

Г.Х.ЕРГАЛИЕВ, В.Г.ЖЕМЧУЖНИКОВ

СТРАТИГРАФИЯ КЕМБРИЙСКО-НИЖНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА КАЗАХСТАНА (ГОР МАЛЫЙ КАРАТАУ)

Тамды сериясының кембрий төмөнгі ордовик түзілімдерінің стратиграфиясының мәліметтері келтірілген. Кіші Каратаудың төмөнгі кембрий және ортанғы ордовик бірқалышты карбонатты түзілімдерінің стратиграфиялық зерттеулерінің талдау мәліметтері орындалған және Айша Бибі тауының теңіз асты карбонатының оқшауланған көне моделі седиментологиялық рамкада көрсетілген және жергілікті құрылымдық белдем түзілімдерінің жіктелуі туралы мәліметтер бар.

Приведены данные по стратиграфии кембрийско-нижнеордовикских отложений тамдинской серии. Выполнен анализ данных по стратиграфическому изучению монотонных карбонатных отложений нижнего кембрия и среднего ордовика Малого Карагаты и приведены сведения касающиеся расчленения и корреляции местных стратиграфических подразделений этих отложений в рамках седиментологической модели древней изолированной подводноморской карбонатной горы Айша-Биби.

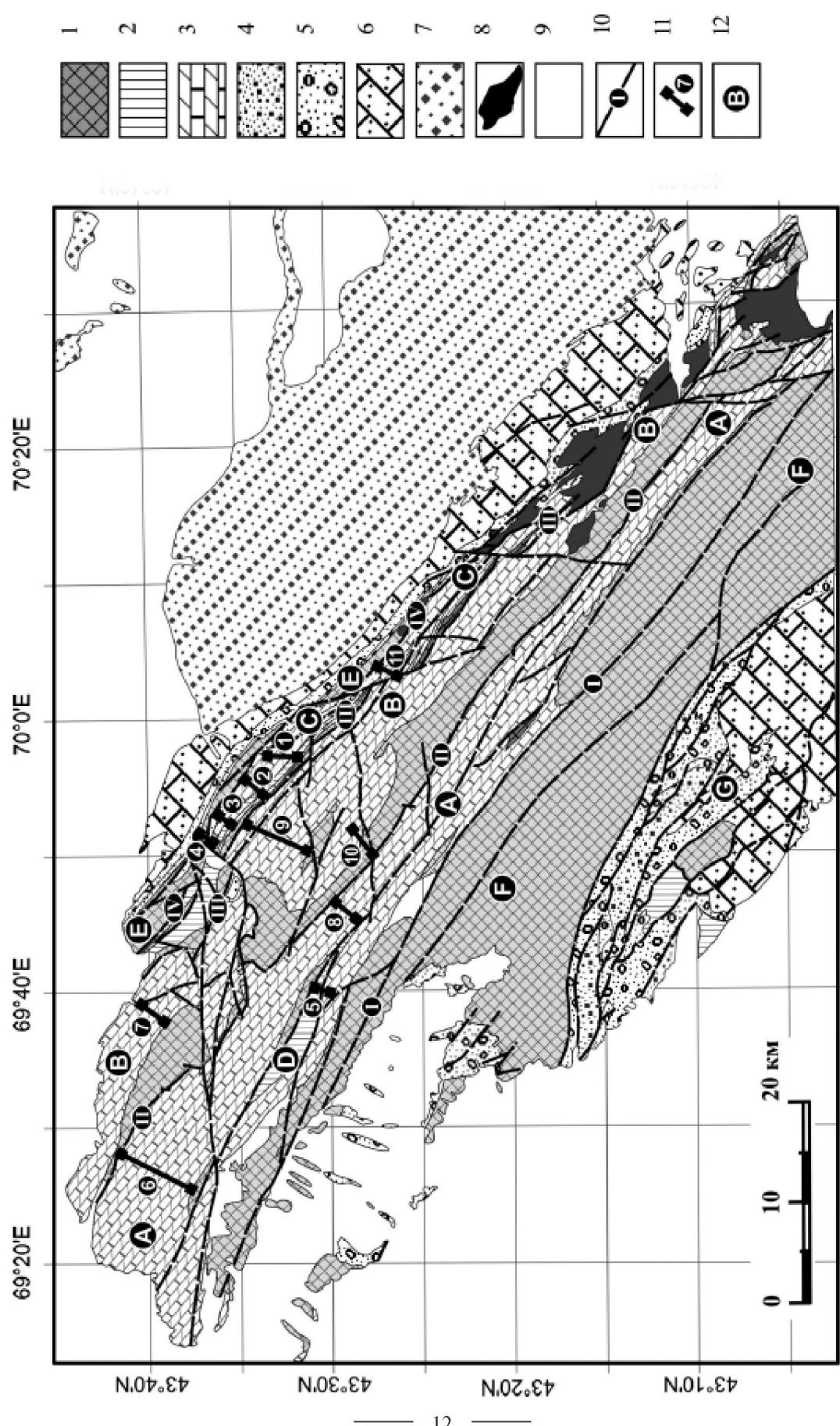
The data on Cambrian and Lower Ordovician stratigraphy of Tamdy Group are given. The analysis all of data concerning stratigraphy to monotonous carbonates from base Cambrian and Middle Ordovician of Malyi Karatau is executed the items of information for stratigraphic subdivisions and correlation of units of these sequences in term of sedimentological model ancient isolated submarine carbonate mount Aisha-Bibi were considering.

Горы Малый Карагаты сложены серией невысоких (500-900м) линейных гряд с плоским слаборасчлененным рельефом – горы Улькен Актау, Кичи Актау, Жирикауз и др, разделенные протяженными долинами – Большекаройской, Малокаройский, Алажарской. На западе располагается плато Коқджот – массив с плоской, пологонаклонной на северо-восток поверхностью водораздела (высоты 600-1100м). К северо-востоку располагается Шу-Сарысуйская предгорная равнина с плоским и пологонаклонным рельефом с высотой 350-450м (рис. 1).

Геологические исследования этой территории начались с 60-х годов XIX века [1] с работ Н.А.Северцева, А.С.Татаринова, Г.Д.Романовского и И.В.Мушкетова, когда была разработана первая геологическая карта территории и дана геологическая характеристика. Основы стратиграфии и тектоники территории были заложены работами В.Н.Вебера и с 1904г. по 1927г. им были выделены кокжотская, каройская и тамдинская свиты. В тамдинской свите он обнаружил первые трилобиты, позволившие датировать моно-

тонный разрез карбонатов как нижний силур (ныне ордовик). С середины 30-х годов XX-го столетия с обнаружением в основании тамдинских карбонатов пластовых фосфоритов начались систематические исследования, района в результате которых, Б.М.Гиммельфарбом с коллегами была разработана стратиграфическая схема вмещающих фосфориты отложений, а с находкой над фосфоритовой пачкой трилобитов Kootenia, они были отнесены к среднему кембрию. В начале 50-х годов прошлого столетия в Малом Карагаты началась геологическая съемка, в результате которой фосфоритоносные отложения были выделены в отдельную чулактаускую свиту, а вышележавшие карбонатные отложения – как шабактинская свита [2]. В ранге серии тогда стали рассматривать тамдинскую свиту. В низах шабактинской свиты были обнаружены трилобиты, датированные Г.Х.Ергалиевым и Н.В.Покровской [2] как раннекембрийские, что позволило отнести фосфоритоносную чулактаускую свиту к нижнему кембрию. Из разреза были выделены позднекембрийские отложения, а чичканскую и

¹⁻⁵ Казахстан, 050010, г. Алматы, ул. Кабанбай батыра 69 а, Институт геологических наук им. К.И. Саппаева.



курганскую свиты стали датировать веном (сейчас эдиакароном). Верхняя часть разреза, относимая к шабактинской свите, по многочисленным находкам фауны была отнесена к нерасчлененному среднему кембрию и среднему ордовику.

Разрезы по р.Кыршабакты и сухому логу Батыrbай являются опорными для среднего-верхнего кембрия, а выделенные здесь аюсокканский, сакский, аксайский и батыrbайский региональные ярусы до сих пор используются в общих стратиграфических шкалах Казахстана и России [4, 5]. Кембрийская фаунистическая последовательность разреза Кыршабакты является одной из лучших в мире. Разрез по обилию и представительности различных групп фауны является одним из уникальных и включает различные сообщества трилобитов и брахиопод. Также здесь присутствуют гастropоды, брадориды, прото- и параконодонты. Среди горизонтов рассматриваемых как границы ярусов присутствуют FAD *Ptychagnostus atavus* основания Друмского яруса (регионального Тьесайского яруса) и FAD *Lejopyge laevigata* основания Гужангского яруса (регионального Аюсокканского яруса). Здесь присутствует глобально определяемые низы Фуронгской серии и Пайбийского яруса с биозоной *Glyptagnostus reticulatus*. Здесь обнаружен и FAD *Agnostotes orientalis*, который рассматривается как вид-индекс основания Джаншанско-го (Сузакского) яруса. Для самой верхней части разреза более благоприятные биофации расположены на северо-западе, где в разрезе по логу Батыrbай обнаружен другой FAD *Lotagnostus americanus*, характерный для последнего 10 яру-

са камбрия. По разрезу Батыrbай изучены все возможные варианты пограничных отложений кембрия и ордовика. Вся последовательность может быть прослежена по простиранию на десятки километров и повторена слой за слоем и наращена в единой последовательности от среднего кембрия и до низов среднего ордовика.

В конце 70-х годах Э.А.Еганов и Ю.К.Советов, проводившие работы по разработке осадочной модели Карагатуского фосфоритоносного бассейна предложили стратиграфическую схему шабактинской свиты, расчленения её на джилансскую, бугульскую, карашатскую и актаускую подсвиты [6] и ими были предложены критерии для расчленения монотонных карбонатных отложений нижнего палеозоя, главным образом по вещественному составу.

В Малом Карагату, в 1987г. в результате совместных советско-американских геологических исследований была разработана геологическая модель древнейшей кембрийско-ордовикской подводноморской изолированной карбонатной горы Айша-Биби [7], которая формировалась в морских обстановках, в отдалении от массивов суши. Раннепалеозойские глубоководные отложения изучены в обрамлении подводной горы, а также в Большом Карагату.

В статье литостратиграфическое расчленение нижнепалеозойских отложений приводится по результатам работ Г.Х.Ергалиева и Н.В.Покровской [3, 4, 8] и В.Г.Жемчужникова [9] с дополнением по данным Э.А.Еганова и Ю.К.Советова [6] (рис. 2).

Нижнепалеозойский, кембрийско-ордовикский преимущественно карбонатный осадочный

Рис. 1. Схематическая геологическая карта гор Малый Карагату, Южный Казахстан. 1 – допалеозойские отложения, песчаники, алевролиты и конгломераты, редко кремни и карбонаты, 2 – фациальный комплекс склона карбонатной платформы, карбонатные дебрисовые брекции и турбидиты, 3 – отложения мелководной части изолированной карбонатной горы Айша-Биби, известняки и доломиты, 4 – зеленоцветный флишиоидный терригенный комплекс среднего ордовика, 5 – красноцветные песчаники и конгломераты верхов девона и низов карбона, 6 – нижнекаменноугольные известняки, 7 – верхнекаменноугольные и нижнепермские красноцветные алевролиты, песчаники и конгломераты, редко известняки и ангидриты. 8 – верхнеордовикские гранитоиды, 9 – нерасчлененные мезозойско-кайнозойские отложения, 10 – тектонические разломы, цифры в черных кружках наименования региональных разломов, 11 – изученные геологические разрезы и их условные обозначения, 12 – обозначения тектонических блоков Малого Карагату и смежных территорий.

Региональные тектонические разломы: I – Большекаройский разлом, II- Малокаройский разлом, III – Аксайский разлом, IV- Ушбулакский разлом.

Тектонические блоки Малого Карагату и смежных территорий: А – Большекаройский блок, В – Малокаройский блок, С – Аксайский блок, Д – Жанатасский блок, Е – Ушбулакский блок, F – Кокжотская зона, G – Байжансайская зона.

Наименования изученных геологических разрезов нижнепалеозойских отложений: 1 – Кыршабакты, 2 – Шабакты, 3 – Батыrbай, 4 – Батыrbай булак, 5 – Донгулек, 6 – Ушбас, 7 – Коксу, 8 – Беркуты, 9 – Аюсоккан, 10 – Актугай, 11 – Жирлыкайз.

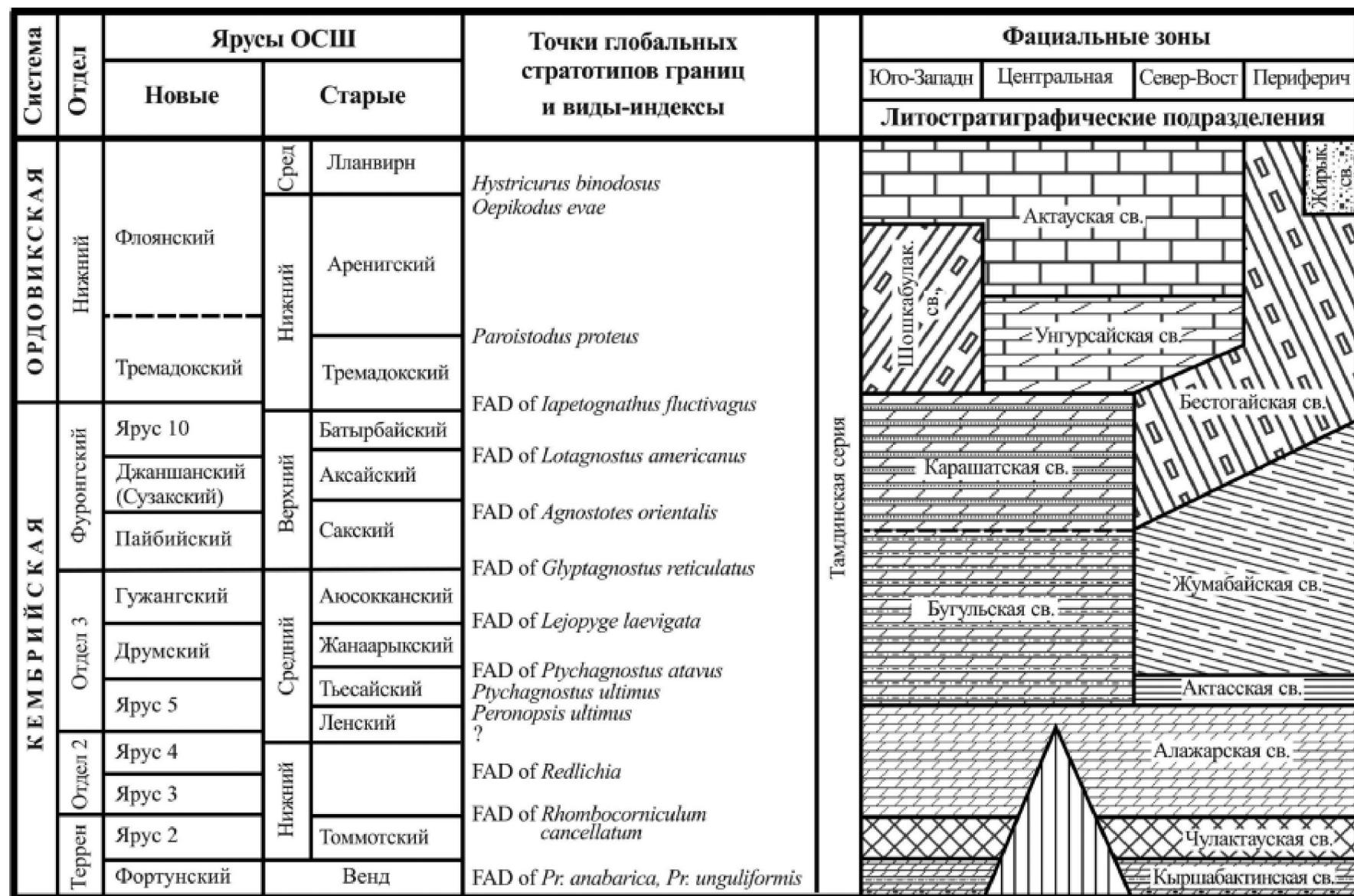


Рис. 2. Стратиграфическая колонка кембрийско-нижнеордовикских отложений гор Малого Карагату.

комплекс гор Малый Карагатай на юге Казахстана включает отложения, которые накапливались на приподнятом блоке пассивной континентальной окраины. Начиная со среднего кембрия и до среднего ордовика он был связан с эволюцией изолированной подводноморской карбонатной горы получившей название Айша-Биби [7], а его нижняя часть включает кыршабактинскую, чулактаускую и алажарскую свиты, которые образовались до начала формирования этой карбонатной горы. Начиная со среднего кембрия и в более молодых нижнепалеозойских отложениях Малого Карагатая, в разрезах устанавливаются хорошо определяемые различия в распределении фаций отложений [9, 10]. Выделяются четыре фациальные зоны: 1) центральная фациальная зона, соответствующая центральной мелководной части подводноморской горы и сложенная в основном приливными циклами; 2) северо-восточная фациальная зона и 3) периферическая фациальная зона, отвечающая отложениям северо-восточного склона подводноморской горы и смежным районам бассейновой равнины и 4) юго-западная фациальная зона, которая отвечает юго-западному склону подводноморской горы. В склоновых обстановках осадконакопление осуществлялось за счет переотложения карбонатного материала гравитационными потоками [11]. В процессе своего развития подводноморская гора Айша Биби в основном наращивалась к верху (аградировала) с осадочными циклами второго и третьего порядка.

ТАМДИНСКАЯ СЕРИЯ. Кыршабактинская свита. Кыршабактинская свита была выделена, как верхи курганской свиты, и в деталях была изучена В.В.Миссаржевским и А.М.Мамбетовым [12], которые выделили фаунистические комплексы в настоящее время рассматриваемые как самые низы нижнего кембрия. Кыршабактинская свита обнажается в северо-восточной части (аксайский и ушбулакский тектонические блоки) и северо-западной части Малого Карагатая. Стратотип свиты располагается в северо-западном борту долины реки Кыршабакты, а парагенетический тип располагается на северо-восточном склоне долины реки Шабакты, вблизи поселка Актугай.

Нижняя граница кыршабактинской свиты определяется по основанию доломитового слоя с обильной галькой и обломками голубовато-зеленых туффитов и кварцитов, образованных за счет

размыва подстилающей курганской свиты. Это самый нижний слой доломитов в разрезе, лежащий на позднедокембрийских туффитах и песчаниках. Верхняя граница кыршабактинской свиты определяется по основанию пачки «нижних доломитов» чулактауской свиты.

Кыршабактинская свита состоит из светло-серых, желтовато-серых и коричневых доломитов, красновато-коричневых тонкослоистых алевролитов и песчаников. Нижняя часть сложена серыми массивными доломитами, известковистыми доломитами и желтовато-серыми доломитами с глауконитом. Около основания свиты залегает хорошо прослеживаемый маркирующий горизонт мощностью до 40 метров с обильной галькой подстилающих туффитов. Аналогичные отложения образуют отдельные слои мощностью 5-15 м среди алевролитов или песчаников в центральной и верхней частях ее разреза. Слой песчаных доломитов в центральной части разреза по простираннию замещается гравелитами и конгломератами с доломитовыми интракластами и небольшим количеством туффитов, гранитной и кварцитовой галькой. Мощность линз конгломератов достигает 2 м.

Между доломитовыми слоями разрез слагается красноцветными алевролитами, образующими слои до 70 м. Общая мощность кыршабактинской свиты достигает 150 м. Ее возраст рассматривается как раннекембрийский по присутствию в разрезе мелкораковинной фауны дотрилобитовых слоев в основании с конодонтами видов-индексов *Protohertzina anabarica* и *Protohertzina unguiformis*.

Чулактауская свита. Название чулактауская свита, по названию месторождения фосфоритов Чулактау было принято на 1-м Стратиграфическом совещании для фосфоритовых отложений в основании тамдинской свиты В.Н.Вебера [2]. Эта фосфоритоносная свита включает обнажения, которые прослеживаются вдоль основания юго-западных склонов хребтов, сложенных кембрийско-ордовикскими карбонатами. Она подразделена на четыре пачки: 1) нижнее доломиты, 2) кремнистый горизонт, 3) фосфоритовый горизонт и 4) железо-марганцевый горизонт [3].

«Горизонт нижних доломитов» представляет собой слой светло-серых и желтовато-серых массивных и слоистых доломитов с линзами и слоями строматолитовых доломитов и небольшими линзами кварцевых доломитов. Их мощность в-

рьирует от 1,2 до 20 м. Нижние доломиты согласно перекрывают, а в некоторых местах и с переслаиванием контактируют с глауконитовыми песчаниками кыршабактинской свиты, или имеют эрозионный контакт и угловое несогласие, где через базальный слой кварцевых конгломератов они трансгрессивно ложатся на более древние отложения.

«*Кремнистый горизонт*» сложен кварц-хальцедоновыми породами с небольшим количеством аргиллитового и карбонатного материала. Он с эрозионным контактом перекрывает горизонт нижних доломитов. Для кремнистого горизонта характерно сравнительно высокое содержание фосфатов. Верхняя граница горизонта постепенная и располагается там, где фосфориты преобладают над кремнями. Мощность кремнистого горизонта изменяется от 0 до 20-25 м.

«*Фосфоритовый горизонт*» состоит из различных фосфатных пеллет, оолитов, пизолитов, сферолитов, фосфатных обломков органического происхождения, галек перемытых фосфоритов. Породы по гранулометрическому составу изменяются от тонкозернистых до грубозернистых песков и конгломератов. Также некоторая часть разреза представлена сланцами, это фосфатистые аргиллиты, просто аргиллиты, карбонатно-глинистые сланцы и кремнистые сланцы. В большинстве разрезов месторождений фосфоритовый горизонт характеризуется тремя пачками: 1) нижняя пачка, 0,5-10 м, сложена кремнисто-карбонатными фосфоритами с песчаным размером зерен; 2) кремнистая пачка, мощностью 1-30 м, состоит из аргиллитов, кремней и 3) пачка фосфатистых кремнистых сланцев, мощностью 10-15 м.

«*Железо-марганцевый горизонт*» состоит из железистых и марганцовистых онколитов, а также строматолитовых доломитов красновато-коричневого и черного цвета, возникшего за счет гидроокислов железа и марганца. Доломиты содержат небольшое количество галек фосфатов и тонких фосфатных слоев неправильной формы. Верхняя часть горизонта состоит из пластов коричневых доломитов и известняков, с относительно высоким содержанием фосфатов и тонких фосфатных слоев в кровле. Мощность железо-марганцевого горизонта составляет 0-12 м.

Мощность чулактауской свиты изменяется от 0 до 100 м. Сравнительно большие мощности отмечаются на северо-западе Малого Карагатау и на юго-востоке. В центральной части района в

узкой полосе простирающейся на север-северо-запад чулактауская свита имеет наименьшие мощности. В южной и юго-восточной части Малого Карагатау чулактауская свита выклинивается и на верхнепротерозойские породы налегают более высокие горизонты кембрия.

Чулактауская свита по томмотеидам, хиолитам, хиолительмннтам, параконодонтам и анабаритам относена к томмотскому ярусу нижнего кембрия [12].

Вышележащая часть разреза ранее, начиная с 1958 г. рассматривалась в ранге шабактинской свиты, но здесь она расчленяется на алажарскую, бугульскую, карашатскую, унгурсайскую, актасскую, жумабайскую, бестогайскую, шошкабулакскую и актаускую свиты. Мелководные осадки приподнятой части подводноморской горы слагают центральную фациальную зону, образуя бугульскую, карашатскую, унгурсайской и актаускую свиты. Склоновые отложения слагают юго-западную, северо-восточную и периферическую фациальные зоны. Отложения бассейновой равнины распространены в северо-восточной фациальной зоне, в обнажениях актасской и жумабайской свит, но в основном они распространены в периферической фациальной зоне.

Центральная фациальная зона обнажается в жанатасском, большекарийском и малокарийском тектонических блоках. Также она присутствует в аксайском блоке, в районе, ограниченном на юго-востоке, фосфоритовым месторождением Аксай и до месторождения Чулактау.

Северо-восточная фациальная зона располагается в северо-западной части аксайского тектонического блока, от месторождения фосфоритов Аксай до реки Беркуты и в юго-восточной части около реки Ульген-Арбатас. Периферическая фациальная зона распространена только в Ушбулакском тектоническом блоке. Юго-Западная фациальная зона представлена только в тектоническом блоке в районе между рекой Беркуты и горой Тау-Тару.

Алажарская свита. Сначала была выделена Э.А. Егановым [6] как джиланская подсвита. Она представлена во всех тектонических блоках. Эта свита согласно перекрывает чулактаускую, но местами она трансгрессивно налегает на верхнепротерозойские отложения. Стратотип алажарской свиты обнажается на северо-западе Карагатау, в малокарийском блоке, там, где она вскрыта серией канав от месторождения Коксу до место-

рождения Герес. Нижняя граница проводится по кровле пачки коричневых доломитов с редкими тонкими прослойями фосфатов, самых верхов подстилающей чулактауской свиты. Кровля свиты в центральной и северо-западной фациальных зонах располагается в основании слоя темно-коричневых крупнозернистых дологрейнстоунов вышележащей бугульской свиты. В северо-восточной и периферической фациальной зонах граница проводится по появлению темно-серых и черных известняковых мадстоунов актасской свиты.

Нижняя часть алажарской свиты слагается массивными ламинационными доломитами и глинистыми доломитами. Местами с доломитами переслаиваются небольшие тонкие прослой фосфоритов. Эти фосфоритовые слои слагаются фосфатными песчаниками и брекчиями с редкими фрагментами доломитов. Выше наблюдается последовательность переслаивающихся глинистых доломитов и биотурбированных доломитов. Эта пачка переслаивается толстослоистыми и массивными биотурбированными доломитами с несколькими слоями строматолитов, онколитовых пакстоунов, косослоистыми пакстоунами и мелких фрагментов брекчий.

В северо-восточной фациальной зоне в ленточных доломитах отмечается будинаж доломитовых пластов, подчеркнутый цветом пород.

Верхняя часть свиты представлена пачкой тонкослоистых глинистых биотурбированных доломитов с многочисленными строматолитами и прослойми скелетных и интракластовых пакстоунов. В Центральной фациальной зоне по простирианию эта свита изменяется незначительно с некоторым увеличением зернистости и более светлым цветом пород. Однако в северо-западной части Центральной фациальной зоны, а также в юго-западной и северо-восточной фациальной зонах отложения представлены более темными до черных тонкозернистыми доломитами.

Такая зональность подтверждается распределением мощностей отложений. Наибольшая мощность алажарской свиты (около 200 м) наблюдается на юго-западе и северо-востоке и на северо-западном замыкании подводноморской горы. Для Центральной фациальной зоны, в общем, мощность свиты составляет около 150 м. На северо-востоке Центральной фациальной зоны мощность алажарской свиты постепенно уменьшается от 50-80 м до нуля в Большекаройском

блоке, что выражено постепенным исчезновением из разреза отдельных пачек. В периферической фациальной зоне мощность алажарской свиты минимальная.

В отложениях, отнесенных к алажарской свите Г.Х.Ергалиевым и Н.В.Покровской [3] обнаружены и детально описаны нижнекембрийские трилобиты комплекса с FAD *Redlicia*, а В.В.Миссаржевским и А.М.Мамбетовым [12], несколько ниже трилобитов описан комплекс мелкораковинной фауны с халкеридным видом-индексом *Rhombicorniculum cancellatum*. Эта фауна из самых верхов свиты коррелируется с атдабанским, томотским и тойенским ярусами нижнего кембра или в современной номенклатуре с третьим и четвертым ярусами кембра. В аксайском блоке, где эта свита согласно перекрывается темно-серыми ламинационными известняковыми мадстоунами в которых нет фауны нижней части амгинского яруса, верхи алажарской свиты могут датироваться средним кембriем третьего отдела. Возможно, что и в Центральной фациальной зоне алажарская свита также имеет нижне-среднекембрейский возраст.

Бугульская свита. Впервые была выделена Э.А.Егановым, как подсвита со стратотипом в долине реки Шабакты в горах Ульген-Актау [6]. Карбонаты бугульской свиты обнажаются только в Центральной и Юго-Западной фациальных зонах. Бугульская свита согласно перекрывает алажарскую свиту, а местами несогласно с трансгрессивным несогласием перекрывает верхнерифейские отложения на юго-востоке Малого Карагатау в Большекаройской долине. Бугульская свита согласно перекрывается карашатской свитой и имеет с ней постепенный контакт.

Бугульская свита характеризуется переслыванием слоев различных темнокоричневых дологрейнстоунов, рудстоунов и светло-серых тонкозернистых доломитовых пакстоунов, вакистоунов и массивных ламинационных доломитовых мадстоунов.

Слои темнокоричневых доломитов достигают толщины 0,5-5 м. Крупнозернистые доломиты распространены в нижней части разреза. Для светло-серых тонкозернистых доломитов характерны текстуры эрозии и заполнения. Для средней и верхней части разреза свиты, главным образом для темнокоричневых слоев доломитов характерна биотурбация. Пакеты светло-серых тонких ламинационных средне- и толстослоист-

тых тонкозернистых доломитовых грейнстоунов и мадстоунов имеют мощность в несколько метров. Местами в них наблюдается мелкомасштабная косая слоистость. Различно окрашенные слои придают этой свите вид чередующихся разноцветных пакетов. Мощность бугульской свиты достигает 250–400 м. Осадочные обстановки свиты представляли собой интрапайдал (темно-коричневые строматолитовые и ленточные доломиты, крупнозернистые и брекчевые доломиты с размытым основанием, похожим на интрапайдалные каналы), супратайдал (светлосерые тонкие ламинационные косослоистые тонкозернистые доломиты), а также изолированные лагуны, в которых накапливались средне- и тонкозернистые биотурбированные доломиты. Эти карбонатные обстановки образуют мелкомасштабные циклы приливной равнины. Какие-либо органические остатки в этой свите отсутствуют и возраст бугульской свиты условно принимается как среднекембрийский – третий отдел и частично низы фуронгского отдела, потому что она располагается между алажарской свитой нижнего-среднего кембрия и карашатской свитой верхнего кембрия. Основание свиты хорошо коррелируется с подошвой актасской свиты, хорошо охарактеризованной фауной агностидных трилобитов в Кыршабактинском разрезе.

Карашатская свита. Свита была выделена вблизи фосфоритового месторождения Карашат, как подсвита шабактинской свиты Э.А. Егановым [6]. Большинство обнажений свиты располагается в Центральной фациальной зоне в большекарийском и малокарийском тектонических блоках, а некоторые на северо-востоке и на юго-западе. Стратотип карашатской свиты располагается в долине реки Шабакты около фосфоритовых месторождений Карашат и Джилан. Представительный разрез также обнажается вдоль северо-западного борта реки Беркуты в горах Уль-кен-Актау. В центральной и северо-восточной фациальных зонах карашатская свита согласно перекрывает бугульскую. В этих зонах нижняя граница свиты определяется по уровню, где переслаивающиеся пакеты темно-коричневых доломитов и светлосерых тонкозернистых доломитов (доломитовых мадстоунов) бугульской свиты сменяются монотонными долларенитами и мелкогалечными доломитовыми брекчиями и конгломерато-брекчиями. Верхняя граница карашатской свиты располагается на уровне первого по-

явления толстослоистых известняков и по резкому сокращению количества доломитов в Центральной фациальной зоне. Карашатская свита перекрывается унгурсайской свитой. В юго-западной фациальной зоне, верхняя граница карашатской свиты обрезана разломом. Она представлена серыми и темно-серыми средне- и крупнозернистыми доломитовыми грейнстоунами и мелкогалечными доломитовыми брекчиями, иногда с текстурами асимметричной ряби и среднемасштабной косой слоистостью. Некоторые части разреза представляют собой переслаивание светлых доломитовых мадстоунов и темно-коричневых долларенитов, похожих на отложения бугульской свиты, но с косой слоистостью и более грубозернистые.

Мощность карашатской свиты 500–700 метров и в ней каких-либо органических остатков не отмечается. Ее возраст определяется как верхнекембрийский, так как она перекрывается унгурсайской и шошкабулакской свитами, по комплексу фауны трилобитов, конодонтов и хитинозой датируемых нижним ордовиком и тем, что она коррелируется с бестогайской свитой, хорошо охарактеризованной разнообразной фауной трилобитов, конодонтов и беззамковых брахиопод и распространенной в аксайском блоке.

Унгурсайская свита. Она образована массивными, светло-серыми и белыми крупнокристаллическими доломитами, с единичными прослойями темно-серых биотурбированных доломитов и доломитовых брекчий, а также линзами и тонкими прослойками коричневых, красновато-коричневых и красных массивных кремней. В шлифах наблюдаются теневые ооиды и пеллеты, заполняющие мелкие неправильные пустоты со шпатовым кальцитом. Кристаллические доломиты достигают максимальной мощности до 450 м в северо-западной и центральной частях малокарийского тектонического блока.

В северо-восточной фациальной зоне, главным образом на северо-западе аксайского блока, в разрезе унгурсайской свиты преобладают известняки и она перекрывает здесь бестогайскую свиту. Нижняя часть разреза представлена известняковыми грейнстоунами и пакстоунами с прослойями вакистоунов и мадстоунов и линзами водорослевых известняков, а также пластов доломитов. Верхняя часть разреза представлена переслаиванием массивных кристаллических доломитов с небольшими эпифитоновыми биогермами

и биостромами. В Батыrbайском разрезе также обильны биотурбированные известняки.

Мощность унгурсайской свиты в центральной фациальной зоне достигает 400-500 м. В северо-восточной фациальной зоне ее мощность уменьшается со 150 до 50 метров на северо-запад.

Обильные мелководные текстуры, сравнительно грубозернистый материал и водорослевые биогермы свидетельствуют, что осадконакопление происходило в супратайдальных и мелководных субтайдальных обстановках и окраины карбонатной платформы.

Характерным признаком свиты является присутствие здесь кристаллических «сахаристых» доломитов. Фауна, собранная в северо-западной части аксайского тектонического блока определяет, что нижняя граница отвечает основанию tremadокского яруса нижнего ордовика. Верхняя граница свиты отвечает верхам tremадокского яруса (трилобитовой зоне *Szechuanella-Apatokephalus*) [5].

Актасская свита. Представлена темно-серыми, серыми и черными тонкослоистыми с буро-вато-лиловым оттенком известняковыми сланцами, мадстоунами и реже вакистоунами, с тонкой параллельно слоистой текстурой. Свита выделяется в основании среднекембрийской части Кыршабактынского разреза и трангрессивно, проградационно ложиться на отложения алажарской свиты, сложенной субтайдальными плитчатыми доломитами. Мощность свиты составляет 80-100м. Свита также присутствует и в периферической фациальной зоне, но очень плохо обнаружена и вскрывается в основном канавами и мелкими скважинами. В отложениях свиты присутствует богатый комплекс трилобитов с видами-индексами *Peronopsis ultimus* и *Ptychagnostus intermedius*, что позволяет коррелировать эти отложения с 5-м ярусом 3-го отдела кембрия, до сих пор не имеющим названия или с ленским и тиесайским региональными ярусами Общей стратиграфической шкалы старой версии [4, 8].

Жумабайская свита. Эта свита определяется, как свита черных тонких ламинационных известняковых мадстоунов. Жумабайская свита сложена монотонными известняками, которые обнажаются во многих местах северо-западной и периферической фациальных зон. Стратотип свиты располагается в двух местах. Первый, обнаружается в аксайском тектоническом блоке по реке

Кыршабакты, где присутствует нижняя часть свиты. В ушбулакском блоке, располагается па-растратотип жумабайской свиты, с наиболее полным разрезом.

Основание свиты отчетливое, но местами с постепенным переслаиванием известняков актасской свиты. Её кровля перекрывается бестогайской свитой.

Жумабайская свита представлена монотонным переслаиванием черных и темно-серых тонких ламинационных известняковых мадстоунов, прослоенных многочисленными слоями коричнево-красных и желто-красных известняковых мадстоунов. В самых верхах свиты иногда присутствуют средне-слоистые обломочные карбонатные турбидиты.

Эта свита накапливалась в глубоководных обстановках. В северо-восточной фациальной зоне она имеет минимальную мощность, менее 90 м, а периферической фациальной зоне ее мощность увеличивается, достигая 350 м.

От северо-восточной до периферической фациальной зоны возраст жумабайской свиты изменяется. В первой из них во многих обнажениях обнаружены космополитные трилобиты от FAD *Ptychagnostus atavus*, *Lejopyge laevigata* и до FAD *Glyptagnostus reticulates* друмского и гужангского ярусов 3-го отдела кембрия, а верхи отвечают основанию пайбианского яруса фуронгской серии. В последней фациальной зоне трилобитовая зональность в деталях не изучена. Только в нескольких точках была обнаружена верхнекембрийская фауна верхов зоны основания кембрийского яруса 10 или аксайского регионального яруса. По простиранию ушбулакского блока в разрезе Батыrbай-булак были обнаружены tremadокские трилобиты зоны *Dikelokephalina*. Следовательно возраст этой свиты является диахронным от кровли нижней трети третьего отдела кембрия в аксайском блоке (северо-восточная фациальная зона) до низов ордовика (начала tremадокского возраста) в ушбулакском блоке (периферическая фациальная зона).

Бестогайская свита. Бестогайская свита представляет собой последовательность карбонатных отложений гравитационных потоков [11]. Здесь присутствуют отложения карбонатных брекчий дебрисовых потоков, зерновых потоков и турбидитов, которые переслаиваются с известняковыми мадстоунами и мадстоунами с обильными текстурами биотурбации. Бестогайская

свита распространена в северо-восточной и периферической фациальных зонах, главным образом на северо-восточном и юго-западном окончании в аксайском блоке и в северо-западной части ушбулакского блока.

Бестогайская свита согласно перекрывает жумабайскую свиту и только в аксайском блоке, перекрывается унгурсайской свитой. Нижняя граница свиты определяется по первому слою брекчий. Кровля свиты ограничивается первым водорослевым биогермом, а также по исчезновению брекчий и появлению доломитовых грейнстоунов. Как нижняя, так и верхняя границы свиты диахронные.

Последовательность свиты состоит из дебрисных известняков от мадстоунов до брекчий с крупными переотложенными блоками, которые переслаиваются с ламинационными известняками. Осадочные текстуры и структуры показывают, что осадконакопление происходило в обстановках склона с фэновой системой. Наиболее полные разрезы (Кыршабакты и Батыrbай) свиты в северо-восточной фациальной зоне позволяют разделить ее на четыре пачки, представляющие типовую фациальную последовательность обрамление фэна (покровы лопастей), рассеивающие каналы, питающие каналы и верхнюю часть склона.

Нижняя пачка хорошо обнажена в разрезе Кыршабакты, достигая здесь мощности 245 м, где градационнослоистые известняковые пакстоуны и небольшие слои брекчий, переслаиваются с биотурбированными известняковыми мадстоунами и вакистоунами, прослоенными глинистыми известняками.

Вторая пачка имеет мощность около 105 м и слагается слоями известняковых брекчий толщиной 0,5-1,5 м. Они переслаиваются с зернистыми известняковыми турбидитами и в меньшей степени с биотурбированными или тонкими ламинационными известняковыми мадстоунами. В основании этой пачки в Кыршабактинском разрезе присутствует крупный оползневой блок размером 10x400 м.

Следующая пачка имеет мощность 120-200 м и характеризуется толстыми слоями брекчий дебрисовых потоков с крупными фрагментами водорослевых и мелководных карбонатов. Мощность отдельных слоев достигает 3-5 м и более. Глыбы мелководных известняков достигают в размере нескольких метров. Для пластов харак-

терны канальные формы ложа, срезающие несколько метров последовательности подстилающих пород. Эта пачка хорошо представлена на разрезе Батыrbай между отметками -20 и нулевой отметкой.

Верхняя пачка бестогайской свиты имеет мощность в 60 м и слагается биотурбированными известняковыми вакистоунами и мадстоунами с редкими турбидитами и пластами брекчий. Брекчевые пласти с аллохтонными блоками водорослевых и мелководных известняков здесь отсутствуют.

В периферической фациальной зоне свита подразделяется только на две части. Мощность нижней пачки 170 м и она состоит из переслаивающихся пластов брекчий, толщиной 0,5-3 м, тонко- и среднезернистых карбонатных турбидитов и темносерых и черных тонких ламинационных известняковых мадстоунов, которые иногда прослаиваются желтыми тонкосолистыми глинистыми мадстоунами. Верхняя пачка бестогайской свиты здесь слагается тонкозернистыми известняковыми мадстоунами *in situ*, переслаивающиеся с тонкозернистыми известняковыми турбидитами,

Отложения бестогайской свиты заключают многочисленную трилобитовую фауну, по которой установлены диахронные границы этой свиты. В северо-восточной фациальной зоне нижняя граница располагается в фуронгском отделе кембрия (трилобитовая зона *Agnostotes orientalis*) или джаншанском (сузакском) ярусе. Верхняя граница здесь диахронно изменяется по возрасту с юго-востока на северо-запад. Около месторождения Аксай эта граница не пересекает среднего-верхнего кембрия. В разрезе по реке Кыршабакты она продолжается до верхнекембрийской трилобитовой зоны *Trisulcagnostis trisulcus*. Однако в Батыrbайском разрезе кровля бестогайской свиты отвечает трилобитовой зоне *Dikelokephalina*, основания тремадока самых низов ордовика. В периферической фациальной зоне нижняя граница отвечает тремадокской трилобитовой зоне *Dikelokephalina*. Точный возраст верхней границы бестогайской свиты в этой зоне не известен. Тем не менее, конодонты обнаруженные в средней части свиты имеют нижнеордовикский возраст (верхи аренига) и возраст бестогайской свиты по фаунистическим данным среднекембрийский-нижеордовикский.

Шошкабулакская свита. Шошкабулакская свита была выделена из состава шабактинской свиты Э.А.Егановым и др. [13], как самое древнее подразделение разреза Малого Карагатуя. Эта свита распространена только в юго-западной фациальной зоне по простирианию на расстоянии в 25 км. Кровля свиты ограничивается появлением первого пласта серых строматолитовых известняков вышележащей актауской свиты.

Стратиграфическая последовательность шошкабулакской свиты, также как и бестогайской свиты разделяется на четыре пачки, в соответствии с моделью карбонатного подводноморского фэна. Нижняя пачка слагается темно-серыми до черных тонко- и среднеслоистыми известняковыми мадстоунами, прослоенными пластами мелких плоскообломочных брекчий. Вторая пачка представлена пластами темно-серых и красных плоскообломочных брекчий с прослойями тонких ламинационных известняковых мадстоунов черного цвета. Брекчии представляют собой пласти амальгамированных дебрисовых потоков, изменяющейся мощности (0,2-0,5 до 1,5 м) с прослойями слоистых грейнстоунов. Пласти брекчий эродируют основанием нижележащие слоистые известняки. Верхи пачки слагаются толстослоистыми оолитовыми грейнстоунами с градационной слоистостью. Следующая пачка в основании представлена амальгамированными дебрисовыми потоками с крупными фрагментами мелководных карбонатов. Обломки и фрагменты имеют неправильную форму. От средней части пачки до кровли располагается крупный переотложенный оползневой блок, размером 10x30 м. Последняя пачка представлена переслаивающимися пластами брекчий с мелкими фрагментами и темными тонкослоистыми известняковыми мадстоунами. В самых верхах пачки количество пластов брекчий уменьшается и последовательность состоит из средне и крупнозернистых известняковых турбидитов и темно-серых ламинационных известняковых мадтоунов.

Общая мощность свиты достигает 650 метров.

Возраст отложений отвечающих шошкабулакской свите сначала рассматривался как раннепалеозойский, но позднее она датировалась как позднерифейская по онколитам и положению в разрезе под нижнекембрийской чулактауской и верхнерифейской тогузбайской свитами [7, 13]. При геологических исследованиях 1985-88 гг. [14]

здесь были обнаружены раннеордовикские хитинозои очень хорошей сохранности *Conochitina simmetrica*, *Conochitina aff. coelandea*, *Desmochitina bulla*, *Desmochitina minor*, *Lagenochitina ex gr. obelis*, *Eremochitina aff. E.calbyensis*, *Jenkinchitina ex gr. actonica*. Также установлена разломная природа шошкабулакской свиты и перекрывающей ее актауской свиты с верхнерифейской тогузбайской свитой. Фауна хитинозой и литологическое сходство шошкабулакской и бестогайской свит подтверждает раннеордовикский возраст шошкабулакской свиты.

Актауская свита. Актауская свита была выделена Э.А.Егановым [6], как подсвита шабактинской свиты. Актауская свита представлена во всех фациальных зонах за исключением периферической. Наиболее полный и представительный разрез актауской свиты обнажается вдоль северо-западного склона реки Беркуты в горах Уль-кен-Актау. Актауская свита согласно перекрывает унгурсайскую свиту в центральной и северо-восточной фациальных зонах, а в юго-западной фациальной зоне – шошкабулакскую свиту. Нижняя граница свиты располагается на уровне первого появления толстослоистых водорослевых известняков и где резко уменьшается количество доломитов. В юго-западной фациальной зоне эта граница определяется по появлению строматолитового известняка и мелководных детритовых известняков. Верхняя граница актауской свиты обнажается только в аксайском тектоническом блоке, где на нее налегают зеленые терригенные песчаники жирыкаузской свиты.

В стратотипическом районе нижняя часть актауской свиты состоит из темно-серых и серых известняковых грейнстоунов с косослоистыми текстурами и асимметричными знаками ряби, которые переслаиваются с известняковыми пеллоидными пакстоунами и вакистоунами. Выше состав свиты изменяется в переслаивающиеся доломитовые крупнозернистые дологрейнстоуны, известняковые пакстоуны и вакистоуны, биотурбированные мастроуны и вакистоуны с пластами строматолитов. Вверху пачки присутствуют массивно слоистые и детритовые известняки с несколькими пластами доломитов. Для этих известняков характерны текстуры заполнения небольших полостей шпатовым кальцитом.

Верхняя часть актауской свиты, мощностью 450 м, слагается пластом светло-серых и белых

массивных биогермных известняков и толстослоистых мадстоунов с прослойми пеллоидных известняковых грейнстоунов и пакстоунов. Также здесь присутствуют строматаксисовые текстуры и фрагменты водорослей.

В малокарийском блоке нижняя часть актауской свиты представлена кристаллическими доломитами, похожими на доломиты карашатской свиты. Но в них присутствуют прослои известняков, что и является основным признаком свиты. В верхней части свиты здесь преобладают водорослевые и обломочные известняки. В аксайском блоке актаусская свита состоит из монотонных массивных светло-серых пеллоидных известняков, в нижней части разреза переслаивающиеся с биотурбированными известняками (разрез Батыrbай) или представлена переслаиванием доломитов и светлых известняков. В юго-западной фациальной зоне актаусская свита достигает мощности 150 м и состоит из светло-серых мелкогалечных известняковых конгломератов и строматолитовых известняков, в которых присутствуют нижне-среднеордовикские хитинозои [14]. Раньше эти породы описывались как верхнерифейские и относились к тогузбайской свите.

Общая мощность актауской свиты в пределах северо-восточной фациальной зоны изменяется от 500 до 1000 м. В центральной фациальной зоне, в районе реки Ушбас она достигает 1800 м.

Актауская свита накапливалась внутри центральной мелководной части подводноморской горы, что определяется по обилию мелководных текстур и водорослевым биогермам.

Возраст актауской свиты хорошо определяется как ранне-среднеордовикский (поздний тримадок, арениг и лланвирин) по богатой раковинной фауне ортоцератид, трилобитов [15, 16] и конодонтов [17].

Жирыкаузская свита. Первоначально жирыкаузская свита описывалась, как верхнепротерозойская. Но позднее здесь в терригенных обломочных породах были обнаружены многочисленные граптолиты и брахиоподы по которым установлен ее среднеордовикский возраст [1]. Жирыкаузская свита обнажается вдоль северо-восточного склона Малого Карагату в центральной части хребта. Стратотип свиты располагаются вблизи родника Айдарбулак в 2,5 км к северо-западу от гор Жирыкауз.

Жирыкаузская свита согласно перекрывает водорослевые известняки актауской свиты, или

с резким контактом или с постепенным переслаиванием песчаников и известняков. Нижняя граница располагается в основании первого слоя зеленоцветных песчаников, как правило, он выглядит как уступ в карбонатных породах. Верхняя граница жирыкаузской свиты тектоническая.

Эта свита состоит из алевролитов и аргиллитов коричневого, зеленого и серо-зеленого цвета, со сравнительно небольшим количеством песчаников и известняков. Разрез разделяется на три части. Нижняя пачка представлена переслаиванием зеленовато-серых тонкослоистых алевролитов и светло-серых массивных известняков. Толщина этих переслаивающихся пластов алевролитов и известняков достигает 15-20 м при общей мощности пачки в 110 м. Средняя пачка образует большую часть разреза. Она слагается зелеными и зеленовато-серыми полимиктовыми и кварцевыми алевролитами и песчаниками, образующими толстые монотонные пласти и пласти турбидитов. Толщина турбидитовых пластов достигает 0,2-0,5 м. Суммарная мощность пачки достигает 400 м. Самая верхняя пачка разреза свиты сложена монотонными зеленовато-серыми кварцевыми граувакками, мощностью в 80 м. Суммарная мощность жирыкаузской свиты достигает 550 м.

Среднеордовикский возраст жирыкаузской свиты сопоставляется на беззамковых брахиоподах *Lingnella*, *Elkoniidae*, *Obolidae* и граптолитов *Diplograptidae*. Возраст свиты принимается как лланвирийский-раннекараадокский, в современной номенклатуре – флюянский ярус.

ЛИТЕРАТУРА

- Геология и металлогения Карагату. Том 1. Геология. Алма-Ата, 1986, 240с.
- Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Том 1. Алма-Ата, 1986, 100с.
- Ергалиев Г.Х., Покровская Н.В. Нижнекембрийские трилобиты Малого Карагату. Алма-Ата, 1977, 99с.
- Ергалиев Г.Х. Трилобиты среднего и верхнего кембрия Малого Карагату. Алма-Ата, 1980, 179 с.
- Чугаева М.Н., Аполлонов М.К., Дубининой С.В., Жемчужников В.Г. Батыrbайский разрез южного Казахстана – возможный стратотип границы кембрия и ордовика. В сб. Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя, М., 1989, С. 84-106.
- Cook H.E., Taylor M.E., Ergaliev G.Kh. and others. Comparison of two early Paleozoic carbonate sub-marine fans – Western United States and Southern Kazakhstan,

- Soviet Union. In: Paleozoic Paleogeography of the Western United States II: Pacific Section. J.D.Cooper and C.H.Stevens (eds). SEPM, Book 67, v.2, 1991, p.847-872.
7. Еганов Э.А., Советов Ю.К. Карагатай — модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск, 1979, 190с.
 8. Ергалиев Г.Х, Ергалиев Ф.Г. Агностиды среднего и верхнего кембрия Аксайского Государственного геологического заказника в южном Казахстане. Алматы, 2008, 376с.
 9. Жемчужников В.Г. Литостратиграфия и эволюция бассейнов позднего кембрия и раннего ордовика Малого Карагатая и Северо-Западного Прибалхашья. Автореферат канд. дисс. Алма-Ата, 1990, 24с.
 10. Жемчужников В.Г., Ергалиев Г.Х. Геология осадочных бассейнов хребта Карагатай (Южный Казахстан). Известия НАН РК, Серия геологическая, 2010, №1, С.4-23.
 11. Жемчужников В.Г. Карбонатные брекчии в разрезе верхнекембрийских и нижнеордовикских отложений по логу Батыrbай в Малом Карагатай. Литология и полезные ископаемые, 1986, № 6, С. 76-87.
 12. Миссаржевский В.В., Мамбетов А.М. Стратиграфия и фауна пограничных слоев кембрия и докембрия Малого Карагатая, Тр. ГИН АН СССР, вып.326, Москва, 1981, 92с.
 13. Еганов Э.А., Советов Ю.К., Страхов Г.В. Верхний докембрий Малого Карагатая (Казахстан). Докл. АН СССР. 1975, т.221, №2, С.413-416.
 14. Жемчужников В.Г., Краев О.Н., Заславская Н.М., Ужленов Б.С. Положение джанытасской серии в разрезе Малого Карагатая в связи с находками хитинозой. Известия АН КазССР, Серия геологическая, 1989, №1, С.70-80.
 15. Лисогор К.А. Биостратиграфия тамдинской серии Малого Карагатая. Докл. АН СССР, 1966, т.169, №1, С.184-187.
 16. Аполлонов М.К., Чугаева М.Н. Батыrbайский разрез кембрия и ордовика в Малом Карагатай (Южный Казахстан). Изв. АН СССР, Серия геологическая, 1982, №4, С.36-46.
 17. Дубинина С.В. Конодонты и зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика. М., 2000, 239с.