

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

4

Препринт № 14

Ю.К. Советов

ГРАНИЦА КЕМБРИЯ И ДОКЕМБРИЯ
И ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ
МАЛОГО КАРАТАУ:
СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ, СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЙ
И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АСПЕКТЫ

J.K. Sovetov

THE CAMBRIAN-PRECAMBRIAN BOUNDARY
AND PRECAMBRIAN SEDIMENTARY ASSEMBLAGES
IN THE MALYI KARATAU:
STRATIGRAPHIC, SEDIMENTOLOGIC
AND PALEOTECTONIC ASPECTS

НОВОСИБИРСК 1990

Советов Ю.К. Граница кембрия и докембрия и докембрийские осадочные формации Малого Каратау: стратиграфический, седиментологический и палеотектонический аспекты. Новосибирск, 1990. 36 с. (Препр./Институт геологии и геофизики СО АН СССР; № 14).

Sovetov J.K. The Cambrian-Precambrian boundary and the Precambrian sedimentary assemblages in the Malyi Karatau : stratigraphic, sedimentologic and paleotectonic aspects. Novosibirsk, 1990. 36 p. (Preprint/Institute Geology and Gophysics of the Siberian Branch of the Academy of Sciences of the USSR; N 14).

Детально рассматривается граница между двумя крупными осадочными комплексами в Малом Каратау, пространственно близкая к границе кембрия и докембрия. Стратиграфическое и угловое несогласие на этой границе отделяет нижнепалеозойский чехол и докембрийские осадочные формации, претерпевшие несколько эпизодов тектонических деформаций – результат взаимодействия островной дуги и континентального массива. В раннем кембрии на денудированном орогене возникла карбонатная платформа, существовавшая до верхнего ордовика. Обсуждаются обстановки накопления отложений карбонатной платформы.

Для стратиграфов, седиментологов и геологов широкого профиля.

ABSTRACTS

The Cambrian-Precambrian boundary in the Malyi Karatau is confined to the Cambrian-Ordovician carbonate platform appearance. The basal part of the Cambrian is represented by the Kyrshabakty series lying with the stratigraphic and angular disconformity on the Upper Precambrian strata which have undergone the tectonic deformation including that of prior to Cambrian. The Kyrshabakty series corresponds to the Manykaian Stage while the overlying Siliceous and Phosphorite horizons of the Chulactau suite to the Tommotian Stage of the Early Cambrian /34/.

The Kyrshabakty series subdivided into 4 lithostratigraphic horizons: A - the basal gravelite and quartz sandstones with clasts from the underlying rocks; B - the Lower stromatolite biohermal; C - the quartz sandstones and terrigene-carbonate rocks; with glauconite; D - the Upper stromatolite biohermal. The horizons on the whole contain

In 10 sequences it is shown the relationship of the Kyrshabakty series with different stratigraphic parts of the Dzhanlytas series, the Koxsu and the Bolshskaroï suites. It was made the detailed description of the boundary, the basal layers and the sedimentary interaction of the formations.

The sequences of the deposits, structure and composition of the large Precambrian superformations (complexes) i.e. flysch, reef and molasse, are interpreted as change of stages in the development of the volcanic arc, marginal sea and interrelation with the Kazakhstan continental massif. Owing to the Late Precambrian collision of the arc and continent the continental margin was moved westward and the carbonate platform was formed after denudation of the orogene.

Within the Malyi Karatau the Cambrian-Ordovician sedimentation did not cross the shelf bound. The Chulaktau Age is an exception when the shelf subsided greatly. All the data on the stratigraphy, sedimentology and paleotectonic testify that the "sea mount Aisha-Bibi" of H.E.Cook and M.E.Taylor scientific child /51/, which they believed, was situated at place of the Malyi Karatau, did not exist. The sea mount fantom appeared due to the erroneous combination of the Upper Riphean reef complexes and Cambrian-Ordovician shelf complexes in united model.

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос о границе кембрия и докембрия в Малом Каратау имеет много аспектов, и с течением времени, по мере поступления новых данных, интерес к этой проблеме не ослабевает и, казалось бы ясные, ранее установленные факты подвергаются переинтерпретации. История вопроса насчитывает более 50 лет с момента открытия и картирования фосфоритоносного бассейна Каратау, за этот период утвердилась точка зрения, что нижняя граница кембрия ассоциируется с базальной частью карбонатной тамдинской серии – именно с ее трансгрессивной частью, лежащей над границей перерыва, ниже которого залегают разнообразные докембрийские толщи. Эта точка зрения отражена в ряде монографий /5, II, I5, отдельных статей. В специальной статье /I3/ нами обосновывалось, что в юго-западных районах Малого Каратау эта граница практически не видна как физическая поверхность раздела, в связи с такой особенностью ставился вопрос о постепенном переходе между докембрийскими толщами и кембрийской частью тамдинской серии. Год спустя мы убедились /I5/, что слитность границы объясняется древней гипергенной переработкой пород комплекса основания и взаимопроникновением вещества разновозрастных контактирующих толщ подобно сцепленным пальцам. Стратиграфическое и угловое несогласие было выявлено визуально по аэрофотоснимкам и подтверждено разрезами карьеров Джанытас и урочища Кентобысай, а базальный горизонт тамдинской серии – кыршабактинская свита – был изучен в десятках разрезов. В основании его всегда находятся переотложенные продукты дезинтеграции подстилающих пород.

Взаимоотношения, казалось бы ясные, недавно подтвердились рядом исследователей ревизии с методологической позиции палеонтолога, кредо которого заключается в безграничной вере проблематичным палеонтологическим остаткам /20/.

прослеживается также тенденция поиска доказательств более молодого (палеозойского) возраста тектонических структур, ранее обоснованных как докембрийские. Среди методов такой реформации ведущим выступает палеонтологический, опирающийся на проблематику, сходную с фанерозойской, либо на формы невыясненного стратиграфического положения. Биостратиграфическая история Каратау и Таласского хребта, образующих единую тектоническую зону, также пересматривается под гипнотическим действием новых палеонтологических объектов. Ставится под сомнение структурная и картировочная работа многих геологов /II, 27/. На наш взгляд, здесь проявилась узость палеонтологического метода, оперирующего проблематичными остатками, что заключается в игнорировании контроля его литостратиграфической канвой, пренебрежении фундаментальными геологическими соотношениями, ясными и хорошо наблюдаемыми границами, а также к седиментологическим закономерностям, палеогеографической и палеотектонической зональности, к общим закономерностям развития складчатых поясов.

Автором обосновывается представление о докембрийском возрасте важнейших формаций (флишевой, рифовой и молассовой) Малого Каратау и Таласского хребта, опирающееся на изучение седиментологических единиц и границ между ними /43/. Главным объектом исследования и инструментом доказательств выбрана граница кембрия и докембрия в стратиграфическом, седиментологическом и палеотектоническом аспектах.

Биостратиграфическая граница кембрия и докембрия в Малом Каратау

Поиски нижней границы кембрия в Малом Каратау начались после того как был предсказан /9/, а затем фаунистически подтвержден нижнекембрийский возраст фосфоритоносной чулактауской свиты /22/. С момента появления этой публикации и до настоящего времени обсуждение нижней границы кембрия ограничивалось нижним интервалом тамдинской серии. В Малом Каратау установлена наиболее полная биостратиграфическая последовательность нижней части нижнего кембрия, из известных в Средней Азии, по полноте сравнимая со стратотипическими районами Сибирской платформы. Нижнекембрийские отложения выделены в составе и объемах кыршабактин-

ской, чулактауской и нижних пачек шабактинской свит. История открытия нижнекембрийских остатков фауны и расчленение по ним разреза изложена в обобщающих работах /15, 16, 33, 34, 35/.

В подстилающих верхнерифейских и вендских свитах на разных уровнях собраны позднекембрийские строматолиты, микрофитолиты, микрофоссилии /14, 15, 23, 28, 37/. Первые находки окаменелостей и толкование их корреляционной роли с лучше изученными разрезами Сибирской платформы служили доводом проведения этой границы либо в основании чулактауской свиты /26, 35, 37/, либо по резкой геологической границе в основании пачки "нижнего доломита" /36, 50/. Итогом работы двух последних десятилетий стало обнаружение в нижнем подразделении тамдинской серии - кыршабактинской свиты - в верхней ее пачке, но также редко и по всему разрезу, протоконодентов, а в нижнем подразделении очень редких анабаритид /34/. В "нижнем фосфорите", кремневом и фосфоритовом горизонтах перекрывающей чулактауской свиты открыт богатый комплекс древнейших скелетных окаменелостей: главным образом хищных мнемид и протоконодентов. Авторы этих находок обнаружили пять комплексов окаменелостей, образующих стратиграфическую последовательность и объединенных в два региональных биостратиграфических горизонта: кыршабактинский и чулактауский /34, 35/. Кыршабактинский горизонт сопоставлен с манькайским, а чулактауский - с томмотским ярусами Сибирской платформы /34/. Следовательно, оба горизонта соответствуют наиболее древним слоям со скелетными окаменелостями, известными в настоящее время, и подошва кыршабактинской свиты близка к границе кембрия и докембрия.

Параллельно с изучением древнейших скелетных окаменелостей, т.е. групп наиболее важных для определения нижней границы кембрия /34, 46/, были предприняты небезуспешные поиски фитогенных остатков, которые подтвердили положение этой границы близ основания тамдинской серии /37/. В то же время несколько видов водорослей и специфических микрофитолитов найдены в значительно более древних отложениях. Это обстоятельство послужило основанием отнесения к нижнему кембрию и немакитдалдынскому горизонту нижнего кембрия чичканской свиты, отделенной от кыршабактинской свиты вулканогенно-осадочной курганской свитой мощностью около 500 м, и фитогенных онкоидов коксуйской серии, отстоящей от ука-

занной границы вниз на 2000–2500 м /21/. Еще к более глубоким докембрийским уровням принадлежат карбонатные отложения джанытасской серии, отнесенной З.А.Журавлевой (по водорослям и микрофитолитам) к кембрию и ордовику, причем, по ее палеонтологическим данным порядок напластования свит должен быть обратным тому, что установлен по седиментологическим и картировочным материалам /44/. По находкам микрофоссилий (хитинозой) этот же карбонатный разрез отнесен к раннему и среднему ордовику /20/, т.е. эти авторы омолаживают разрез джанытасской серии, но обратного порядка свит в нем не допускают. Все более ранние определения микрофитолигов и строматолитов /14, 23/ не приняты во внимание, или их возрастное положение объяснено недостаточной проработкой материала. Выступив с концепцией нижнепалеозойского возраста джанытасской серии, ее авторы оставили без объяснения специфические палеонтологические вопросы, которые, естественно, возникают, если сравнивать стратотипические разрезы кембрия и ордовика по руч.Батырбай и Кыршабакты, отстоящие от джанытасской и коксуйской серий к северо-востоку не более, чем на 20 км. Прежде всего бросается в глаза резкая разница в палеонтологической насыщенности разрезов и в разнообразии фауны, при одинаковом, преимущественно, известняковом составе. Если в разрезах по руч.Батырбай и Кыршабакты в известняковых фациях найдены многие нижнепалеозойские группы скелетных ископаемых (причем по всему разрезу и в изобилии), выдвинувших эти разрезы в разряд мировых стандартов для ярусной шкалы кембрия и границы между кембрием и ордовиком /1, 3, 17/, то известняковый разрез джанытасской серии вообще не содержит остатков скелетной фауны, найдены только хитинозои, микрофитолиги и строматолиты /14, 20, 21/. Парадокс палеонтологического несоответствия никак не объяснен. Не объяснено также, почему в шабактинской свите всех тектонических блоков к юго-западу и северо-востоку от джанытасской серии обнаружены кембрийские и нижнеордовикские трилобиты, водорослевые биогермы, биодетритовые и шламовые известняки /29, 30/, а в джанытасской серии никаких признаков скелетных ископаемых нет. Очевидно, в такой геологической ситуации трудно представить полную изолированность джанытасского блока от окружавшего его со всех сторон изобилия жизненного проявления многоклеточных.

Естественно, если разрез джанытасской серии относить к докембрию, как это сделано нами на основании геологической съемки, описания контактов и углового несогласия между ней и перекрывающей кыршабактинской серией, то этот вопрос снимается. Проблема может быть поставлена по-иному: почему в вендских и верхнерифейских отложениях встречаются микроископаемые, обычно характеризующие нижнепалеозойские отложения? Предполагается, по крайней мере, три ответа: 1) микроископаемые (в случае с хитинозоями) занесены в джанытасскую серию вторично в позднекаледонскую эпоху смятия и покровообразования, 2) они найдены в клиньях ордовикских известняков, тектонически смешанных с верхнерифейскими известняками, 3) эти хитинозои представляют новые докембрийские группы или одни и те же группы, не претерпевшие значительных изменений. Мною исключается какое-либо тектоническое скучивание, т.к. границы в джанытасском блоке (даже мелких стратиграфических единиц) легко следятся на аэрофотоснимках. Поэтому я склонен считать, что хитинозои из джанытасской серии могут представлять сообщества специфически докембрийские, конвергентные, с лучше изученными нижнепалеозойскими таксонами.

Вывод, сделанный по сумме всех известных палеонтологических остатков и новейшим геологическим данным, такой — нижняя граница кембрия не выходит за пределы самой нижней части тамдинской серии. В этом литостратиграфическом диапазоне граница кембрия и докембрия может отождествляться с разными палеобиологическими критериями, но логически наиболее приемлема в начале очень широкой трансгрессии морского бассейна, с которой связано появление и расселение древнейшей скелетной фауны /34/.

Физическая граница кембрия и докембрия.

Поверхность несогласия и взаимоотношение базальных слоев тамдинской серии с подстилающими толщами

Начиная с пионерных работ В.Н.Вебера /7/, все исследователи осадочных толщ Малого Каратау признавали, что между тамдинской серией и подстилающим каройским комплексом существует стратиграфический перерыв и, местами, угловое несогласие /4, 5, 8, 9, 23, 24, 25, 32, 50/. Эта граница в разных частях Малого Каратау выглядит по-разному: в северо-восточных тектонических

блоках базальные слои кембрия контактируют с туфами курганской свиты венда; в юго-западных тектонических блоках кембрий налегает на более древние рифейские толщи. Трудности в определении физической границы возникали из-за уже укоренившегося представления, что она должна быть резкой плоскостью между карбонатным кембрийским и терригенным каройским комплексами /13/. Фактически, во многих разрезах граница проходит между терригенными или между карбонатными отложениями, принадлежащими к резко разновозрастным комплексам. Большое значение для трассирования этой важнейшей границы имели обособление базальной кыршабактинской свиты /15, 25/ и прекрасная дешифрируемость аэрофотоснимков, способствовавшие непрерывному слежению слоистой структуры контактирующих толщ. Такая работа проведена в Джаньтаском тектоническом блоке, где под одну и ту же поверхность - подошву кыршабактинской серии - под углом подходит различные стратиграфические пачки № I-II тогузбайской свиты а затем более древние отложения шошкабулакской свиты верхнего рифея /44/. Ранее при геологической съемке обращали внимание прежде всего на карбонатный состав толщ и джаньтаская серия считалась кембро-ордовикской, а контакт с фосфоритоносной частью тамдинской серии по северо-восточному обрамлению блока - разрывным. Другие исследователи разрыв проводили внутри джаньтаской серии по толще красноцветных мергелей и алевролитистых известняков, имеющих внешнее сходство с верхами малокаройской серии венда. Нами было показано, что этот контакт седиментационный и литологически "постенный" /14/. Дальнейшее изучение показало, что на многих участках Джаньтаских фосфоритовых карьеров, где контакт хорошо вскрыт, он представляет собой поверхность углового несогласия /44/.

Чтобы пронаблюдать эту границу во многих пунктах, необходимо спуститься в Джаньтаские фосфоритовые карьеры. Здесь контакт прослежен более чем на 15 км. Имеется структурное продолжение карьеров - урочище Кенгобсай, где кыршабактинская серия вскрыта почти непрерывно на протяжении около 8 км.

На рис. 1 и 2 изображены четыре непрерывных разреза базальных слоев кыршабактинской серии и поверхности несогласия с таким расчетом, чтобы показать их седиментационное налегание на разные стратиграфические части джаньтаской серии.

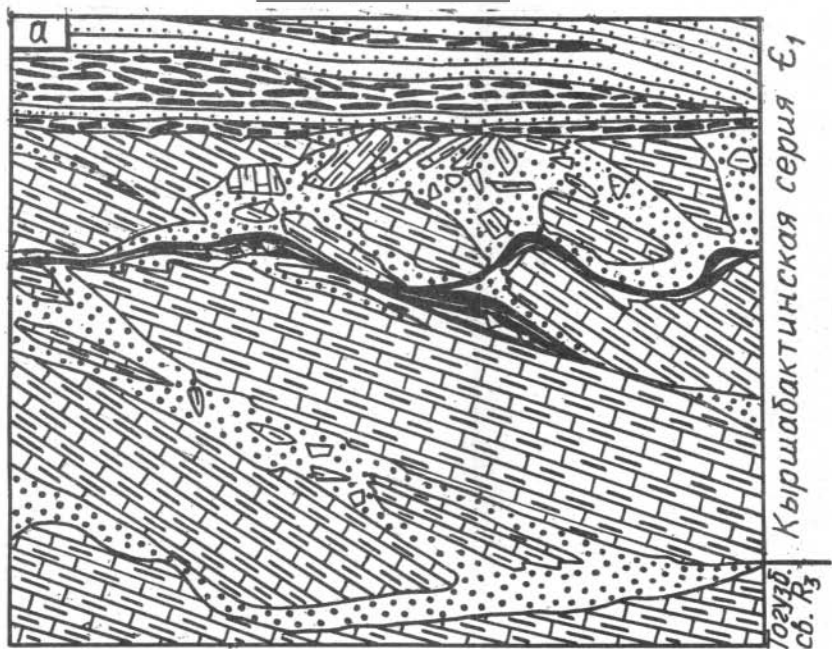
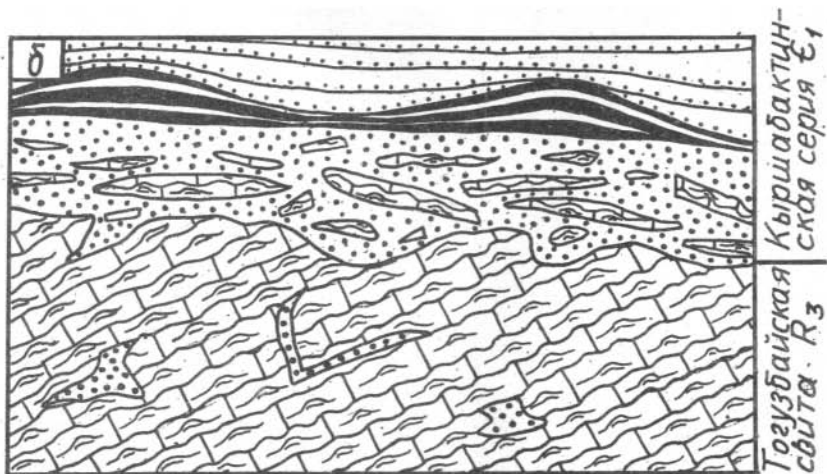


Рис. 1. Угловое несогласие между кыршабактинской серией - нижний кембрий и верхней частью джантыгасской серии - верхний рифей. Усл. обозн. и номер разреза см. на рис. 3; а - разрез VI; б - разрез VII.

На рис. 1а показан один из трех разрезов в юго-восточном карьере юго-восточнее руч. Тогузбай. Контактующая снизу пачка верхнерифейской тогузбайской свиты сложена розовыми и голубовато-серыми осветленными мергелями и алевритистыми тонкослойчатыми известняками. Она наклонена на юго-запад (Аз.п. 190° , $\angle 54^{\circ}$). Это пачка № 10 /44/. Базальные слои кыршабактинской серии наклонены на северо-восток (Аз.п. 30° , $\angle 55^{\circ}$). В ненарушенном взрывом массиве элементы залегания следующие: в тогузбайской свите — ЮЗ Аз.п. $200-225^{\circ}$, $\angle 70^{\circ}$, в кыршабактинской серии — СВ Аз.п. 60° , $\angle 80^{\circ}$. Поверхность несогласия не резкая, местами ровная, в других разрезах с эрозионными карманами; подстилающий субстрат пронизан жилами (дайками), заполненными крупнозернистым кварцевым песком с фосфоритовыми зернами. Глубина проникновения песка в массив тогузбайских мергелей обычно до I-I,5 м, но иногда до 4м.

1. Базальный слой (0,5-2 м) кыршабактинской серии сложный. состоит из крупнозернистого кварцевого хорошо окатанными галечками кварца, кремня и фосфорита и играет роль матрикса для окатанных и угловатых разноразмерных обломков мергелей, от мелких галечек 0,5 см до глыб более 50 см в диаметре. Там, где гальки и плитки однородны по размеру, всегда видна ориентация, субпараллельная подошве слоя. Внутри грубоклас- тического слоя находится пластово-строматолитовый фосфорит, тонкослойчатый, огибающий обломки тогузбайских пород купольца- ми и западинами, он в свою очередь содержит обломки мергелей. Подобное строение фосфоритовых слоев было замечено Э.А.Егановым и интерпретировано как строматолитовое /12/, что нами подтверж- дено во всех разрезах кыршабактинской серии.

2. Фосфорит (0,25-3 м), облекающий брекчию и образующий купола и гигантские чаши между биогермами, выполненными фосфори- товым конгломератом и брекчией с кварцевым песком между облом- ками. Среди фосфоритов находятся тонкие слои мелкозернистого кварцевого песчаника.

3. Мелкозернистый тонкослойчатый кварцевый песчаник в боль- шой примесью фосфатных зерен, алевролит темно-серый и черный, выполняет и сглаживает строматолитовый рельеф, особенно эффек- тно выполняет ложбины.

Совершенно аналогичный разрез описан в I-I,5 км к северо- западу в центральном карьере, где кыршабактинская серия также

контактирует с тонкослойчатой красноцветной, частично осветленной, пачкой № 10 и вскрыта полностью до подошвы чулактауской свиты.

На рис. 1б поверхность несогласия и прилегающие снизу породы описаны в южной стенке центрального карьера около 6,5 км на юго-восток от руч. Шошкабулак. Здесь вскрыт контакт базального слоя кыршабактинской серии и серых пластово-строматолитовых известняков пачки № 8 тогузбайской свиты /44/. Строматолитовые известняки тогузбайской свиты круто наклонены на С Аз. п. $50^{\circ} \angle 80^{\circ}$, базальные слои кыршабактинской серии более полого на СВ Аз. п. $20^{\circ} \angle 54^{\circ}$. На неровной поверхности тогузбайской свиты с небольшими эрозионными карманами глубиной 10–20 см залегают:

1. Грубозернистый кварцевый песчаник (0,2–0,3 м) с обломками различного размера (от песка до глыб) строматолитовых известняков. Жилы и неправильные тела грубозернистого кварцевого песка проникают в массив тогузбайских известняков на глубину 1–1,5 м.

2. Фосфорит (0,1 м) пластово-строматолитовый мелкобугорчатый.

3. Песчаник (0,35 м) кварцевый с доломитовыми и фосфоритовыми зернами, мелкозернистый тонкослойчатый. Далее разрез наращивается вверх непрерывно до верха чулактауской свиты.

Два контакта и угловое несогласие между кыршабактинской серией и шошкабулакской свитой джаньтасской серии показаны на рис. 2. Изображено налегание кыршабактинской серии на среднюю часть шошкабулакской свиты в северо-западном карьере, в 1,5 км к северо-западу от родника Шошкабулак на рис. 2а. Контакт здесь прослежен на расстоянии 300 м. Из-за массивной текстуры шошкабулакских известняков угловое несогласие точно не может быть измерено и оценивается в $25\text{--}30^{\circ}$. Рельеф поверхности несогласия неровный с эрозионными карманами, доломитовые и песчаные жилы из кыршабактинского материала проникли в шошкабулакский известняк. Базальный слой кыршабактинской серии налегает на светло-серые и белые микрофитолитовые, черные микритовые и серые брекчиевые известняки шошкабулакской свиты. В основании серий наблюдается последовательность слоев:

1. Песчаник (0,7 м) крупнозернистый, кварцевый, с многочисленными неровными или угловатыми обломками (до глыб) микрофитолитового известняка.

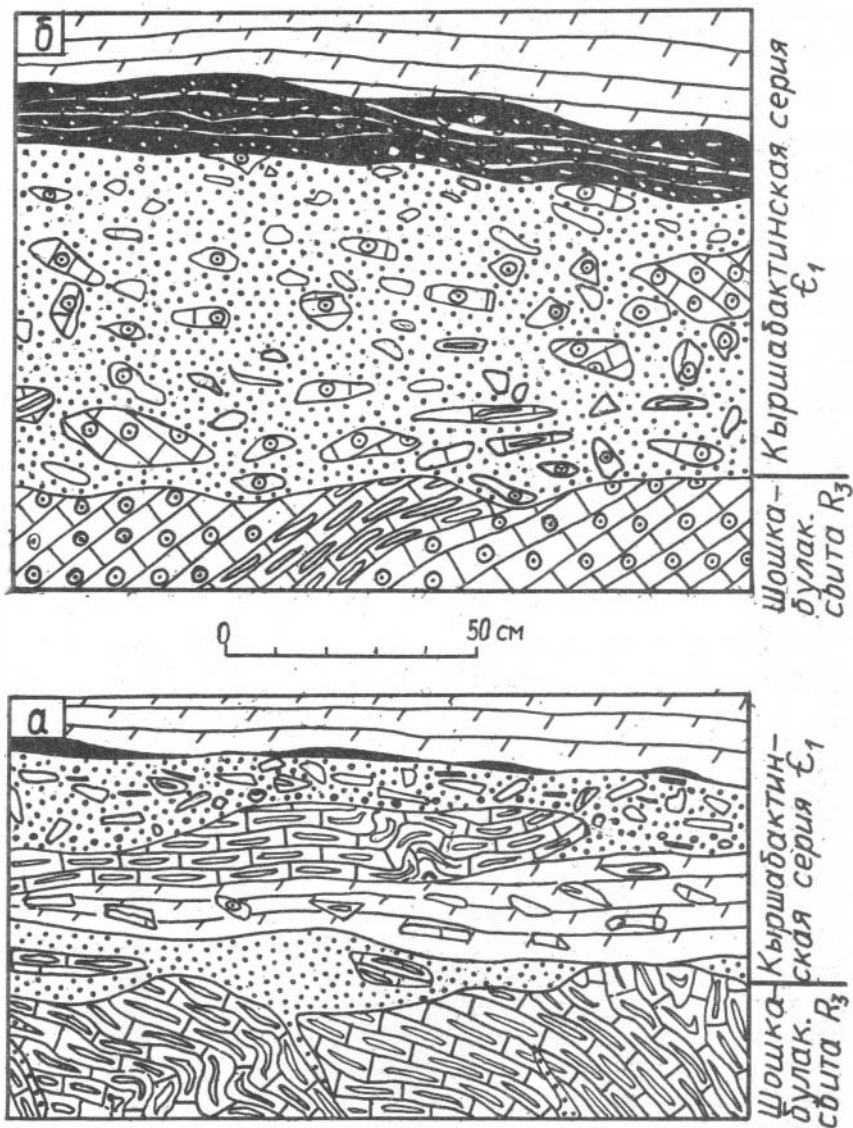


Рис. 2. Угловое несогласие между кыршабактинской серией и нижней частью джантасской серии.
Усл.обозн. и номер разреза см. на рис.3; а - разрез X, б - разрез УШ.

2. Гравелит (0,15 м) из зерен кварца, доломита, цементированных фосфоритом, залегает в западинах.

3. Доломит (0,18 м) розово-серый песчанистый, бугристый строматолитовый. Выше - полная последовательность серии.

На рис. 26 приведен разрез базальных слоев кембрия из самой дальней северо-западной точки в урочище Кенгобысай (Герес). Здесь шошкабулакские известняки выклиниваются, и кыршабактинская серия залегает на самых нижних ее слоях. Шошкабулакская свита представлена известняковыми плоскообломочными брекчиями со слабозаметной слоистой текстурой. Контакт резкий, но совершенно спаянный из-за взаимопроникновения материала: кыршабактинского - в виде жил розового доломита и кварцевого песчаника и шошкабулакского - в виде обломков белых брекчиевых известняков. Спаянность контакта и незаметный переход дал основание именно в этом районе выдвинуть идею о "постепенном" литологическом переходе между кембрием и докембрием. На шошкабулакских плоскообломочных известняковых брекчиях залегают:

1. Песчаник (0,3 м) крупнозернистый кварцевый, выполняет западины.

2. Брекчия (0,15 м) кремнево-доломито-фосфатная с кварцевым песком и гравием и обломками шошкабулакских известняков; матрикс доларенитовый.

3. Доларенит (1,8 м) розовый с жилами розового доломита, содержит в 0,7 м от основания обломки слойковых строматолитовых фосфоритов. Выше полный разрез кыршабактинской серии и перекрывающей чулактауской свиты. Угловое несогласие то очень резкое до 70° , то уменьшается при пологом прилегании к смятым слоям брекчий.

На примерах контакта кыршабактинской серии с наиболее древними толщами Малого Каратау с очевидностью каждый может сделать следующие выводы; а) между кыршабактинской серией кембрия и джанытасской серией рифея нет никаких продольных тектонических нарушений; б) контакт везде седиментационный и несогласный; в) ниже контакта находятся разные стратиграфические части джанытасской серии; г) в основании кыршабактинской серии находится базальный слой с перерасположенными кластами из нижележащих пород; д) взаимоотношения кембрия и докембрия полностью подтвер-

ждают региональную стратиграфическую структуру, видимую на аэрофотоснимках и подтвержденную съемкой: на разные стратиграфические подразделения докембрия налагает один и тот же стратиграфический горизонт нижнего кембрия, который вверх последовательно сменяется фосфоритоносной чулактауской свитой, сложной по строению, но стратиграфически выдержанной.

Нет никаких сколько-нибудь существенных продольных надвигов внутри джаньтасской серии, которые разделили бы ее на "палеозойскую" и докембрийскую части, как считают некоторые геологи /19, 20/. Раньше было установлено /14, 15, 44/ и позже подтверждено /39, 40/, что между всеми ее подразделениями существуют постепенные переходы и красноцветные мергели, и алевритистые известняки фациально замещают строматолитовые известняки. Стратиграфический и литологический аналог джаньтасской серии с одним и тем же набором верхнерифейских строматолитов давно известен в Таласском хребте - это довендская чаткарагайская свита в биогермной фации или строматолитовый риф на палеоподнятиях /31/.

Литостратиграфия базального горизонта тамдинской серии

Первые исследователи Малого Каратау, подразделив осадочные толщи на два резко различных стратиграфических комплекса, считали достаточным условием для проведения границы между ними наличие красноцветных терригенных пород. Детальные исследования /15, 24, 25/ показали, что в базальной части тамдинская серия сильно фациально изменчива, а в некоторых разрезах красноцветная терригенная. В юго-западных тектонических блоках нижняя граница тамдинской серии проводилась по подошве так называемого "нижнего доломита", в северо-восточных тектонических блоках - фактически по подошве верхнего подразделения "нижнего доломита", подстилаемого красноцветными аргиллитами, алевролитами и песчанистыми доломитами с глауконитом /5, 7, 8, 10/, т.е. в одной зоне по поверхности несогласия, во второй - внутри согласного залегающих отложений. В.Г.Королев и Р.А.Максумова /24/ пришли к выводу, а затем его детально обосновали /25/, что в основании разреза тамдинской серии залегает фациально изменчивая кыршабактинская свита. Теперь к понятию "нижний доломит" стали

приравнивать самую высокую пачку доломитов, на которой залегают чулактауская свита, она получила и самостоятельный статус – беркутинская свита /15, 25, 35, 50/. Но и до сего времени понятие "нижний доломит" применяется то в расширительном смысле, т.е. охватывает весь объем кыршабактинской свиты, то в узком – как ее часть. Сложность строения "нижнего доломита" была замечена давно, а синтетичность этого понятия показана в работах /15, 25/. В них же подробно аргументировано базальное положение именно кыршабактинской свиты, подчеркнутое поверхностью несогласия.

Учитывая длительный этап образования кыршабактинской свиты (несмотря на небольшую мощность), сложную смену обстановок накопления осадков в пространстве и времени и важность этого стратиграфического подразделения для геологической истории Северо-Тяньшаньской складчатой области, на наш взгляд целесообразно перевести ее в ранг серии. В этой статье она выступает и как свита, когда обсуждается история вопроса, и как серия – при описании разрезов. На основании новых данных детализируется литостратиграфическое расчленение кыршабактинской серии, там, где ее разрез сокращен. В нее включается и беркутинская свита как неотъемлемая часть целостного этапа осадконакопления. Границы кыршабактинской серии определяются четко: снизу – поверхность несогласия, сверху – подошва кремней или фосфоритов чулактауской свиты.

На рис.3 приведены 10 разрезов кыршабактинской серии юго-западной зоны Малого Каратау, там, где она на протяжении около 30 км вдоль тектонической структуры налегает на отложения рифея. Положение разрезов относительно друг друга показано на врезке. В последовательности отложений выделено 4 принципиальных подразделения обозначенных латинскими буквами А, В, С, D. Подразделения фациально изменчивы, но как литостратиграфические горизонты имеют региональное значение. Горизонт А – базальный в кыршабактинской серии состоит из базальных конгломерато-брекчий или кварцевого песчаника с плавающими экстракластами рифейских и вендских пород. Горизонт В назван нижним биогермным (строматолитовым), горизонт D – верхним биогермным (выделялся также как "волнисто-биогермный слой") /15/. Биогермные горизонты разделены горизонтом С кварцевых песчаников с глауконитом. Каждый горизонт представляет собой сложное седиментационное об-

разование и включает ряд фаций. На рис.4 показаны два непрерывных профиля через нижний и верхний биогермные горизонты, прослеженных на расстояние в несколько десятков метров. Впервые проблема биогермного происхождения "нижних доломитов" была поставлена Н.Г.Бродской и В.Н.Холодовым /6/. Были найдены строматолитовые биогермы, остатки водорослевой структуры, обнаружены неровности рельефа верхнего биогермного массива и связь доломитовых и кремнисто-фосфоритовых брекчий со склонами и понижениями между биогермами. Все это позволило высказать представление о рифогенной природе "нижних доломитов". Позже /15/, строматолитовое строение карбонатных горизонтов кыршабактинской серии было прослежено по всему фосфоритоносному бассейну Малого Каратау. Было доказано также, что так называемые оползневые складки тонкослойчатых доломитов /48, 50/ — также пластово-купольные строматолитовые биогермы. Рис.4а демонстрирует биогермный массив горизонта В. высотой более 10 м, он по простиранию понижается и переходит в серию невысоких биогермов и карбонатных и фосфоритовых брекчий, заполняющих понижения между биогермами, с предельным уменьшением мощности до 3-2 м. Примечательно, что полимиктовая перемытая галька гранитов и вулканогенных пород "поднимается" из базального горизонта А и перестрагивается в кластических клиньях среди строматолитовых биогермов. Суммарное конседиментационное превышение биогермного массива, состоящего из пластово-купольных строматолитов, над дном бассейна составляло около 10 м. Время от времени строматолиты служили волноломом, и вся структура, в целом, может рассматриваться как рифовый комплекс со шлейфом обломков на чрезвычайно медленно погружавшемся шельфе.

Верхний биогермный горизонт D (см.рис.4б) также представляет собой рифовый комплекс, резко выраженный на ранней и снивелированный латеральной аккрецией биостромов на поздней стадии развития. В ряде разрезов его суммарное превышение над дном бассейна составляло более 12 м. Превышение отдельных куполов и конусов не превышает 1,5 м. Характерная черта этого горизонта — часто встречающи

мы-бугры.

На северо-западе Кенгобсайа нижний и верхний биогермные горизонты сливаются друг с другом, и граница между ними прово-

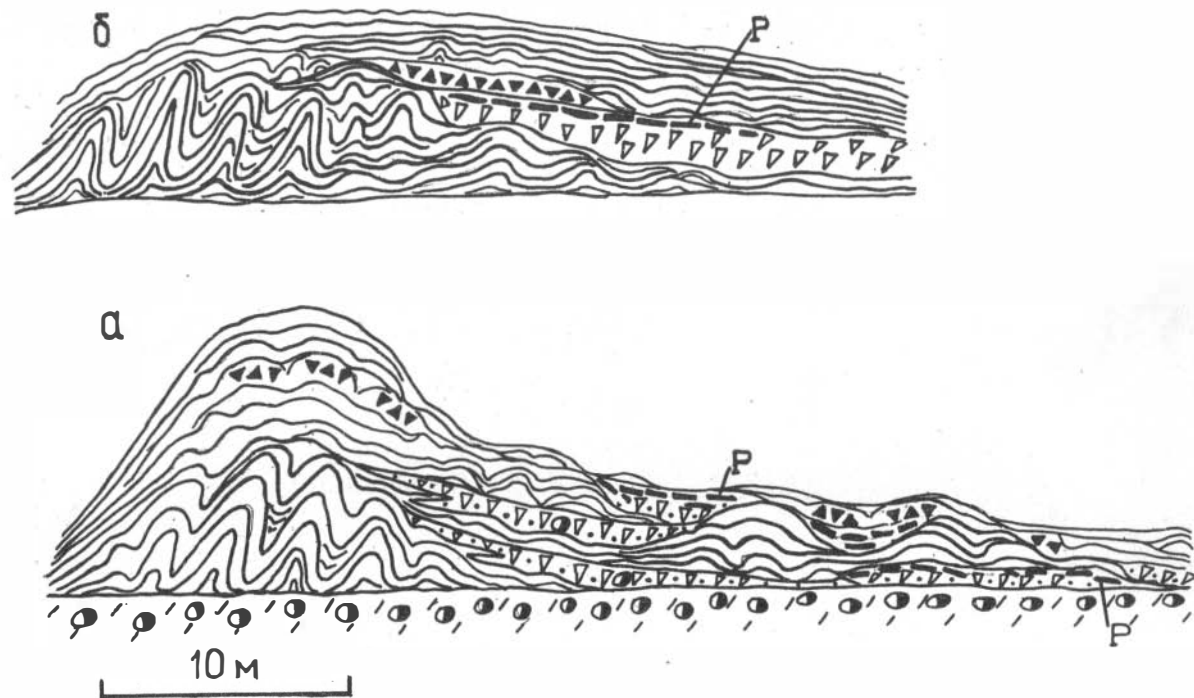


Рис. 4. Строение биогермных горизонтов в Кентгобисае: а - нижний биогермный горизонт В, б - верхний биогермный горизонт Д. Усл.обозн. см. на рис.3.

дится по дополнительному маркирующему уровню – брекчиевидным коричневым строматолитовым кремням, выдержанным на всем протяжении месторождения Герес.

Горизонт С отличается тонкой слоистостью и обилием терригенного материала – мелкозернистого кварцевого песка или алевролита. Типы отложений – кварцевые песчаники, песчанистые доломиты, алевролиты с глауконитом – тонко чередуются или образуют монолитные пакеты разнообразной окраски: первично черной, затем голубовато-серой, серо-зеленой и красной. Этот горизонт отчетливо нивелирует неровности нижнего рифового массива. Местами встречаются тонкие слои фосфорита, обычны также фосфатные зерна и галечки. Возможно такую же роль, как горизонт С, выполняет пачка светло-серых мелкозернистых кварцевых песчаников, фрагментарно перекрывающих горизонт D. Она не выделена в самостоятельный горизонт Е только из-за невыдержанности по простиранию.

Примечательная черта всех литостратиграфических горизонтов – изменчивость по составу и мощности на коротких расстояниях. Базальный горизонт А может состоять из небольших слоев кварцевых песчаников с экстракластами (рис.3, IV, УШ), включать в себя мелкослоистые песчанистые доломиты и кварцевые песчаники (рис.3, П, IX); состоять из крупноглыбовых брекчий или полимиктовых карбонатизированных конгломератов по древним конгломератам (рис.3, Ш). Резко изменяется мощность горизонта от 0,3 до 15 м.

Нижний биогермный горизонт В – либо сплошной строматолитовый, либо состоит из доломитовых брекчий и слоев песчанистого тонкослойчатого доломита и алевролита. Обязательным элементом выделяются строматолитовые пластовые тонкослойчатые фосфориты, брекчий из таких фосфоритов, а также брекчиевидные биогермные коричневые кремни. Время образования строматолитовых фосфоритов отражает резкое углубление бассейна и опускание дна ниже фотического уровня, где могли процветать только специфические бактериальные биоты, отличные от карбонатных строматолитостроителей. Конусные биогермы, покрытые в верхней части фосфоритовыми строматолитовыми корками, эффектно вскрыты в Джантасских карьерах на плоскостях более 100 м².

Горизонт С весьма изменчив по мощности от 0 до 10 м, отдельные его части насыщены глауконитом до образования глаукони-

титов. Главный составляющий компонент горизонта - кварцевые песчаники становятся заметно более грубозернистыми на северо-запад и запад, наоборот к северо-восточной фациальной зоне кварцевые песчаники замещаются песчанистыми и алевритистыми доломитами, алевролитами и аргиллитами.

Горизонт D почти всегда чисто доломитовый со слабой песчаной кварц-фосфатной примесью, слоечками и брекчиями фосфоритов, по происхождению строматолитовых. Перекрывается он кремневым горизонтом чулактауской свиты, который во многих пунктах Малого Каратау имеет также биогермное строение /12/, особенно хорошо эта структура пачки видна в Джанытасских карьерах, или он сложен оползневными массами, возможно на склонах биогермных массивов /15/.

Общие закономерности строения и изменения литостратиграфических горизонтов могут служить доводом в пользу корреляции: доломитовых и фосфоритовых брекчий с биогермными массивами, кварцевых песчаников с глауконитом или без него с песчанистыми доломитами, алевролитами и аргиллитами, т.е. горизонты в своем синтетическом виде распространяются на всю территорию Малого Каратау и могут играть роль свит. Такая корреляция в первом приближении была сделана /15, 25/, и верхний биогермный горизонт выделен в беркутинскую свиту. По-видимому, можно обсудить использование, для очень детального картирования фосфоритоносного бассейна, и других подразделений - объединение отложений горизонтов А и В в кентобсайскую, а отложения горизонта С - в кесиктобинскую свиты по типическим местностям проявления. В этой работе не ставится цель доказательства корреляционной схемы для всего региона, но сопоставление с ранее известным необходимо сделать для палеогеографических реконструкций. Из сопоставления кыршабактинской серии с ее аналогами в юго-западной и центральной зонах региона и полученных новых данных следует, что горизонт А отождествляется с "базальной конгломерато-брекчиевой пачкой", горизонт В - с "розовым доломитом", горизонт С представляет собой сокращенный разрез "карбонатно-терригенной пачки", главным образом, "нижнего глауконитоносного слоя", горизонт D суть "нижний доломит" или беркутинская свита /15, 25/. В некоторых разрезах (Аксай) последнему уровню принадлежит также "пачка окремненных строматолитовых и брекчиевых доломитов".

В наиболее мощных и стратиграфически наиболее полных разрезах северо-восточной зоны Малого Каратау дополнительные стратиграфические подразделения возникают за счет увеличения мощности и вклинивания новых слоев терригенно-карбонатных пород на уровне горизонта С и расклинивающих биогермы терригенных слоев на уровне горизонта D. По-видимому, увеличение мощности терригенно-карбонатных глауконитоносных отложений до 100-130 м произошло в результате нивелирования разницы глубин между прибрежной и более отдаленной зонами шельфа.

В связи с установленным рифогенным происхождением горизонтов В и D, с резким изменением их мощности и фаций нам представляется интерпретация разрезов в центральной зоне иной, чем была сделана раньше. Здесь (Джилан, Беркуты, Карашат) подчулактуские строматолитовые доломиты и разделяющие их слои кварцевого песчаника с глауконитом были отнесены к "нижнему доломиту" в узком стратиграфическом смысле /15, с.71/. Сравнение же разрезов на рис.3 и разрезов на рис.29 из цитированной работы убеждает нас в том, что нижний и верхний биогермные горизонты и разделяющий их глауконитоносный горизонт в указанных разрезах, имеют большое сходство с соответствующими частями "нижнего доломита", другими словами, сделан вывод о том, что кыршабактинская серия распространена на всем пространстве Малого Каратау, но представлена разрезами разного типа. Выделяются, по имеющимся данным, три фациальные зоны и соответственно три типа разрезов: существенно биогермный мощный на юго-западе, существенно биогермный конденсированный в центре и существенно межбиогермный на северо-востоке. В узких интервалах отложения унимодальные, и для разделения на зоны требуется иная более детальная классификация седиментационных единиц.

Палеогеографическая зональность времени отложения кыршабактинской серии

Не имеет смысла построение палеогеографической схемы для кыршабактинской серии в целом, если не преследовать формально-тектонические цели, как это сделано в некоторых работах /47, 48, 50/. Выделение зон и типов разрезов является приамбулой для внутривстратиграфических задач, но не может быть основой для па-

леогеографических схем из-за сложного многоэтапного накопления отложений. Даже четырехчленное деление кыршабактинской серии и времени ее накопления выглядит огрубленным, каждый литостратиграфический горизонт делится на подразделения, скоррелировать которые можно только на отдельных участках.

Во время накопления материала конгломерато-брекчий, пачек с включениями, пуддинговых микститов горизонта А на большей части территории несомненно господствовали континентальные условия, пенепленизированная суша с дифференцированным по составу субстратом и, как считают некоторые исследователи, кора выветривания /32/. Крупнокластический осадок во одних местах сохраняет черты автохтонного происхождения - элювия и делювия -, в других но переработан во время трансгрессии тамдинского бассейна. По стратиграфической корреляции /33/ суша в кыршабактинское оставалась на юго-востоке в Таласском хребте и, судя по увеличению крупности кварцевого зрелого материала, к западу от Малого Каратау. Вся остальная территория была покрыта морем. Кроме переработанного элювия и делювия образовались морские пески с зернами фосфорита, глауконита, редкие мелкие биогермы строматолитов.

Время образования биогермного горизонта В - прерывистая трансгрессия моря, максимумы которой отмечены образованием "корковых" пластово-купольных строматолитовых фосфоритов поверх карбонатных биогермов вполне конформно, а временные регрессии - линзами и пластами фосфоритовых и карбонатных брекчий. Биогермные массивы образовали сплошное поле рифов с превышением до 10 м и более, заметно разрастание рифов латеральной аккрецией биогермов и биостромов на северо-восток в сторону углубления бассейна. В этом же направлении отчетливость и высота построек уменьшаются, и более заметны расклинивающие слои песчанистых доларенитов. Фактически в поле биогермов резкой зональности не было, и ансамбли построек определили свою конфигурацию по преобладающим направлениям приливно-отливных течений и других местных факторов. О стабильности дна эпиконтинентального бассейна наглядно свидетельствует небольшая мощность биогермных массивов, при огромном временном интервале, и стремление заполнить бассейн латеральной миграцией биогермов. Вряд ли, в такой конденсированной последовательности можно заметить влияние рельефа.

или тектонические движения субстрата, слишком незначительна мощность отложений. О слабой дифференциации глубин можно судить по экспансии строматолитовых биогермов не зависимо от типа разреза.

Время накопления кварцевых песков с глауконитом горизонта С явно свидетельствует о регрессии бассейна, сопровождавшейся разрушением выступающих частей биогермов, переотложением фосфоритов и продвижением в сторону моря прибрежных песков. По-видимому, регрессию и обилие погребавшего песчаного материала следует связывать с эвстатическими колебаниями уровня океана и значительным осушением к западу от Малого Каратау. Стала заметной зональность в распределении осадков и линия раздела в центральной зоне, по одну сторону от которой накапливались терригенно-карбонатные и тонкотерригенные осадки (на северо-востоке), по другую - прибрежные кварцевые пески. Заметна пятнистость и отсутствие правильной линейности в распределении осадков, поэтому схема зональности отражает только тенденцию. Подчеркнем, что во всех зонах обилие глауконит - показатель интенсивного выноса Fe из коры выветривания.

Регрессия сменилась трансгрессией, и на всей территории вновь возникают строматолитовые карбонатные биогермы, в конце концов слившиеся в сплошной горизонт D. Как показано детально в работе /15/, одновременно появлялись биогермы разных типов с пластово-купольной и столбчатой текстурой. Неоднократно имели место слабые колебания уровня моря и засыпание биогермов песком, особенно отчетливое на поздней стадии во время разрушения биогермов /49/. Но эти понижения уровня моря были относительно кратковременными на фоне трансгрессии, продолжавшейся и в томютском веке, что в конце концов привело к длительному формированию уникальной толщи фосфоритов, в деталях сходных с корковыми железо-марганцевыми образованиями на погруженных поднятиях и абиссальных глубинах современных океанов.

Образование отложений кыршабактинской серии, в основном, происходило на мелководном шельфе, доступном действию волн и слабо наклоненном на восток - северо-восток. С запада морской бассейн был ограничен выравненной сушей со слабым потоком зрелого терригенного материала. Приближение к береговой линии и обогащение песком при движении на запад ощущается не только в

отложениях кыршабактинской серии, но и на уровне фосфоритов, железо-марганцевых доломитов и "бурого доломита" в чулактауской свите. Такая же закономерность отмечена для нижней части шабактинской свиты, лежащей выше чулактауской. Слабо наклоненный на восток предкыршабактинский пенеблен подтверждается увеличением в этом направлении мощности делювия в горизонте А, а затем — мощности межбиогермных отложений. Нет никаких данных, что осадконакопление выходило за пределы шельфа или погруженного шельфа.

Палеогеологическая зональность предкембрийского основания.

Палеогеографическая и палеотектоническая зональность

Малого Каратау в позднем докембрии.

Кембрийские отложения принимают участие в позднекаледонском смятии и перемещении пластин, создавшем покровно-чешуйчатую тектоническую структуру Малого Каратау. Отчетливое покровное строение имеет Большекаройский блок, где выделяются протяженные зоны надвигов (более 100 км), в которых зажаты линзы карбонатных пород кембрия. На северо-восточном крае Большекаройской долины карбонатные отложения тамдинской серии и граувакки большекаройской свиты верхнего рифея образуют зону меланжа. Большекаройская долина — тектоническое полуокно, частично перекрытое пластиной тамдинской серии.

Предкембрийское (предкыршабактинское) несогласие фиксирует позднебайкальский тектонический эпизод, отраженный в структуре основания. Как отмечалось, кыршабактинская серия залегает на резко разновозрастных толщах: от вендской до позднерифейских. Очевиден размыв и несогласие, но отсутствует сколько-нибудь ясная фаза складчатости, которая выразилась бы в смятии вендских отложений и в смене структурных планов. Квазиплатформенный режим возник еще в венде, что особенно хорошо видно по двум базальным свитам венда (актугайской и чичканской), сходным по последовательности напластования и многим типам отложений с кыршабактинской серией и чулактауской свитой кембрия.

Значительное угловое несогласие между кыршабактинской серией и позднерифейскими толщами объясняется суммой более ранних тектонических движений, следы их видны по налеганию с несогласием гересских (ушбасских) конгломератов коксуйской? молассы на

большекаройский флиш и тогузбайского биостромового массива на шокбаулакский рифовый комплекс /39, 44/. Коррекция (т.е. выравнивание) наклона слоев флиша по подошве гересских конгломератов показывает, что уже в предвендское время флиш был смят, и несогласие составляло 30–60°. Суммарный эффект нескольких тектонических эпизодов обусловил несогласие между кембрием и верхнерифейской джаньтасской серией от 20 до 70°. Трудно представить, что в результате поднятия в предкембрийское время была денудирована моласса мощностью около 2000 м, хотя на продолжении структуры Малого Каратау в Таласском хребте известны разрезы, где аналоги джаньтасской серии стратиграфически перекрыты вендской молассой /II, 32/.

По-видимому, предкембрийскому времени адекватен эпизод надвигания и чешуеобразования, так можно интерпретировать тектоническую структуру урочища Кенгобсай и надвигание джаньтасского рифового массива на коксуйскую? молассу /4I/. На момент кембрийской трансгрессии рифовая и флишевая формации были наклонены на север – северо-восток – восток, т.е. движение по надвигам происходило со стороны стабильного Муюнкумского массива, что косвенно указывает на сдвиговую составляющую двух сближавшихся литосферных плит. Трансформность этой границы – важнейшей структурной линии Тянь-Шаня – как известно, подтверждается сопоставлением ареалов вендского вулканизма в разделенных этим сдвигом структурно-формационных зонах. Предкембрийские движения, а затем денудация складчато-надвиговой структуры докембрийского основания представляют важнейший завершающий акт приращения к стабильному массиву осадочных формаций окраинного моря, после чего на этом массиве в кембрии, нижнем и среднем ордовике стала развиваться карбонатная платформа.

Докембрийский структурный этаж – основание кембрийской карбонатной платформы – включает важнейшие суперформации: флишевую, рифовую и молассовую. Флишевая суперформация общей мощностью около 6000 м. подразделяется на карбонатную, грауваквовую и смешанную, в которых в свою очередь выделяются более крупные седиментационные единицы – от крупных каньонных и подводно-долинных до подводно-веерных и подводно-равнинных ассоциаций. Главный механизм, обусловивший длительное функционирование подводных гравитационных потоков, был запущен при взаимном

сближении, коллизии и орогенезе позднерифтовой вулканической островной дуги Большого Каратау и континентального Мункумурского массива. Разнородные источники материала – с одной стороны, полуконсолидированная, а затем "мертвая" вулканическая дуга и аккреционные пластины дна окраинного моря, и с другой – рифовый комплекс, окаймлявший континентальный массив /40/, действовали с разной интенсивностью в разные отрезки времени, что определяло накопление чисто карбонатных или граувакковых и преобладание смешанных отложений. В грубообломочных фациях карбонатной флишевой формации обломочные компоненты имеют полное сходство с литофациями джаньтасской рифовой формации и, как было показано ранее /39/, склон рифа с гравититами, оползневыми складками был направлен на юго-запад к подножию континента и глубинам Таласского бассейна.

При максимальном сближении островной дуги и континентального массива и сужении окраинного моря в конце позднего рифа – раннем венде стали накапливаться континентальные и прибрежно-морские отложения молассовой суперформации, питавшие поздний флиш, а затем его перекрывшие. В это время происходило наиболее интенсивное разрушение массива островной дуги и формирование пачек кремнево-фтанитовых конгломератов с примесью галек эффузивов и интрузивных пород /41/. В различных частях молассовой суперформации, трансгрессивно перекрытой кембро-ордовикской карбонатной серией, т.е. заведомо докембрийской, и в Малом Каратау, и в Таласском хребте известны переотложенные класты пород рифовой и флишевой суперформаций /II, I5, 3I/. Во второй половине венда накопилась телепирокластическая субформация, отразившая трансформное движение плит и возникновение на вулканической дуге рифта. В венде и нижнем палеозое рифт превратился в глубоководный бассейн океанического типа. Северо-восточный край этого бассейна находится в Большом Каратау, а этапу рифтообразования и бассейновой впадины соответствует венд-нижнепалеозойский формационный ряд Большого Каратау и Улутау и платформенное развитие (условия погружающегося шельфа) Малого Каратау и Таласского хребта. Докембрийские формации региона завершили наиболее активный цикл конвергентной континентальной окраины.

Палеогеографическая и палеотектоническая зональность
Малого Каратау в кембрии – ордовике

Первое литостратиграфическое деление тамдинского комплекса кембрия–ордовика сделано Э.А.Егановым /15/, более детальное для нижней и схематичное для верхней части комплекса. Тем не менее, корреляция разрезов, подтвержденная и нашими наблюдениями, позволяет сказать, что литостратиграфическая схема едина для большей территории Малого Каратау, что особенно хорошо видно по узким стратиграфическим подразделениям нижней – джиланской под-свиты. Как отмечалось выше, в кыршабактинское время выделяются два региональных эпизода повышения уровня моря и существование биогермных массивов и два эпизода обмеления и продвижения прибрежных терригенных песков. Отчетливое углубление начинается с начала образования кремневого горизонта и массового расселения губок, продолжается при накоплении фосфоритовых пачек и достигает максимума при отложении тонких глинисто-фосфатных илов сланцевой пачки /13/. Трансгрессия происходила прерывисто, и крупнейший трансгрессивный чулактауский цикл завершается регрессией и повсеместным формированием строматолито–онколитового железо–марганцевого карбонатного горизонта – гомологичного биогермным горизонтам кыршабактинской серии. В чулактауское время (томмотский век) зональность повторяет в крупном плане то, что отмечалось для кыршабактинского бассейна: источники терригенного материала находились на западе и юго–западе, углубление бассейна происходило на восток и северо–восток, обстановки соответствовали сильно погруженному шельфу. Возможна связь с рифтогенным большекаратауским бассейном, особенно на более высоких стратиграфических уровнях, где не было поступления терригенного материала, но она не доказана. Можно только предположить, что биогермные массивы кыршабактинского времени подступали к краю рифтового бассейна Большого Каратау, разрушались в волноприбойной полосе, и материал перемещался гравитационными потоками или соскальзыванием на большие глубины, что могло быть причиной образования байконурской олистостромы /38, 48/.

Основные фациальные изменения на уровне кембрийской части шабактинской свиты (джиланская, бугульская и карашатская под-свиты), которые могут служить основанием для зональности бывшей

акватории — это появление тонкослойчатых темноокрашенных известняков и тонких слоев плоскообломочных карбонатных брекчий на северо-востоке региона /15/. По характеру слоистости и распределению глинистого материала региональная зональность близка к раннекембрийской: на западе — юго-западе более мелководная зона и здесь же источник терригенного материала, на северо-восток углубление бассейна. По характеру чередования плоскообломочных брекчий со строматолитовыми и тонкослойчатыми зернистыми доломитами можно считать, что брекчии образованы волновым взламыванием, т.е. находятся *in situ* в зоне шельфа. Характерные брекчии распространены не только в северо-восточной, но и в центральной зонах /15, с.126/.

Наличие брекчий в верхнекембрийских и ордовикских отложениях в северо-восточных разрезах послужило толчком для Х.Е.Кука и М.Е.Тейлора /51/ нарисовать совершенно необычную палеогеографическую ситуацию, сравнимую с обстановками подводноморской горы типа Багамских банок. Опираясь на находки хитиной в джанытасской серии /20/, авторы этой находки вместе с американскими геологами синтезируют джанытасскую серию и шабактинскую свиту в нечто единое, названное "подводноморской горой Айша-Биби" /19/. Существовало ли в кембрии-ордовике это сооружение с превышением на 1000–1500 м над равнинами бассейна?

К сожалению, синтетический образ подводноморской горы составлен, судя по рисунку /51/, исключительно на основании седиментологических особенностей джанытасской серии. Для этой юго-западной части "подводноморской горы Айша-Биби" выделены зоны подводных фэнов с питающими каналами, биогермы края карбонатной платформы, карбонатно-песчаные отмели и т.д.. Но именно разрез шоскабулакской свиты мною исследован раньше в 1978–79 гг. и обнаружено, что здесь имел место приконтинентальный верхнерифейский рифовый комплекс с зонами предрифового склона, биогермным ядром (волноломом) и зарифовой лагуной /39/. Именно на этом массиве установлено, что склон рифа по оползневым деформациям обращен на юго-запад в глубоководный бассейн и продолжается у подножия склона и на равнине бассейна в верхнерифейском карбонатном и смешанном флише /40, 43/.

В более ранних публикациях /15, 44/ и в настоящей работе более подробно аргументировано всеми доступными геологическими

методами стратиграфическое перекрытие шашкабулакского рифового комплекса и тогузбайского биостромового массива одним и тем же базальным горизонтом кембрия. Использование джаньтаской серии для кембро-ордовикских палеогеографических построений представляется нонсенсом, а все известные нам сведения по литологии действительно кембрийских и ордовикских отложений в юго-западной полосе Малого Каратау свидетельствуют об одном – никакого приближения к краю океанического бассейна в этом регионе нет. Край кембро-ордовикского континента, предопределенный заложением рифта в венде, следует искать в Большом Каратау, где мною наблюдались кембрийские карбонатные турбидиты в сочетании с пакетами фтанитов.

Что же касается другого северо-восточного края "подводно-морской горы Айша-Биби", то здесь даже авторами этого открытия считается, что все или 92-94 % ордовикских отложений образовались на шельфе и только 3 % на склоне и 3 % на равнине бассейна /2, 51/. Другой вариант "подводно-морской горы", если отвлечься от механически присоединенного к ней позднерифейского рифа, не обоснован литологически и методически противоречив /19/: сначала основание "подводно-морской горы" должно было прогнуться, затем по каким-то неизвестным причинам на этом месте образуется область с перекомпенсацией осадками. Между тем хорошо известно, что зарождение рифовых и возвышенных мелководных карбонатных платформ предопределено геоморфологическим и тектоническим поднятием. Нам представляется, что методическая ошибка произошла из-за переоценки роли брекчий и односторонней их интерпретации как склоновых образований. В кыршабактинское время, например, образовалось много изометрично- и плоскообломочных брекчий только в результате превышения рельефа (не более первых десятков метров) мелководных рифов, выхода апикальных частей биогермов в зону действия волн и переотложения разрушенных частей построек.

Обращает на себя внимание, что среди брекчий, ~~каким~~ придается особый палеогеографический смысл, выделено два особых типа – компактные и каркасные /18/. По рисункам и описанию эти типы брекчий, по крайней мере, проблематичны по происхождению.

Я не знаком с разрезом верхнего кембрия и ордовика по логу Батырбай, где описаны брекчи, но мне известен разрез по руч. Кыршабакты, отстоящий от первого к юго-востоку на 13 км и, ка-

залось бы, должен содержать все признаки склона и турбидитных течений коль они выделены в первом. Что же мы видим в разрезе по руч. Кыршабакты, там, где она выходит в Ушбулакскую долину? Здесь ордовикская толща разделена на тектонические чешуи и под-верглась дроблению с образованием массы брекчий, которые по сходству с теми, что описал В.Г. Жемчужников, можно назвать компактными и каркасными. Видны следующие особенности строения разреза и его детали:

1. Ордовикская толща отображает один из участков складчато-чешуйчатого строения региона, с надвигами сопряжены опрокинутые складки.

2. Все брекчии связаны либо с линиями нарушений, либо расположены среди относительно ненарушенных слоев и пластов гнездами, неправильными телами, либо брекчированы породы все подряд без смещения обломков.

3. Среди брекчий находятся пластины ненарушенных слоев с неровными (ступенчатыми) краями и тупым выклиниванием.

4. Пластины располагаются примерно параллельно слоистости или под разными углами вплоть до задирания, пластины располагаются чешуйчато и как бы срезают друг друга.

5. Многочисленные субгоризонтальные надвиги имеют брекчиевую "смазку". Срывы происходили близко к слоистости, но при прослеживании надвиги полого пересекают слоистость и пластины в стратиграфическом объеме изменяются.

6. Конфигурация обломков и их размер самые разнообразные, в том числе фигурные (как изображено на рисунках каркасных брекчий (5б, в; 6) В.Г. Жемчужниковым /18/), совершенно не приемлемые для статуса седиментационного происхождения.

7. В брекчиях нет никакой сортировки, причем все обломки от мала до велика равно угловатые или слегка округленные.

8. Брекчии не имеют осадочного матрикса, их цементирует перекристаллизованный милонит-катаклазит из этих же карбонатных пород. Часто катаклазиты по-иному, чем обломки, окрашены и окремнены.

9. Брекчии состоят только из тех известняков и доломитов, которые слагают пластины и толщу. Там, где обломки не перемещены, видно, что они из вмещающего пласта, есть все переходы от трещиноватых известняков и доломитов к брекчиям с перемещен-

ными обломками. Часто брекчированные пласты железнены.

Ю. Нет никаких признаков седиментационного происхождения брекчий: отсутствует слоистость, градации любого типа, подошвы размывов, ориентировка, переходы в конгломераты, гравелиты, перекрытие снизу и сверху седиментационными единицами, отсутствует примесь терригенного или иного материала, не относящегося к толще. Брекции не связаны с карбонатными турбидитами, их нет, как отсутствуют и другие атрибуты фэнов, склона или его подножия.

II. Все брекчии крепкие, хорошо сцементированные, в контакте с породами малокаройской серии венда образуют пакеты совмещенных чешуй. Образование брекчий произошло до карбона, запечатывающего надвиго-покровную структуру.

Из приведенных фактов следует вывод, что в тектоническом блоке, ограниченном с северо-востока Ушбулакским надвигом, широко распространены тектонические брекчии весьма сходные с теми, что описаны в соседнем разрезе по логу Батырбай. Поскольку в кембро-ордовикской части тамдинской серии мне ни разу ни в каком разрезе не встретились признаки подводного конуса выноса, типичные, например, для верхнерифейского карбонатного флиша Таласского хребта и одновозрастной карбонатной части кокджотской серии Малого Каратау, то вопрос о северо-восточном крае "подводноморской горы Айша-Биби" как и само это открытие повисают на неощутимых для седиментолога доказательствах. На мой взгляд кембро-ордовикская толща формирует карбонатную платформу, простиравшуюся далеко за пределы Малого Каратау и фиксирует предкембрийскую границу Казахстанского континента. В пределах платформы в бассейне существовали разные по глубине обстановки, не выходявшие за пределы шельфа. Краевая часть шельфа и переходные к глубинам фации находятся в Срединном Тянь-Шане (в том числе и в Большом Каратау), но их совмещение с платформой Малого Каратау требует палинспастических реконструкций, чтобы учесть предверхнепалеозойские и более поздние сдвиги, амплитуда которых составляет сотни километров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

I. Граница кембрия и докембрия разделяет в Малом Каратау докембрийскую ассоциацию осадочных суперформаций (флишевую, ри-

фовую и молассовую) и кембро-ордовикскую суперформацию карбонатной платформы.

2. Границей раздела двух крупных осадочных комплексов служит кыршабактинская серия, а ее нижняя граница представляет собой поверхность стратиграфического и углового несогласия, вскрытого в Джаньтасских карьерах и Кенгобысае. Кыршабактинская серия по находкам древнейших скелетных остатков может быть отнесена к древнейшему горизонту раннего кембрия /34/.

3. Кыршабактинская серия подразделена на четыре выдержанных в регионе литостратиграфических горизонта: А – кварцевых гравелитов и песчаников с обломками экстракластов подстилающих пород; В – нижний карбонатный строматолитовый биогермный; С – глауконит-кварцевых песчаников и терригенно-карбонатных пород; D – верхний карбонатный строматолитовый биогермный. Кыршабактинская серия перекрывается кремневым и фосфоритовым горизонтами, относимыми к томьотскому ярусу нижнего кембрия.

4. Биогермные литостратиграфические горизонты состоят из простых и сложных строматолитовых биогермов и биостромов с характерной черепитчатой структурой латерального нарастания, с постепенным продвижением биогермного барьера с юго-запада на северо-восток. Межбиогермное пространство выполнено зернистыми карбонатными и смешанными отложениями, в том числе фосфоритовыми брекчиями. Детальность стратиграфического расчленения кыршабактинской серии является гарантом суждения о полноте или усеченности ее разрезов в результате седиментационных причин или надвигов. Полнота разрезов базального осадочного образования нижнего кембрия представляет одно из главных доказательств седиментационного контакта с подстилающей толщей.

5. Второе главное доказательство нормальных седиментационных взаимоотношений кыршабактинской серии нижнего кембрия и джаньтасской серии верхнего рифея – вид самой границы. Основные наблюдаемые факты: 1) местами невозможно провести точную линию, разделяющую две толщи, т.к. они сливаются в монолит; 2) в основании кыршабактинской серии всегда находится пласт кварцевого гравелита и песчаника с обломками пород разновозрастных пачек джаньтасской серии; 3) приконтактовая часть джаньтасской серии на глубину до 4 м пронизана жилами кварцевого песчаника из базального слоя кыршабактинской серии; 4) на границе толщ всегда

устанавливается угловое несогласие не менее 15° ;

6. Наблюдаемые признаки по отдельности и совокупно свидетельствуют о трансгрессивном перекрытии базальными отложениями кембрия докембрийских толщ, денудированных к моменту накопления карбонатного чехла.

7. Кембро-ордовикская "подводноморская гора Айша-Биби" /20, 51/ на месте Малого Каратау в свете представленных данных выступает как научный фантом прежде всего потому, что в этой модели механически соединены склоновые отложения позднерифейского рифа /39/ и отложения кембро-ордовикского карбонатного шельфа. Кембро-ордовикская последовательность отложений сама по себе не дает оснований для вывода о существовании в Малом Каратау подводных конусов выноса и геоморфологического поднятия, возвышенного над равниной бассейна на 1000-1500 м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аполлонов М.К., Дубинина С.В. и др. Потенциальный стратотип границы кембрия и ордовика в Малом Каратау // Изв.АН КазССР. Сер.геол. 1985. № 1. С.32-39.

2. Аполлонов М.К., Жемчужников В.Г. Литостратиграфия батырбайского разреза пограничных отложений кембрия и ордовика в Малом Каратау // Изв.АН КазССР. Сер.геол. 1988. № 1 (299). С.22-36.

3. Аполлонов М.К., Чугаева М.Н. Батырбайский разрез кембрия и ордовика в Малом Каратау (Южный Казахстан) // Изв.АН КазССР. Сер.геол. 1982. № 4. С.36-46.

4. Безруков П.Л. Нижнесилурийские геосинклинали фосфориты в северо-восточной ветви хребта Каратау // ДАН СССР. 1938. Т.18, № 7. С.453-456.

5. Безруков П.Л. Геологическое строение фосфоритоносного бассейна Каратау и основные результаты геолого-поисковых работ // Фосфориты Каратау. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР. 1954. С.3-66.

6. Бродская Н.Г., Холодов В.Н. О возможности рифогенного происхождения доломитов фосфоритоносной толщи Малого Каратау // ДАН СССР. 1965. Т.165. № 6. С.1365-1368.

7. Вебер В.Н. Геологическая карта Средней Азии, лист Аулие-Ата, р.УП, № 6. Л.-М.: Глав.ред.геол.-развед. и геодез. лит-ры, 1935. 84 с.

8. Гиммельфарб Б.М. Фосфоритоносный бассейн Каратау и перспективы его освоения// Сов.геология. 1946. № 10. С.8-28.
9. Гиммельфарб Б.М. Сопоставление основных закономерностей размещения фосфоритовых месторождений СССР и КНР// Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.УІ. М., 1962. С.434-463.
10. Гиммельфарб Б.М., Соколов А.С. Геология и полезные ископаемые Чулак-Тау// Фосфориты Каратау. Алма-Ата, 1954. С.67-182.
11. Докембрий Средней Азии./Ахмеджанов М.А., Баратов Р.Б., Бакиров А.Б. и др. Л.: Наука, 1982, 260 с.
12. Еганов Э.А. Фосфоритообразование и строматолиты. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР. 1988. 89 с.
13. Еганов Э.А., Советов Ю.К. Соотношение тамдинской и каройской серий в северо-западной части Малого Каратау (Казахстан)// Изв.АН СССР. Сер.геол. 1974. № 8. С.142-147.
14. Еганов Э.А., Советов Ю.К., Страхов Г.В. Верхний докембрий Малого Каратау (Казахстан)// ДАН СССР. 1975. Т.221. № 2. С.413-416.
15. Еганов Э.А., Советов Ю.К. Каратау - модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 190 с.
16. Ергалиев Г.Х., Покровская Н.В. Нижнекембрийские трилобиты Малого Каратау. Алма-Ата: Наука, 1977. 90 с.
17. Ергалиев Г.Х. Трилобиты среднего и верхнего кембрия Малого Каратау. Алма-Ата: Наука, 1980. 212 с.
18. Жемчужников В.Г. Карбонатные брекчии в разрезе верхнекембрийских и нижнеордовикских отложений по долу Батырбай в Малом Каратау// Литология и полезные ископаемые, 1986. № 6. С.76-87.
19. Жемчужников В.Г. Литостратиграфия и эволюция бассейнов позднего кембрия и раннего ордовика Малого Каратау и северо-западного Прибалхашья: Автореф.канд.дис. ... Алма-Ата, 1990.23 с.
20. Жемчужников В.Г., Краев О.Н., Заславская Н.М. и др. Положение "джаньтасской серии" в разрезе Малого Каратау в связи с находками хитиновой// Изв.АН КазССР. Сер.геол. 1989. № 1. С.70-80.
21. Журавлева З.А. О возрасте отложений каройского комплекса Малого Каратау// Изв.АН СССР. Сер.геол. 1986. № 11. С.18-26.

22. Келлер Б.М., Покровская Н.В. Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау// Изв.АН СССР. Сер.геол. 1965. № 6. С.78-91.
23. Королев В.Г., Крылов И.Н. К стратиграфии верхнего докембрия Тянь-Шаня// ДАН СССР. 1962. Т.144, № 6. С.1334-1336.
24. Королев В.Г., Максумова Р.А. Аналоги вендского комплекса в Малом Каратау// Геология и горное дело. Фрунзе, 1968. С.20-27 (Труды Фрунзенского политехн.ин-та; Вып.24.).
25. Королев В.Г., Максумова Р.А. Кыршабактинская свита и соотношение каройской и тамдинской серий хр.Малый Каратау//Изв. АН СССР. Сер.геол. 1976. № 7. С.84-89.
26. Королев В.Г., Максумова Р.А., Мамбетов А.М. Аналоги вендского комплекса и "бестрилобитовые слои" нижнего кембрия в Средней Азии и Южном Казахстане// Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана. Алма-Ата. 1971. С.37-38.
27. Королев В.Г., Филатова Л.И и др. Обзор рабочей корреляционной схемы верхнего докембрия Казахстана и Киргизии (1986-89 гг.)// Докембрий в фанерозойских складчатых областях. Фрунзе, 1989. С.20-23.
28. Крылов И.Н. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. М.: Наука, 1967. 78 с. (Тр.ИНН АН СССР; Вып.171).
29. Лисогор К.А. Биостратиграфия тамдинской серии Малого Каратау// ДАН СССР. 1966. Т.169, № 1. С.184-187.
30. Лисогор К.А. Биостратиграфия и трилобиты кембрия и тремадока Малого Каратау (Южный Казахстан)// Биостратиграфия и фауна верхнего кембрия и пограничных с ним слоев Новосибирск, 1977. С.197-265.
31. Максумова Р.А. Позднедокембрийские формации Таласского хребта// Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Средней Азии. Фрунзе, 1967. С.31-53.
32. Максумова Р.А. Вендские жоры выветривания в хребте Каратау (Южный Казахстан)// Литология и полезные ископаемые. 1973. № 4. С.133-138.
33. Мамбетов А.М., Репина Л.Н. Нижний кембрий Таласского Алатау и его корреляция с разрезами Малого Каратау и Сибирской платформы// Биостратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск, 1978. С.98-138. (Тр.ИГиГ СО АН СССР; Вып.406).

34. Миссаржевский В.В. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. М.: Наука, 1989. 236 с. (Тр.ГИН АН СССР; Вып.443).
35. Миссаржевский В.В., Мамбетов А.М. Стратиграфия и фауна пограничных толщ кембрия и докембрия Малого Каратау. М.: Наука, 1981. 90 с. (Тр.ГИН АН СССР; Вып.326).
36. Недовизин А.А., Табылдиев К.Т. и др. К стратиграфии докембрийских и кембрийских отложений хребта Малый Каратау// Изв. АН КазССР. Сер.геол. 1969. № 4. С.37-41.
37. Огурцова Р.Н. Акритархи верхнего венда и нижнего кембрия хр.Малый Каратау (разрез по реке Кыршабакты)// Изв.АН Кирг ССР. Сер.геол. 1975. № 5. С.19-27.
38. Пейве А.В. Стратиграфия и возраст древних свит Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня// Изв.АН СССР. Сер. геол. 1948, № 3. С.31-54.
39. Советов Ю.К. Верхнерифейский рифовый комплекс Малого Каратау (Южный Казахстан)// ДАН СССР. 1981. Т.257, № 4. С.975-979.
40. Советов Ю.К. Докембрийские рифовые и биогермные формации и зональность геосинклиналей (на примере Северного Тянь-Шаня)// Геология и геофизика. 1984. № 3. С.34-40.
41. Советов Ю.К. Конгломераты в вендской эпигеосинклинальной молассе Малого Каратау// Осадочные формации и условия их образования. Новосибирск, 1984. С.140-166.
42. Советов Ю.К. О структуре карбонатных и терригенно-карбонатных флишевых формаций// Структурные особенности осадочных формаций. Новосибирск, 1988. С.3-26.
43. Советов Ю.К. Положение докембрийских рифовых и флишевой формаций в каледонской структуре Малого Каратау// Докембрий в фанерозойских складчатых областях. Фрунзе, 1989. С.60-61.
44. Советов Ю.К., Еганов Э.А. Позднедокембрийские несогласия в Малом Каратау (Казахстан)// ДАН СССР. 1976. Т.229, № 3. С.702-705.
45. Советов Ю.К., Малюжинец А.Г. Ассоциации и генезис отложений карбонатного флиша верхнего рифея Таласского хребта. Новосибирск; 1987. 26 с. (Препр./ ИГиГ СО АН СССР; № 1).
46. Соколов Б.С. Вендская система: положение в стратиграфической шкале// XXIII Международ. геол. конгр.: Докл. сов. геологов.

Стратиграфия. М.; 1984. С.III-I27.

47. Табылдиев К.Т., Чербянова Л.Ф. Фациальные условия осадконакопления фосфоритоносной толщи Каратауского бассейна// Литология фосфоритоносных отложений. М.; 1976. С.76-97.

48. Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 262 с. (Тр./ТИН АН СССР; Вып.251).

49. Холодов В.Н., Корякин А.С. К вопросу о происхождении фосфатных конгломерато-брекчий Малого Каратау// ДАН СССР, 1960. Т.135, № 2. С.410-413.

50. Холодов В.Н., Корякин А.С. К палеогеографии Малого Каратау в век отложения "нижних доломитов" фосфоритоносной толщи // Бюл.МОИП. Отд.геол. 1968. Т.XIII, вып.6. С.70-85.

51. Cook H.E., Taylor M.E. Evolution of an Early Paleozoic carbonate seamount, Malyi Karatau Range Southern Kazakhstan, USSR; new evidence for the early history of Kazakhstan// 28-th Int.Geol.Congress, Washington D.C., USA, Abstracts,1989. Vol.1. P.1-322 - 1-323.

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Р.Н. Ильина

Технический редактор Н.Н.Александрова

Подписано к печати 11.07.90. МН 02398.
Бумага 60x84/16. Печ.л.2,25+1 вкл. Уч.-изд.л.2,1.
Тираж 200. Заказ 231. Бесплатно.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.