твердое дно). Более тонкие циклиты имеют традиционный тип расслоения материала, в их верхней части роль фонового осадка выполняет черный тонкий калькаренит, обычно спикулово-фораминиферовый, переходящий в красноватый мергель. Диагенетические желваки черного кремня встречаются по всему разрезу, но настоящие силициты редки.

Основная часть этого интервала, около 800 м мощностью, вскрытая приустьевой частью долины р. Кынды, содержит комплекс микрофоссилий с конодонтами *Gnathodus texanus* Roundy, *G. pseudosemiglaber* Thomp. et Fell., *G. semiglaber* (Bisch.), *Lochriea commutata* (Br. et Mehl), фораминиферами *Archaeodiscus convexus* Grozd. et Leb., *Omphalotis* cf. *minima* (Raus et Reitl.), *Priscella prisca* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella mosquensis* Viss., *E. aff. rotunda* Durk., *E. settella* Gan., *Howchinia gibba* (Moell.), *Parastaffella struvei suppressa* (Schlyk.), *Paraarchaeodiscus koktjubensis* (Raus.), *Pojarkovella honesta* Sim., *Globoendothyra* sp., *Endostaffella shamordini* (Raus.) и другими. Присутствие *Lochriea commutata* позволяет датировать этот весьма значительный промежуток разреза поздним визе (начиная с зоны *bilineatus*) и, вероятно, серпуховским веком. Последнее подтверждается присутствием, по данным В.Л. Клишевича (1975 г.), в тех же отложениях восточнее (ур. Бозой) серпуховских *Eostaffella* ex. gr. *protvae* Raus. в комплексе с *Neoarchaeodiscus gregorii* Dain и другими архедисцидами, а также гониатитов *Cravenoceras? sp.*, *Di-*

*morphoceras? sp.* (определения Л.А. Эктовой и А.В. Яговкина). В самых верхних слоях вскрытой по р. Кынды части известняков, не имеющих существенных литологических отличий от подстилающих слоев, обнаружены раннебашкирские *Pseudostaffella* ex. gr. *antiqua* Dutk., а В.П. Чернышук (1991 г.) сообщил авторам о находке в ур. Бозой башкирских конодонт. Неполная мощность по р. Кынды – 850 м, а с учетом оценки верхней (башкирской) части разреза она может достигать 1000 м.

Выше башкирских известняков согласно залегают пачка мергелей и глинистых сланцев (до 25–50 м), представляющих собой глубоководный “предфлиш”, а затем конуртюбинская свита терригенно-карбонатных турбидитов с известняковыми олистоплаками и с гравийно-галечными пачками типа гравититов, содержащих, наряду с карбонатными и кремнистыми, примесь базальтовых обломков. Комплекс фораминифер, возможно, переотложенных, полученный нами из этой свиты с р. Кок-кия (рис. 1, точка 3), относится к серпуховскому ярусу; В.П. Чернышук и С.Б. Гушин (не опубликованные данные, 1991 г.) обнаружили внутри нее олистоплаку с фораминиферами зоны *Plectostaffella bogdanovkensis* (основание башкирского яруса).

Приведенные материалы позволяют уточнить историю Уланской карбонатной платформы. К концу девона она достигла зрелой стадии. С начала турне трансгрессия вызвала появление здесь зон некомпенсированного погружения (силициты), которые позже приобрели, скорее всего, вид каналов или проливов, частично заполнявшихся переотложенными карбонатами. В целом седиментация турне – начала визе относительно замедлена, но в конце визейского века достигала, судя по приведенным цифрам мощностей, не менее 40–50 м/млн. лет. Можно полагать, что описанный выше тип осадков конца визе – начала башкирского века относится не к шельфу, а к верхней части широкого и пологого предрифового склона карбонатной платформы. Одновременно в мелководных зонах Уланской единицы (например, горы Таш-Елю в верховьях Аксая) известны рифогенные известняки верхнего визе – серпухова, трансгрессивно перекрывающие девон. Для изученного нами участка, если иметь в виду наблюдавшееся направление сноса, вероятно проградация склона платформы к северу.

В целом с турне по начало башкирского века продолжалось, с сохранением неполной компенсации, тектоническое погружение дна бассейна. Этот процесс был затем прерван коллизионным событием, которое зафиксировано образованием флишовой конуртюбинской

свиты в связи с продвижением к югу и разрушением залегающих выше тектонических покровов внутренней (вулканической) зоны Кокшаальских герцинид.

**Аксайская единица.** Группа тектонических чешуй, вскрытых по правобережью р. Западный Аксай, образована среднепалеозойскими отложениями батинального типа, которые отчетливо подразделяются на три серии.

Нижняя серия представлена граптолитовыми темными глинистыми сланцами, которые начинаются с верхнего лландовери; венлок палеонтологически не подтвержден, зато полно представлены отложения зоны *spineus* – *formosus* верхнего лудлова и пржидольские – лохковские, общей мощностью до 200 м. Фоновые глинистые осадки расслоены карбонатными турбидитами, обычно дистального типа, но включающими также калькаренитовые прослойки. В их состав может входить вулканомиктовая и кварцевая (терригенная?) примесь. Эти отложения аналогичны “курсалинской свите” Алайского хребта (Корень, Лыточкин, 1992). В некоторых из составленных разрезов (рис. 2; см. рис. 1, точка 4) характерно появление более проксимальных фаций, иногда обвального происхождения в виде карбонатных брекчий и других кальцирудитов, с обломками рифогенных известняков, содержащих комплекс кораллов лудлова, с *Progora* sp., и выше пржидолия, с *Squameofavosites bohemicus singularis* Sok., *Sq. cf. ettkychuensis* Chekh. и др. Возраст фоновых углеродистых сланцев подтвержден находками граптолитов, включая пржидольские *Pristiograptus* ex gr. *transgrediens* Perner. Снос обломочного материала происходил, таким образом, с развивавшихся известняковых построек.

Вторая, наиболее полно представленная серия отложений, имеет преобладающий силицитовый состав и охватывает большой стратиграфический интервал – от пражского до низов башкирского яруса. В целом она отвечает шаланской серии Туркестано-Алая (Стратифицированные и интрузивные..., 1982), отличаясь от нее непостоянной по объему примесью вулканических и карбонатных пород. Мощность измерена в пределах 170–400 м, что указывает на очень малую, порядка 2–5 м/млн. лет, “океанскую” скорость седиментации. Нижнюю часть серии (сурашскую свиту) образуют силициты, которые в разной степени насыщены карбонатным, алеврит-глинистым или тонкопесчаным материалом, вследствие чего приобретают грязнозеленую или розоватую окраску. Девонский возраст подтвержден редкими (несмотря на частое опробование) находками эмских конодонтов *Polygnatus* aff. *gronbergi* Kl. et John. Как и в силурийской части разреза, здесь местами (особенно в низовьях р. Терек, рис. 3)

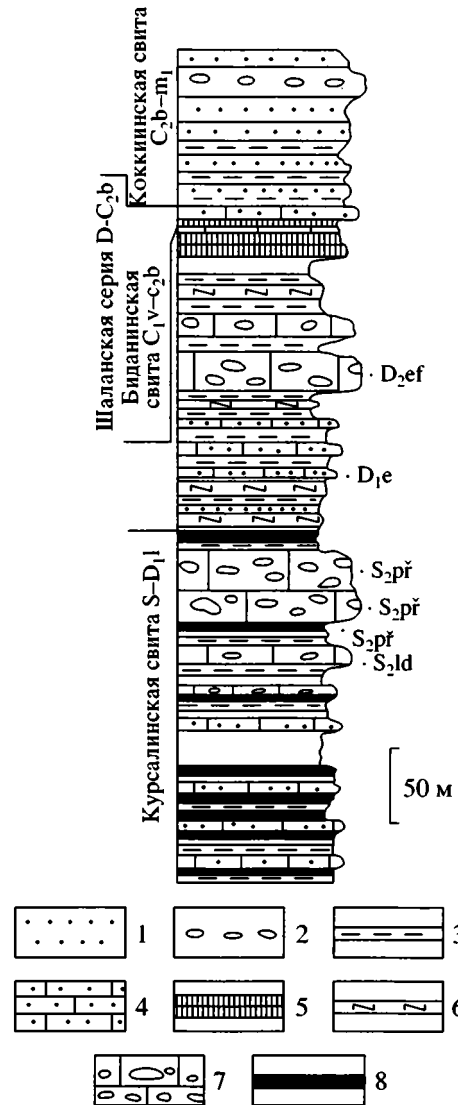


Рис. 2. Стратиграфическая колонка Аксайской структурной единицы в варианте, обогащенном олистостромами (рис. 1, точка 4).

1 – граувакки; 2 – конгломераты; 3 – алевропелиты; 4 – калькарениты; 5 – черные силициты; 6 – красные и зеленые силициты (яшмы); 7 – кальцирудиты, в том числе глыбовые; 8 – темные алевропелиты (граптолитовые сланцы). Индексы справа от колонки представляют датировки, полученные на основе палеонтологических сборов (см. в тексте).

встречаются обвальные брекчии, мощностью до 50 м, сложенные рифогенными известняками. В них присутствует криноидный детрит с *Cupressocrinites*, табулятами эмса (различные *Favosites*, *Oculipora*, *Gracilopora*, *Yacutiopora*, по определению Ю.С. Бискэ), а в верхней пачке *Callipora* aff. *uralica* Yanet вместе с брахиоподами *Zdimir pseudobaschkiricus* Tchern. (определение Ю.В. Савицкого) и другими остатками бентосных организмов эйфельского возраста. Более дистальные

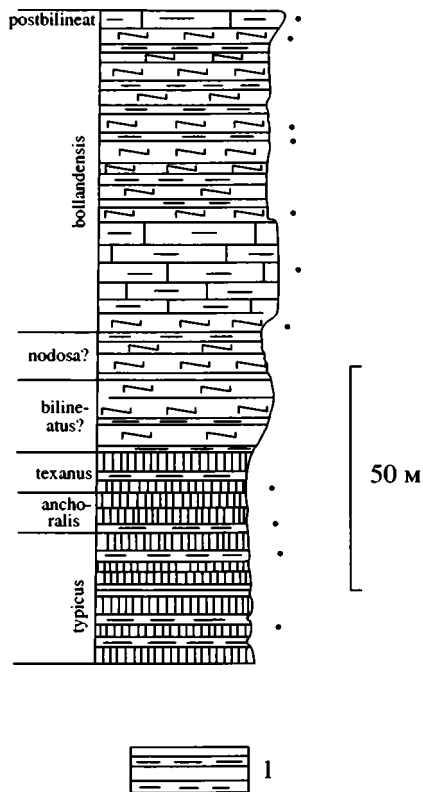


Рис. 3. Стратиграфическая колонка батинальных отложений Кокшаальской единицы (карасайнинская свита, нижний – средний? карбон).

Показано зональное расчленение по конодонтам и уровни результативного опробования (точки справа от колонки). 1 – глинистые известняки. Другие усл. обозначения см. на рис. 2.

фации пражских – эмских обломочных карбонатов были обнаружены несколько южнее, вверх по р. Терек. Они представлены тонкослоистыми микритами и алевролитами с дакриоконаридами *Turkestanella acuaria* (Richt.), *Paranowakia cf. scalaria* Schloth., *Nowakia cf. cancellata* Richt., конодонтами *Polygnatus foliformis* Snig., *Pandorinellina steinhornensis miae* (Bult.) и др. В случае значительной примеси карбонатного обломочного материала мощность нижнего девона – эйфеля достигает 350 м.

Карбонатные платформы в доколлизийном бассейне частично имели вулканический субстрат, на что указывает появление базальтовых пачек (до 150–200 м) в толще силицитов на правом берегу р. Кок-Кия: это субщелочные титанистые базальты внутриплитного типа (Бискэ, Табунс, 1996). Они перекрываются радиоляритами с франскими *Entactinia prodigialis* Naz., *E. cf. consociata* Naz., *E. tenuiacerosa* Naz., *Entactinosphaera varicanthina* For. (рис. 1, точка 5). В большинстве других изученных разрезов живетские и франские отложения не подтверждены палеонтологически, хотя могут быть представлены в узком интервале

(до 60 м) алевро-силицитовых и микритовых осадков.

Отложения верхней части франа, фамена и турне отличаются преобладающей темной окраской, что объясняется бескислородными условиями, неоднократно(?) возникавшими в этом хронологическом интервале. Местами по вещественному составу он делится на две части.

Нижняя (кульджабашинская) свита отчетливо выделяется в долинах Кульджабаши и Кок-Кия (рис. 1, разрезы 6, 7), где состоит из черных и зеленоватых алевроит-глинистых сланцев и силицитов с пластами калькаренитов – иногда переотложенных оолитовых спаритов с примесью базитовой вулканокластики. Часть таких прослоев можно связывать с событиями штормового типа; другие из них, с градиционной слоистостью, несомненно являются турбидитами подножия карбонатных платформ. Известняковый детрит содержит комплекс фораминифер и микроводорослей с многочисленными архесферами, *Parathurammia tuberculata* Lip., *P. paulis* Byk., *Avroria singularis* Pojark., *A. ferganensis* Pojark., *Quasiendothyra* sp., *Bisphaera malevkensis* Bir., *Radiosphaera* sp., *Kamaena* sp., *Calcifolium plavkensis* Reitl., *Quasiumbrella pararhotunda* Shv., а также радиолярии *Entactinosphaera grandis* Naz., *E. cf. egindyensis* Naz., *E. foveolata* Naz., *E. diversita* Naz. и конодонты *Polygnatus symmetricus* E.R. Branson. Из кремней выделены фаменские конодонты *Palmatolepis inflexoidea* Zieg., *P. glabra* Ull. et Bas., *P. cf. minuta* Br. et Mehl и те же радиолярии. Мощность этой свиты до 100–110 м, но обычно меньше, что связано с разной степенью насыщения фоновых осадков обломочным материалом: так, на р. Терек фаменский (по конодонтам) интервал разреза представлен лишь сургучно-красными и зелеными алевросилицитами.

Верхняя, урусайская, свита имеет в основном силицитовый состав и темную окраску. Прослойки известняков, главным образом в верхней ее части, содержат переотложенный детрит фораминифер и обильные остатки турнейских радиолярий, включая *Entactinia vulgaris* Won., *Entactinosphaera foremanae* Orm. et Lane, *E. egindyensis* Naz., *E. crasseacus* Lich., *E. cf. aitpaiensis* Naz., *Eostylodictya eccentrica* Orm. et Lane, *Trilonche cimelia* Orm. et Lane, *Cromiostylus variabilis* Orm. et Lane, *Provisocyntra* sp., а также конодонтов *Polygnathus spicatus* E.R. Branson, *P. purus* Vog., *Bispathodus stabilis* (Br. et Mehl), *Protognathodus?* sp., *Dollymae hassi* Vog. (две последние формы, выделенные из кремней на р. Ичке-Кызылсу (рис. 1, разрез 8), указывают на присутствие нижней части верхнего турне). Мощность черных урусайских кремней обычно не более 30–70 м.

Визе-серпуховские и нижнебашкирские отложения представлены в фации окремненных плитняковых калькаренитов, микритов со спикулами и радиоляриями, иногда содержащих глинистые прослои или замещаемых слоистыми силицитами. Эта фация широко распространена в Южном Тянь-Шане и описывалась как биданинская свита (Стратифицированные и интрузивные..., 1982). Присутствие в нижней части свиты известковых водорослей *Masloviporidium* sp., известных на Русской платформе с веневского горизонта (определение С.Б. Гущина) может означать переход к устойчиво карбонатному типу осадков батиали в позднем визе, что подтверждает также состав фораминифер в нижних слоях свиты (20–25 м): здесь обычны *Eostaffella* ex gr. *postmosquensis* Kir., *E. sp.*, *Cribrostomum bradyi* Moell., *Tuberitina maljavkini* Mikh., *Semistaffella?* sp., вместе с переотложенными архесферами и квазиэндотирами. Известняки содержат также два комплекса конодонтов. Нижний из них отвечает верхнему визе – серпухову и включает *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Roundy), *G. b. bollandensis* (Hig. et Bouck.), *Lochria nodosa* (Bisch.), *L. commutata* (Br. et Mehl.), *L. cf. cruciformis* (Clarke), *L. cf. mononodosa* (Aus., Rhod. et Dr.), *Pseudognathodus symmutatus* (Rh., Aus. et Dr.), *Ps. homopunctatus* (Zieg.), а верхний, в последних 25–30 м мощности, состоит из *Declinognathodus noduliferus* (Ell. et Grov.), *D. inaequalis* Hig., *Neolochria hisaharui* Miz., *Idiognathoides sulcatus* Hig. et Bouck., *Id. fossatus* (Br. et M.) и указывает на нижнюю часть башкирского яруса. Вся мощность известняковой свиты не более 100–120 м, а в некоторых разрезах (например, низовьев р. Терек, рис. 1, разрез 9) известняки нижнего карбона почти отсутствуют.

Верхняя серия осадков Аксайских чешуй представлена коккинской свитой (Бискэ и др., 1985), которая по фациальному типу приближается к проксимальной, песчанистой разновидности флиша. В основном это известковистые граувакки, содержащие небольшую примесь вулканогенных обломков (базальты) и образующие нередко мощные, до 1–3 м, зерновые потоки, разделенные алевролитовым прослойками. Отдельные пласти гравийно-галечных гравититов (до 7 м) и небольшие олистолиты сложены обломками подстилающих пород – известняков, в том числе с девонской фауной, алевролитов, силицитов верхнего девона, реже порфиритов и даже интрузивных аплитов. Их связь с возникновением суши, в виде надвиговых кордильер, возникших из материала дна прежде глубокого бассейна, подтверждается присутствием растительного детрита с обломками крупных стеблей хвощевых. Встречаются, однако, и линзы известняков-кальцирудитов, очевидно, образованные из материала, переотложенного как из отмелей на краю узкого и не-

стабильного шельфа, так и из более древних вовлеченных в дислокации известняков (нижнего карбона, по фораминиферам). Сходное происхождение и возраст должна иметь уникальная для района исследований толща известняковых брекчий и песчаников (400 м) на р. Ичке-Кызылсу (рис. 1, разрез 6), которая содержит обломки с разновозрастными фораминиферами, от фаменских до нижнемосковских.

По возрасту наиболее поздних видов фораминифер, а также переотложенных конодонтов, можно полагать, что свита образована в течение башкирского и московского веков, начиная с времени *Ps. antiqua* или, скорее, *Ps. praegorski* и вплоть до каширского. Мощность этих отложений в частных разрезах до 400–450 м: она представляется удивительно малой для столь большого стратиграфического интервала при данном типе седиментации. На р. Текелик (рис. 1, разрез 10) свита начинается алевролитами с прослоями калькаренитов, содержащих башкирские фораминиферы зоны *Pseudostaffella antiqua* (250 м), в других пересечениях уже в нижних слоях свиты встречаются раннемосковские виды родов *Profusulinella* и *Aljutovella*. Может быть, в весьма подвижных условиях растущего аккреционного комплекса здесь зафиксированы кратковременные эпизоды седиментации, в результате чего нижняя из описанных толщ (башкирская) согласно надстраивается известняки  $C_1$ , а верхняя (московская) налегает с размывом.

Как следует из приведенной характеристики, осадочный комплекс Аксайской единицы в целом типичен для пелагических, сокращенных в мощности, южнотяньшаньских разрезов среднего палеозоя батиального типа. К ним относится, за вычетом вулканической серии, и рассмотренный выше средний палеозой Джаныджера. Попытаемся дать истолкование некоторым частным и общим закономерностям строения палеозойского комплекса Акса́я.

1. Значительная, но не повсеместная примесь переотложенного известнякового материала в придольских – эйфельских отложениях происходит со стороны рифов и карбонатных платформ, возникавших на внутриплитных вулканических постройках. Это могли быть как наблюдаемые известняковые массивы Уланской и Сарыбелесской единиц, так и другие, позже перекрытые надвигами либо денудированные.

2. Редкая фиксация в разрезах живетских и франских отложений, уменьшение мощности сохранившихся в батиали осадков верхнего девона при одновременном интенсивном накоплении карбонатов на шельфах и обширных отмелях могут быть связаны с увеличением глубин ниже



критической для карбонатообразования величины.

3. Темная окраска (битуминозность) турнейских отложений проявлена как в батиальных, так и шельфовых фациях всего региона, включая карбонаты Срединного Тянь-Шаня, Алайского, Борколдойского и других микроконтинентов Тянь-Шаньского юга, и должна объясняться устойчивым режимом донных вод океана.

4. Почти повсеместная в пелагических фациях смена силицитов известняками к концу визе также должна иметь региональную, если не глобальную причину. Кроме очевидной трансгрессии этого времени, проявленной в шельфовых последовательностях Южного Тянь-Шаня и соседних континентов, и усиления лавинного сноса на склонах, что отмечено, в частности, выше для Уланской карбонатной платформы, необходимо допустить углубление критического уровня карбонатообразования, но при лучшей, в сравнении с турне, аэрации придонного слоя воды.

5. Более позднее, в сравнении с рассмотренными выше Джаньджерской и Уланской структурными единицами, время образования флишевой кровли Аксай (коккиинская свита) легко интерпретировать в рамках модели последовательной, с севера на юг, аккреции (коллизии?) и продвижения тектонических покровов Джаньджера – Улана. Длительность этого процесса (башкирский – середина московского века), при допущении равномерного сближения коллидирующих плит, подтверждает большую исходную ширину Аксайской пелагиали.

**Сарыбелесская и Ортосуйская единицы.** Описание этих двух тектонических пластин, находящихся в современной структуре к югу от Аксайской единицы, сделано ранее (Бискэ, 1979, 1996). Стратиграфический разрез известнякового массива Кельтау-Сарыбелес может быть представлен как результат формирования устойчивой карбонатной платформы, не связанной с Уланской. Длина ее, с учетом выходов аналогичных известняков, в том числе на китайской территории, была не менее 100 км. Под органогенными карбонатами венлока – лудлова здесь фрагментарно вскрываются остатки вулканической постройки. Для нижнего – среднего девона в долине р. Кок-Кия отчетливо установлено замещение по простиранию мелководных массивных известняков склоновыми кальцирудитами и известково-глинисто-кремнистыми батиальными осадками.

В живетском веке новыми базальтовыми излияниями был построен Ортосуйский симаунт и начат новый цикл погружения и отложения органогенных известняков на соседней с ним Сарыбе-

лесской отмели. В раннем карбоне, особенно в конце визе, Сарыбелесская единица была надстроена новыми горизонтами трансгрессивно залегающих известняков, аналогом которых в Ортосу является лишь маломощная рифогенная пачка. Затем тектоническое погружение замедлилось или прекратилось, и лишь раннемосковская трансгрессия вызвала отложение пачки фузулиновых известняков. Дальнейшее образование турбидитно-олистостромовой толщи раннемосковского же возраста, составляющей кровлю разреза, уже явно связано с началом погружения карбонатной отмели в желоб перед активной окраиной Палеоказахстана. Непосредственно южнее Сарыбелеса – Ортосу зафиксированы выходы девонских батиальных радиоларитов аксайского типа, отделяющих эту отмель от континентального склона Тарима.

**Кокшаальская единица** или Яссы-Майдантагская зона. Развитый здесь тип разреза отличается мощной (узгенской) серией девонских песчанитых турбидитов, относящихся к склону Таримского континента. По крайней мере на востоке Кокшаала эта серия залегает поверх силурийских – нижнедевонских шельфовых отложений, т.е. на континентальной коре (Бискэ и др., 1992). Структура Кокшаальской единицы хорошо вскрыта правыми истоками р. Западный Аксай и представляет собой ряд надвинутых к югу тектонических чешуй, реже крупных складок, сильно осложненных срывами разных амплитуд, что создает затруднения при восстановлении полной стратиграфической последовательности и определении истинных мощностей. Отчасти они разрешаются путем ряда детальных пересечений в нескольких долинах.

Девонская терригенная серия на северных склонах гор Майдантаг обнажена лишь в своей верхней части (тысбельская свита). Ее составляют главным образом олигомиктовые отсортированные песчаники и алевриты светлой зеленоватой окраски, которые образуют пачки как собственно флишевых ритмов, так и песчанитых циклитов мощностью до первых метров, с крупными стержневыми и язычковыми механоглифами на подошвах. Эти циклиты разделены лишь небольшими прослойками фоновых алеврит-глинистых осадков. Наклонная слоистость в песчаниках указывает на движение потоков к северу. Очевидно, свита образована в значительной мере путем наслоения зерновых потоков (грейнитов), состоящих из зрелого, в основном кварцевого обломочного материала, поступавшего со слабо расчлененного эрозией континента. Отложение происходило в условиях авандельты (?) на пологом аккумулятивном континентальном склоне, а мощность свиты по минимальной оценке около

2000 м. Палеонтологическая характеристика подтверждает такую реконструкцию. В алевроитовой части циклитов наблюдаются скопления детрита из наземных растений, в том числе из разных пунктов – позднедевонские *Pseudobornia ursina* Nath., *Sphenopteris* sp., *Svalbardia* sp., *Pteridorachis* sp., *Rhacophyton* sp. (определения Н.М. Петросян, 1979 г.), но там же и многочисленные фрагменты конодонтов, из числа которых В.П. Чернышуку из сборов Ю.С. Бискэ с р. Корумды (рис. 1, точка 11) удалось определить позднефаменские *Palmatolepis gracilis* Br. et M., а также *Siphonodella* sp., что позволяет допускать для верхов свиты уже турнейский возраст. Карбонатная составляющая в турбидитах обычно мала, хотя встречаются песчанистые калькарениты с раковинками фораминифер, также фамен-турнейского возраста. Вблизи кровли появляются красноцветные алевролиты.

Северная окраина Кокшаальской зоны отличается более пелагическим составом фаменских отложений или, по крайней мере, верхней их части. Это главным образом зеленоватые или пестроцветные алевроит-глинистые тонкие турбидиты с редкими песчанистыми или калькаренит-песчанистыми пачками. Возраст обоснован присутствием фораминифер *Eotuberitina* aff. *ferganensis* Pоjark., *Toumayella* sp. и др.

Карбонатно-кремнистая карасайнинская свита нижнего – среднего карбона согласно перекрывает эти отложения. Ее нижняя часть состоит из радиоляриевых силицитов черной, реже серо-зеленой окраски, а также слабо битуминизных алевроит-глинистых и редко песчаных пород. Мощность обычно до 40–50 м, лишь в одном случае достигает 200 м. Силициты содержат комплекс конодонтов с *Siphonodella sulcata* (Hud.), *S. duplicata* (Br. et M.), *S. cooperi* Hass, *S. isosticha* (Coop.), *Bispathodus stabilis* (Br. et M.), *Polygnathus* ex gr. *inornatus* Br. et M., что позволяет отнести данные слои к нижней части турне. Во многих случаях их удается датировать по радиоляриям, среди которых определены *Entactinosphaera aitpaiensis* Naz., *E. foremanae* Orm. et Lane, *E. egindyensis* Naz., *Thecentactinia riedeli* (Foreman), *Cromyostylus variabilis* Orm. et Lane, *Paronaella turgida* Orm. et Lane, *Eostylodictya eccentrica* Orm. et Lane, *Trilonche cimelia* Orm. et Lane, *Archocytrium clinoceras* Deflandre, *Albaillella indensis ambigua* Braun.

Нижнетурнейская черная силицитовая пачка в Кокшаальской единице распространена повсеместно (Бискэ и др., 1992). Она фиксирует прекращение лавинного сноса с Таримского континента – очевидно, вследствие того же трансгрессивного события, с которым связано было установление тепловодно-застойного гидродинамического режима.

Отложения верхнего турне, мощностью 20–40 м, редко до 120 м, имеют сходный вещественный состав и зафиксированы при изучении 11 разрезов. В одном них (рис. 1, разрез 12; рис. 4) на р. Терек близ устья р. Ортосу (Бискэ, Неевин, 2000) силициты верхнего турне могут быть разделены на зоны *typicus* и *anchoralis*, причем основная часть их мощности приходится на зону *typicus*, силициты которой содержат конодонты *Dollymae hassi* Vog., *Protognathodus praedelicatus* Lane, Sand. et Zieg., Pr. cf. *cordiformis* Lane, Sand. et Zieg., *Pseudopolygnathus* ex gr. *triangulus* Vog., *Neopolygnathus communis* (Br. et Mehl), *Polygnathus purus* Vog., *Gnathodus typicus* Coop., G. aff. *delicatus* (Br. et Mehl). В зоне *anchoralis* установлены, кроме *Scaliognathus anchoralis* Br. et M., также *Gnathodus delicatus* Br. et M., *G. pseudosemiglaber* Thom. et Fell., *Hindeodella segaformis* Bisch. и ряд форм более широкого распространения. Здесь же выделены радиолярии *Entactinia vulgaris microporata* Braun, *E.v.vulgaris* Won, *E. cf. brilonopsis* Won, *E. tortispina* Orm. et Lane, *Entactinosphaera aitpaiensis crasseacus* Lih.msc.

Отметим, что крайне малая скорость глубоководной седиментации, зафиксированная в разрезах хр. Майдантаг, резко увеличивается в восточной части Кокшаальской зоны, где фоновые черноцветные осадки вытеснены на задний план мощными турбидитами, которые имеют еще таримское происхождение (Бискэ, Гушин и др., 1992; Бискэ, 1996).

Визейские отложения несколько отличаются от турнейских своей окраской: характерны зеленые и вишнево-красные глинистые сланцы и силициты, иногда с обильными конодонтами. Последние чаще всего представлены комплексом зоны *texanus*, в котором определены *Gnathodus texanus* Roundy, G. *girtyi girtyi* Hass, G. ex gr. *girtyi* Hass, G. *semiglaber* (Bisch.), G. cf. *pseudosemiglaber* Thomp. et Fell., *Pseudognathodus symmutatus* (Aus., Rh. et Dr.), Ps. *homopunctatus* (Zieg.). Реже и с меньшей уверенностью устанавливается зона *bilineatus*, из отложений которой выделены *Lochriea commutata* (Br. et M.), *Gnathodus* ex gr. *girtyi* Hass, G. *bilineatus* (Roundy), *Pseudognathodus homopunctatus* (Zieg.), *Lochriea* cf. *multinodosa* (Wirth). Общим зонам отвечает мощность осадков около 20 м (р. Терек, рис. 1, разрез 12), однако она увеличивается до 80–100 м в случае появления на этом уровне переотложенного карбонатного материала в виде пластов калькаренитов и микритов.

Серпуховские, начиная с зоны *podosa*, и башкирские отложения характеризуются уже преимущественно известковым составом (светлые тонкослоистые, часто глинистые микриты, тонкие калькарениты, частично окремненные) при сохранении пестрых красно-зеленых окрасок: конодонты в них хорошо различимы на пластовых

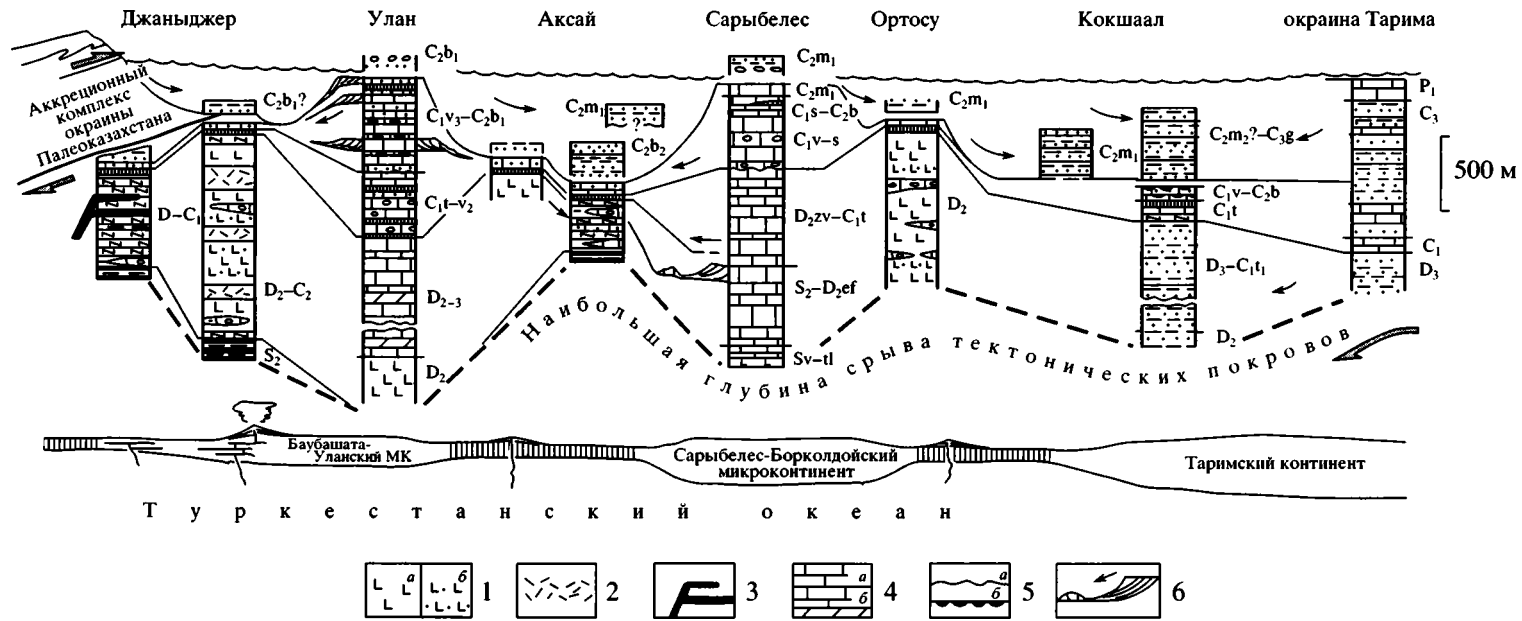


Рис. 4. Модель строения пассивной северной окраины Таримского палеоконтинента в западно-кокшаальском секторе, реконструированная на момент начала коллизии.

1–2 – вулканиты, в том числе 1 – основные (а – лавы, б – гиаокластиты), 2 – кислые; 3 – пластовые интрузии долеритов; 4 – шельфовые карбонаты (а – известняки, б – доломиты); 5 – перерывы в осадконакоплении (а – в мелководных, б – в глубоководных обстановках); 6 – направления сноса, клиноформы, олистостромы (изображены частично). Другие усл. обозначения вещественного состава см. на рис. 2, 3.

Положение колонки относительно уровня океана (волнистая линия) приблизительно отражает глубину бассейна в начальный момент образования синколлизийной флишевой формации, изображенной с разрывом выше уровня дна. Толстые стрелки указывают направление перемещения масс при коллизии. Под колонками палеозойских отложений показан предполагаемый тип коры – океанический (вертикальная штриховка) или континентальный.

поверхностях. Иногда отмечается песчаная при-  
 месь. Мощность их достигает 40–50 м, причем ос-  
 новная ее часть приходится на зону *bollandensis*  
 верхнего серпухова. К ней же, по-видимому, от-  
 носятся находки серпуховских гониатитов – *Kar-*  
*anchoceras* sp., *Cravenoceras?* sp., *Tumpanoceras* sp.,  
 по определению А.В. Яговкина (1976 г.): скопле-  
 ния их полурастворенных раковин нередко на-  
 блюдаются в глинистых известняках. В одном  
 случае по присутствию *Gnathodus postbilineatus*  
*Nigm. et Nemir.* были подтверждены самые верх-  
 ние слои серпухова, или зона *postbilineatus* (рис. 3).  
 Башкирские отложения, мощностью не более  
 30–40 м, палеонтологически фиксируются ред-  
 ко и представлены зоной *corrugatus*, в комплексе  
 которой найдены, кроме *Idiognathoides corruga-*  
*tus* Har. et Holl., также *Id. cf. sinuatus* Har. et Hall.,  
*Id. sulcatus* Hig. et Bouck., *Id. fossatus* (Br. et Mehl).  
 Известны редкие находки гониатитов *Reticulo-*  
*ceras* sp. Ни в одном из наших пересечений не  
 удалось обнаружить комплекс первой в башкир-  
 ском ярусе конодонтовой зоны *noduliferus*: этот  
 перерыв скорее всего связан с отсутствием sedi-  
 ментации и/или растворением осадков. Общая  
 мощность карасайнской свиты в наиболее  
 полных из кокшаальских разрезов установлена  
 в 80–250 м.

Верхнюю часть разреза составляет кипчак-  
 ская серия, представляющая раннеколлизонную  
 флишевую формацию: ее отложение можно свя-  
 зывать с субдукцией остаточной батинальной час-  
 ти континентального подножия под аккрецион-  
 ный надвиговый комплекс и, соответственно, с  
 ранней фазой истории передового прогиба, на-  
 следующего глубоководный желоб.

Кипчакский флиш по типу строения мало от-  
 личается от описанной выше более древней кок-  
 киинской свиты. Его терригенный песчаный ма-  
 териал имеет в основном лититовый состав  
 (кварц, силициты, известняки) и происходит за  
 счет сноса с севера. Флишевая серия залегает со-  
 гласно на батинальных (карасайнских) отложе-  
 ниях и местами, особенно в северной части Кок-  
 шаальской единицы, связана с ними переходной  
 предфлишевой пачкой. В ней чередуются силици-  
 ты и турбидиты дистального типа, в том числе из-  
 известковистые. Калькарениты этой пачки содер-  
 жат комплекс фораминифер с *Pseudostaffella* ex.  
*gr. antiqua* Dutk., *Profusulinella* sp. (определения  
 Л.А. Эктовой), а также конодонты *Idiognathoides*  
*sinuatus* Har. et Holl., *Id. corrugatus* (Har. et Holl.),  
*Id. sulcatus* Hig. et Bouck., что позволяет отнести пач-  
 ку к верхней части башкирского – низам москов-  
 ского ярусов. Собственно флишевая, вышележа-  
 щая часть разреза содержит здесь ископаемые не  
 моложе раннемосковских.

Иное строение имеет кипчакская серия в бо-  
 лее южной, приграничной части хр. Кокшаал, где  
 уже в подошвенных слоях найдены (рис. 1, точки  
 13, 14) известковистые песчаники с *Fusulina*  
*mosquensis* Raus., *F. quasifusulinoides* Raus., *F. cf. ka-*  
*mensis* Saf., *Fusulinella* ex *gr. colaniae* Lee et Chen,  
*F. cf. fluxa* Lee et Chen, *F. pseudobocki ovoides* Raus.,  
*F. aff. altispiralis* Bog., *F. aff. helenae* Raus., тогда как  
 выше появляются *Obsoletes* cf. *vinutus* Kir., *O. aff.*  
*pauper* Vol., *O. dagmarae* Kir., *Protriticites* cf. *lamello-*  
*sus* Bensch, *P. cf. paramontiparus* Raus., *P. variabilis*  
*Bensch*, *P. cf. subvatus* Bensch, а далее по разрезу  
 также *Triticites* ex *gr. expressus* Anos. Такая после-  
 довательность могла бы указывать на возраст в  
 пределах верхов московского – гжельского яру-  
 сов, однако явное переотложение раковин фор-  
 минифер делает вероятным гжельский возраст  
 основной части серии. В любом случае, значи-  
 тельная часть московского яруса в южных разре-  
 зах Кокшаала отсутствует и ее исчезновение  
 можно связать лишь с равновесием между пелаги-  
 ческой седиментацией и подводным выщелачива-  
 нием известкового материала, происходившим до  
 отложения флиша.

Кипчакская серия содержит олистоплаки изве-  
 стняков и силицитов нижнего карбона. В одном  
 пункте (истоки р. Корумды, рис. 1, точка 15) сре-  
 ди флиша найдена 10-метровая пачка черных ра-  
 диоляритов с конодонтами *Gondolella elegantula*  
*Stauf.*, *Idiognathodus* sp., характерными для верхов  
 московского яруса или верхнего карбона, по оп-  
 ределению В.П. Чернышука. Это должно указы-  
 вать на сохранение в Кокшаальском трое глубо-  
 ководных пелагических условий, по крайней ме-  
 ре, до конца московского века.

Для полноты палеогеографической картины  
 (рис. 4) укажем, что шельф Таримского палео-  
 континента и южная (внешняя) граница передо-  
 вого прогиба реконструируются по разрезам  
 Муздукского района на южном склоне хр. Май-  
 дантаг и в хр. Кельпинтаг (Бискэ, 1996; Zhang et  
 al., 1983; The Carboniferous..., 1987). По данным  
 (Carroll et al., 1995), снос в передовой прогиб на  
 южных склонах Майдантага – Кокшаала в сред-  
 нем – позднем карбоне происходил с юга, с Та-  
 римского шельфа. Это утверждение согласуется с  
 присутствием в описанной выше кипчакской ба-  
 тиаля обломочных известняков (карбонатных  
 турбидитов) данного возраста, однако кремне-  
 кластический материал мог поступать туда лишь  
 с севера. Возможно, некоторые колонки кипчак-  
 ской серии в пограничном (водораздельном) рай-  
 оне могут совмещать материал из обоих источни-  
 ков. Коллизонные деформации в передовом  
 прогибе относятся к середине ранней перми, по-  
 сле чего наступает поздняя, континентальная фа-  
 за развития передового прогиба.

## ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Строение северной окраины Таримского палеоконтинента и всей переходной к Туркестанскому океану области, включая изученный район, определилось к середине – концу силура как сочетание относительных поднятий, принявших облик карбонатных платформ, и обширных пелагических пространств.

Происходившее в среднем палеозое охлаждение, утолщение и погружение литосферы региона, обычное для режима пассивных окраин, осложнялось внутриплитным магматизмом конца силура – среднего девона. Проявления контрастных вулканических серий указывают на присутствии фрагментов континентальной коры даже в пелагических зонах. Последние в тот же период времени были местами насыщены обломочным (олистолистовым) карбонатным и вулканическим материалом, но в целом сохранили свойственный им некомпенсированный тип седиментации вплоть до середины карбона. Косвенно это подтверждает значительную ширину открытых бассейнов, затем во много раз уменьшенную в наблюдаемой покровной структуре региона.

Детальная стратиграфия турнейских – нижнебашкирских отложений континентального склона, пелагических пространств (батыали) и карбонатных платформ получена по конодонтам и проконтролирована по радиоляриям и фораминиферам. Основные события этого времени: прекращение лавинного сноса с западной части Тарима, повсеместное распространение эвксинных условий (битуминозные осадки) и некоторое замедление седиментации на карбонатных платформах вследствие трансгрессии в начале турне; расширение карбонатных платформ с наращиванием их склонов и одновременный переход к сохранению плаща переотложенных известковых осадков в пелагиалях с конца визе и в серпуховском веке; частичное подводное растворение более поздних карбонатных илов, что привело к отсутствию в разрезах части нижнебашкирских и московских интервалов.

Проявившиеся с начала башкирского века в Джангджире коллизионные события распространились в среднем – позднем карбоне к югу, захватив поочередно более внутренние зоны Таримской окраины, которые приобретали структуру покровно-надвиговых пакетов. Стратиграфические разрезы датированы преимущественно по фузулинидам. В них повсеместно, но в разное время выражен согласный переход от пелагических осадков к флишу, что отразило субдукцию плиты (Таримской) и образование глубоководного желоба, быстро заполнявшегося материалом разрушавшейся аккреционной призмы. На поздней, уже пермской, стадии и в крайней южной позиции

этот желоб приобрел форму Предкокшаальского прогиба. Такая реконструкция сближает позднепалеозойскую историю Кокшаала с рядами коллизионных событий во многих линейных орогенах.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Бискэ Ю.С.* О палеогеографической и структурной позиции некоторых известняковых разрезов Южного Тянь-Шаня // Вопросы стратиграфии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. Вып. 2. С. 103–112.

*Бискэ Ю.С.* Позднепалеозойская коллизия Таримского и Киргизско-Казахского палеоконтинентов // Геотектоника. № 1. 1995. С. 31–39.

*Бискэ Ю.С.* Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. С.-Пб.: Изд-во СПб ГУ. 1996. 192 с.

*Бискэ Ю.С.* Палеогеодинамика области Туркестанского океана. II Позднепалеозойские реконструкции // Вестн. СПб ГУ. Сер. 7. 2001. Вып. 2. (№ 15). С. 3–17.

*Бискэ Ю.С., Гуцин С.Б., Чернышук В.П.* Кокшаальская пассивная окраина Таримского континента в среднем палеозое // Вестник СПб ГУ. 1992. № 18. С. 68–71.

*Бискэ Ю.С., Зубцов С.Е., Поршняков Г.С.* Герциниды Атбаши-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. 190 с.

*Бискэ Ю.С., Неевин А.В.* Находки конодентов нижнего карбона в пелагических фациях окраины Тарима (хр. Кокшаалтау, Южный Тянь-Шань) // Вестник СПб ГУ. Сер. 7. 2000. Вып. 2 (№15). С. 68–71.

*Бискэ Ю.С., Табунс Э.В.* О происхождении контрастной вулканической серии девона Атбаши-Кокшаальского региона (Южный Тянь-Шань) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 6. С. 1428–1432.

*Бискэ Ю.С., Табунс Э.В.* Доколлизийные базальты в Атбаши-Кокшаальских герцинидах (Центральный Тянь-Шань) и их геодинамическая природа // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 1. С. 81–84.

*Корень Т.Н., Лыточкин В.Н.* Биозональная схема верхнего силура Туркестано-Алая по граптолитам // Отечественная геология. 1992. № 11. С. 37–44.

*Куренков С.А.* Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 96 с.

*Неевин А.В.* Зональное расчленение по конодонтам нижнего – среднего карбона хр. Кокшаалтау (Южный Тянь-Шань) // Наука – новые технологии. 2001. № 2. С. 179–183.

*Поярков Б.В.* Стратиграфия и фораминиферы девонских отложений Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1969. 186 с.

Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Кн. 1. Фрунзе: Илим, 1982. 371 с.

*Христов Е.В.* Некомпенсированные прогибы Кокшаала // Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970. С. 97–112.

*Христов Е.В., Миколайчук А.В.* О догеосинклинальном основании коры Фергано-Кокшаальских герцинид // Геотектоника. 1983. № 3. С. 76–86.

*Христов Е.В., Христова М.П.* Структурное положение и особенности строения офиолитов восточной части Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1980. № 5. С. 72–83.

*Carroll A.R., Graham S.A., Hendrix M.S et al.* Late Paleozoic tectonic amalgamation of northwestern China: sedimentary record of the northern Tarim, northwestern Turpan and southern Junggar basins // Geol. Soc. of America Bulletin. V. 107. № 5. 1995. P. 571–594.

The Carboniferous and Permian stratigraphy and biota in Kalpin region, Xinjiang. Urumchi, Inst. Geol. Xinjiang Geol. Bureau (Chinese Acad. Geol. Science). 1987. P. 160.

*Zhang Z., Wu S., Gao Z., Xiao S., Ba H.* Research of sedimentary model from Late Carboniferous to Early Permian epoch in Kalpin region, Xinjiang // Xinjiang Geol. № 1. 1983. P. 9–20.

*Рецензенты С.А. Куренков, А.С. Алексеев*