ҚР ҰҒА-ның Хабарлары. Геологиялық сериясы. Известия НАН РК.
Серия геологическая. 2007. №1. С. 5–16

УДК (551.7.022:551.732):574.4

Н. А. АЗЕРБАЕВ[1]

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО–СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ, ЗОНАЛЬНОСТЬ И ЭТАПНОСТЬ РАЗВИТИЯ ШЫНГЫЗ-ТАРБАГАТАЙСКОЙ ОСТОРОВНОЙ ДУГИ

Палеоазиялық мұхитында орналасқан Шыңғыс-Тарбағатайдың аралдық иінінің даму тарихы, құрылымдық-фациялық зоналықтың геологиясиясы мен фациялары туралы жаңа мағлұматтар келтірілген. Аралдық иіндерге дейінгі және аралдық иіндер кезіндегі сатылар белгіленген. Бірінші оралымға (орта кембрий) иінінің ар жағындағы зонасы жанартаулық иін және иіндік-тренчилік дөлізі (иін алдындағы алап) айқындалған. Соңғысы Аркалық құрылым-фациялық зонасында болған. Орталық және Шығыс Қазақстанның тектоникалық құрылымындағы аралдық иіндегі зоналардың орналасуы айқындалған.

Изложены новые материалы по геологии, фациям, структурно-фациальной зональности и истории развития Шынгыз-Тарбагатайской островной дуги, располагавшейся в Палеоазиатском океане. Выделены доостроводужный и островодужный этапы. Для I цикла (средний – поздний кембрий) установлены задуговая зона, вулканическая дуга и дугово-тренчиевый переход (преддуговой бассейн). Последний был расположен в Аркалыкской структурно-фациальной зоне. Детализировано положение зон островной дуги в тектонической структуре Центрального и Восточного Казахстана.

Newly obtained data on geology, facies, structural-facial zonality and history of the Shyngyz-Tarbagatai island arc, located in the Paleoasian ocean, are presented. Pre-island and island arc stages were specified. For the 1-st cycle (Middle Cambrian) behind arc zone, volcanic arc and arc-trench transition (pre-arc) were determined. The latter was located in the Arkalyk structural-facial zone. Location of the zones of island arc in tectonic structure of Central and East Kazakhstan was elaborated.

Тектоническая природа, строение и место островных дуг в истории Земли по мнению ряда геологов продолжают оставаться одной из актуальных проблем геологии [17]. Изучение островных дуг имеет теоретическое и практическое значение, так как к задуговым бассейнам Урала и других регионов приурочены колчеданные месторождения меди и золота. Поэтому весьма актуальным является изучение фаций и структурно-фациальной зональности Шынгыз-Тарбагатайской островной дуги.

Шынгыз-Тарбагатайская островодужная область расположена в Восточном Казахстане. Она протягивается в северо-западном направлении почти на 700 км, имеет ширину от 70 до 180 км и включает хребты Шынгызтау, Тарбагатай, Акшатау, горы Аркалык, Муржик и Алкамерген. Ведущая роль в ее строении принадлежит вулканогенным, вулканогенно-осадочным и осадочным отложениям раннего палеозоя. С юго-запада она граничит по Балхаш-Шынгызскому разлому с Жонгаро-Балхашской складчатой системой (рис. 1). Северо-восточнее расположена Жарма-Саурская структурно-формационная зона герцинской Иртыш-Зайсанской складчатой области. Северо-восточная граница Шынгыз-Тарбагатайской островодужной области проводится по Калба-Шынгызскому разлому (рис. 1).

В изучение геологии и стратиграфии в разное время большой вклад внесли Р. А. Борукаев, А. А. Арустамов, С. М. Бандалетов, К. Е. Дегтярев, Г. Х. Ергалиев, Т. М. Жаутиков, В. С. Звонцов, Н. К. Ившин, В. Н. Любецкий, Ю. И. Лялин, Г. Ф. Ляпичев, Н. Г. Маркова, А. К. Мейстер, Е. Е. Миллер, М. Б. Мычник, И. Ф. Никитин, Л. Г. Никитина, М. А. Оренбургский, Н. В. Полянский, И. А. Ротараш, С. Г. Самыгин, Н. А. Севрюгин, В. И. Титов и др. Прежде многими геологами хребет Шынгыз рассматривался как геоантиклинорная зона (мегантиклинорий). Здесь,

[1]Казахстан, 050010, Алматы, ул. Кабанбай батыра, 69а,Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева.

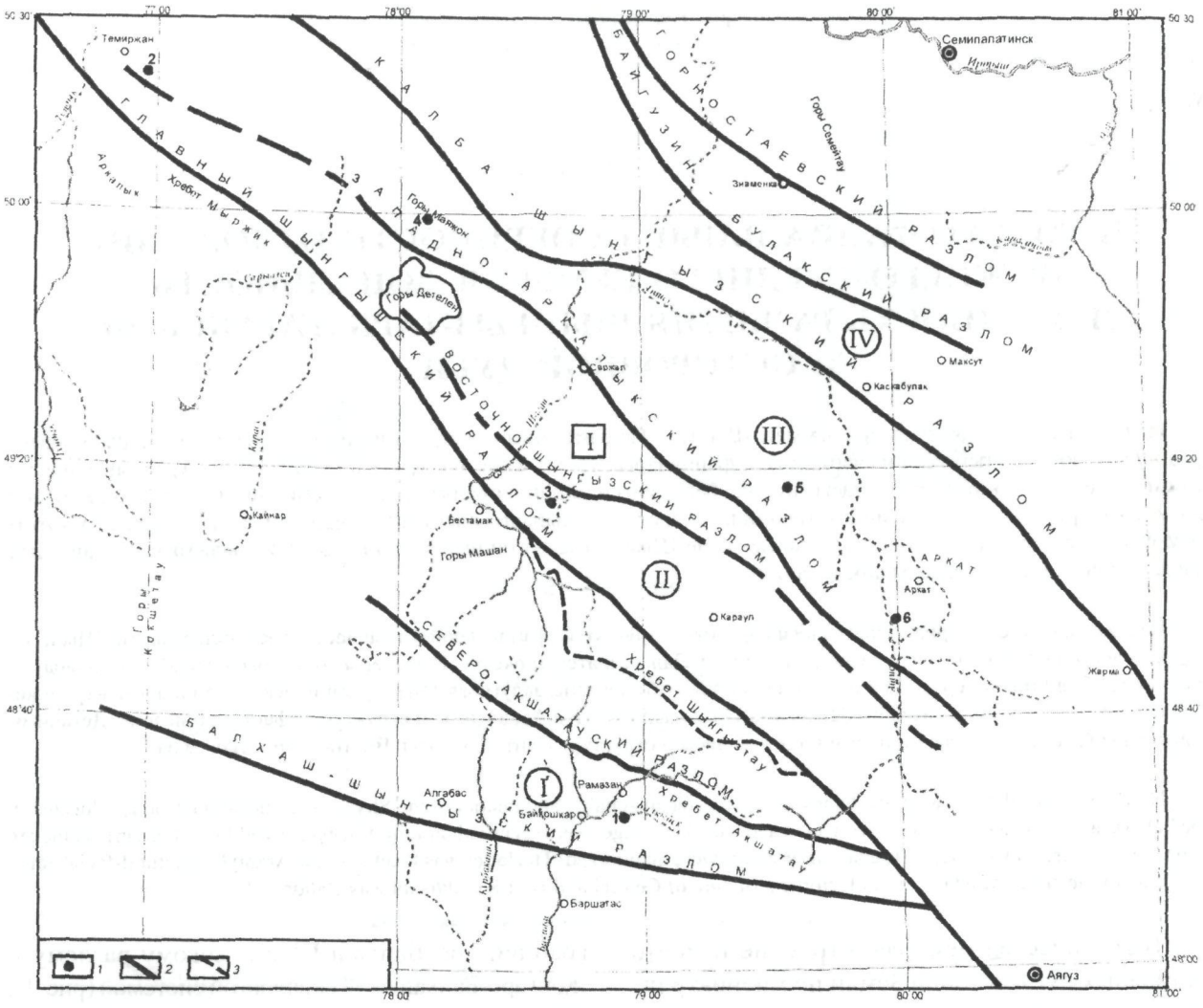

Рис. 1. Структурно-фациальные зоны кембрия Шынгыз-Тарбагатайской островной дуги. Составлено Н. А. Азербаевым с использованием материалов Р. А. Борукаева, Т. М. Жаутикова, Н. В. Полянского, И. А. Ротараша. Структурно-фациальные зоны (римские цифры в кружках): I – Акшатауская, II – Каншынгызская, III – Аркалыкская, IV – Жарма-Саурская; синклинории (римские цифры в квадратах): Шонайский. 1 – места расположения изученных опорных разрезов кембрия: 1 – балкыбекская свита в районе р. Балкыбек; 2 – едрейская свита в районе выс. 437,6; 3 – атейская свита в районе зим. Аскар; 4 – маяжонская свита юго-западнее г. Маяжон; 5 – ирсайская свита в районе зим. Аппак; 6 – чингизтауская свита в районе г. Жусалы; 2 – главные разломы, часть которых разделяют структурно-фациальные зоны; 3 – контур выходов островодужных вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов среднего кембрия и Каншынгызского габбро-плагиогранитного комплекса юго-западнее Главного Шынгызского разлома

начиная с работ группы геологов ИГН под руководством Р. А. Борукаева, выделялись три блока, или антиклинорные структурно-фациальные зоны – Акчатауская, Чингизская и Аркалыкская. Эти зоны являются сложно построенными тектоническими сооружениями, образованными сочетанием складчатых структур и разрывных, в том числе надвиговых, дислокаций. С переходом на концепцию тектоники плит эти зоны стали рассматриваться как части островной дуги. Вопросы геологии Шынгыз-Тарбагатайской островной дуги рассмотрены в работах М. К. Аполлонова, А. А. Арустамова, К. Е. Дегтярева, Н. Л. Добрецова, Л. П. Зоненшайна, В. Н. Любецкого, Г. Ф. Ляпичева, И. Ф. Никитина, О. И. Никитиной, С. Г. Самыгина, И. Л. Фишмана и др. В работах указанных авторов понимание строения и развития островной существенно различаются. Главное различие состоит в том, что указанные авторы по-разному понимают фронтальность дуги и положение задугового и преддугового бассейнов. Важным было установление Г. Х. Ергалиевым и др. [7] отсутствия докембрийских отложений в Каншынгызской зоне. Из этого следу-

ет, что Шынгыз-Тарбагатайская островная дуга была энсиматической, т.е. развивалась на океанической коре.

В Шынгыз-Тарбагатайской островной дуге вулканизм продолжался с раннего кембрия до раннего силура. По мнению С. Г. Самыгина [26], здесь имели место 3 цикла развития островной дуги. При этом в каждом цикле могли меняться положение вулканической дуги и задугового бассейна. Поэтому для каждого цикла могла существовать своя структурно-фациальные зональность. В этой статье речь пойдет о раннем и среднем кембрии. На этом отрезке времени нами выделяются доостроводужный этап и I цикл островодужного этапа. На этих этапах Шынгыз-Тарбагатайская островная дуга располагалась в западной части Палеоазиатского океана.

Расположение фаций в разрезах и этапность развития островной дуги основаны на стратиграфической схеме кембрийских отложений, разработанной Р. А. Борукаевым, Н. К. Ившиным, Г. Х. Ергалиевым, Т. М. Жаутиковым и дополненной материалами, полученными при стратиграфо-палеонтологическом и литостратиграфическом изучении опорных разрезов кембрия, в которых участвовал автор (2002–2005 гг.). Последние позволили впервые разработать стратиграфию кембрийских отложений Аркалыкской зоны [8]. Новые материалы по литологии и фациям, полученные при изучении опорных разрезов, позволили не только установить обстановки седиментации, но и детализировать структурно-фациальную зональность и восстановить особенности развития островной дуги и ее частей. Этим самым выполнена одна из главных задач науки – получение наибольшей информации из максимального количества фактов. Этому способствовало использование материалов по геологии и осадконакоплению современных островных дуг, полученных при глубоководном бурении, сейсмопрофилировании, изложенных в работах Дж. П. Кеннета [15], О. К. Леонтьева [17], И. О. Мурдмаа [19], В. Е. Хаина [30], И. В. Хворовой [31] и др.

Доостроводужный этап. Он характеризуется формированием известняково-базальтового комплекса балкыбекской свиты раннего кембрия, расположенного в Акшатауской структурно-фациальной зоне (рис. 1). По данным Т. А. Херасковой и М. М. Стецюры, по петрохимическим свойствам это слабо дифференцированные мин-далекаменные, иногда пироксеновые порфировые и афировые толеитовые базальты, редко андезито-базальты. По соотношению общей щелочности и кремнекислотности эти породы отнесены к щелочным оливиновым базальтам. Петрохимическая эволюция вулканитов балкыбекской свиты выражена в смене низкокалиевых толеитов базальтами повышенной щелочности. Вулканические образования несут характерные признаки постепенного уменьшения глубины бассейна, в котором происходили вулканические излияния: афировые лавы сменились миндалекаменными, что свидетельствует об уменьшении парциального давления воды, в верхней части разреза увеличилась эксплозивность, появились туфоизвестняки и известняки. Т. А. Херасковой [33] высказано мнение, которое разделяет автор, что базальты балкыбекской свиты по петрохимическим особенностям наиболее близки к базальтам глыбовых поднятий океанов. Аналогичные поднятия известны сейчас в западной части Тихого океана. По Т. И. Фроловой, И. А. Буриковой [29], такие внутриплитные океанские поднятия часто располагаются вдоль или вблизи разломов и на вулканических плато.

В верхней части балкыбекской свиты нами впервые выделены 2 фации иловых холмов. В. Г. Кузнецовым [16] предложено разделять рифы на 2 группы: каркасные, основой которых является твердый каркас, обычно образованный колониальными организмами, и бескаркасные рифы, где такой каркас отсутствовал. Это аналоги уолтсортских фаций или иловых холмов [27] (mud maund в англоязычной терминологии).

Выполненный литолого-фациальный анализ базируется на комплексе генетических признаков, в том числе на детальном петрографическом изучении шлифов, на текстурном анализе, анализе условий обитания ископаемой фауны, сравнении с современными и древними морскими и океанскими фациями. Под фацией понимаются «физико-географические условия образования осадков и сами осадки, образовавшиеся в данной обстановке» [1]. Как и в других работах по фациальному анализу, принята система буквенной индексации фаций. Первые несколько букв обозначают обстановку седиментации. Знаком тире отделена вторая часть индекса, означающего состав осадков. Выделенные фации отвечают IV мезофациальному уровню организации

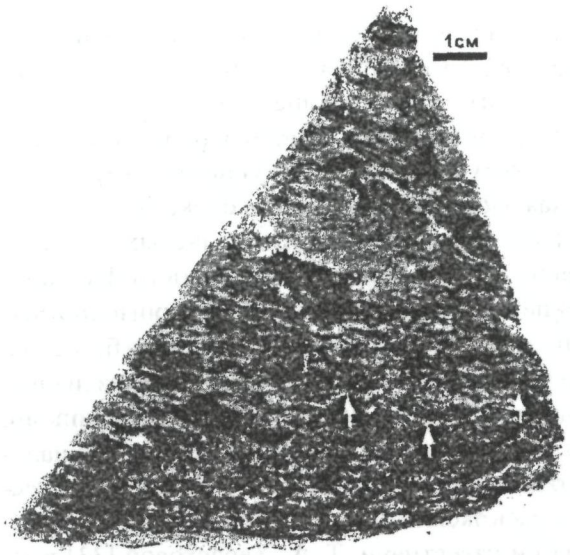

Рис. 2. Обломочный известняк гравийной размерности (флаутстоун) с неслоистой пятнистно-брекчиевидной текстурой. Видны включения темно-серых и светло-серых удлиненных обломков с извилистыми и заливообразными границами. В нижней части стрелками показан фрагмент мелкой асимметричной ряби. Обр. 1246. Фотография полированной поверхности. Разрез балкыбекской свиты по р. Балкыбек

океанских фациальных систем по И. О. Мурдмаа [19]. В структурно-фациальных зонах выделяются фациальные комплексы. Под ними понимаются ассоциации пород, состоящие из характерного их набора (парагенеза пород), сформированного в определенной ландшафтной обстановке [32]. Они соответствуют макрофациальному уровню организации океанских фациальных систем по И. О. Мурдмаа [19]. Текстуры описаны по классификации и методике, разработанным Л. Н. Ботвинкиной [2].

Фация иловых известковых осадков водорослевых холмов – ВХ-ИИ. Отложения этой фации состоят из тонкозернистых (кальцисилтитов), микрозернистых (микритов) и водорослевых комковатых известняков, своеобразных обломочных известняков (флаутстоунов) с тонкозернистой основной массой (рис. 2). В шлифах видны водорослевые корочки с реликтами стелющихся трубочек и ветвей водорослевых корочек. Встречается неравномерно распространенный пирокластический материал. Преобладает от тончайшей до тонкой горизонтальная слоистость. В обломочном известняке (рис. 2) гравийной размерности установлена брекчиевидная текстура. Неправильная форма обломков свидетельствует о том, что они попали в осадок в нелитифицированном состоянии. Такие седиментационные брекчии характерны для краевых частей иловых холмов и образуются благодаря оползневым процессам на их склонах [27]. В брекчиях нами установлена асимметричная рябь волнения с параметрами: длина волны l=2,4 см; высота h=0,4–0,6 см; индекс ряби $l:h$=6–4; длина пологого склона ряби $дп$=1,4 см; длина крутого склона ряби $дк$=0,8 см; показатель асимметрии $дп:дк$=1,75 (рис. 2). Эта рябь встречена только в одном случае. Поэтому образование такой мелкой ассиметричной ряби наиболее правильно связывать с эпизодическим проникновением на умеренные глубины штормовых волн.

Отложения фации ВХ-ИИ встречены в виде линзовидных тел толщиной от десятков сантиметров до 2, 25 м. Эта фация сформировалась на умеренных глубинах. Преобладание тонкой горизонтальной слоистости свидетельствует о том, что эта фация образовалась ниже действия обычных волн. Образование мелкой асимметричной ряби связано с воздействием экстремальных волн, вызванных сильными штормами, землетрясениями и цунами. По данным разных авторов [9, 23], такие волны воздействуют на донные осадки на глубинах до 100–180 м. Водоросли – фотосинтезирующие организмы, поэтому глубину формирования этой фации следует ограничить нижней границей фотосинтеза. В. П. Масловым [18] отмечено, что водоросли обитают в хорошо освещенных частях бассейнов и опускаются до глубин 100–180 м. Мы видим, что нижняя граница фотосинтеза и глубина воздействия на осадки экстремальных штормовых волн примерно совпадают. Верхняя граница проводится по предельной глубине обитания археоциат. Об этом будет сказано ниже. Поэтому наиболее вероятно, что фация ВХ-ИП формировалась на глубинах от 180 до 100 м.

Фация иловых известковых осадков археоциатово-водорослевых холмов АВХ-ИИ. Отложения этой фации расположены в самой верхней части разреза известняково-базальтового комплекса балкыбекской свиты. Они состоят из серых, розовато-серых, серо-вишневых и вишневых сгустковых водорослевых (байндстоунов), тонкозернистых (кальцисилтитов), микрозернистых (микритов) и пелитоморфных известняков. Некоторые сгустковые водорослевые известня-

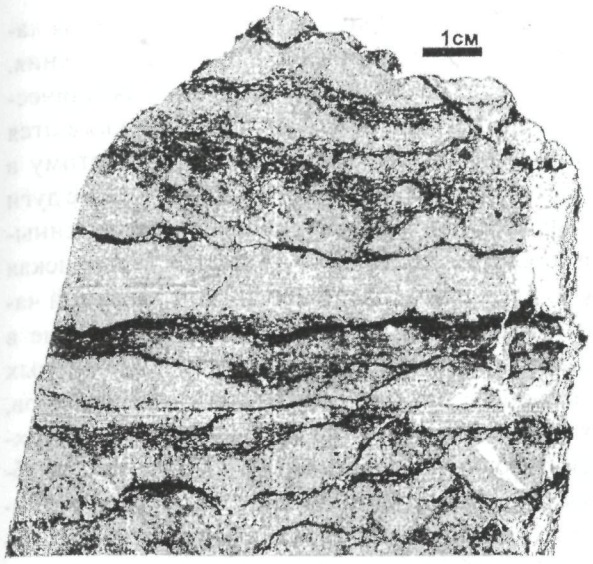

Рис. 3. Известняк с петельчатой текстурой. Видны неправильные границы слоев, образующие петельчатую текстуру. Обр. 1286. Фотография полированной поверхности. Разрез балкыбекской свиты в районе р. Балкыбек

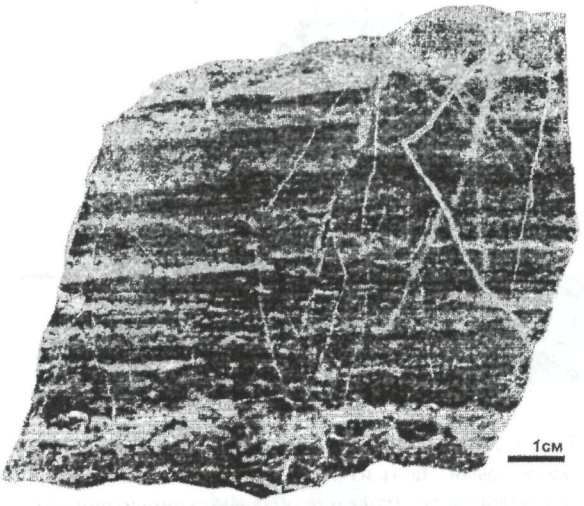

Рис. 4. Известняк с горизонтальной неравномерной простой, большей частью неправильной слоистостью. Видны светло-серые прерывистые слои микритов. Вероятно, их верхняя граница неправильная извилистая. Эти слои походят на водорослевые корочки. Обр. 1279. Фотография полированной поверхности. Разрез балкыбекской свиты в районе р. Балкыбек

ки состоят из мелких сгустков и комочков карбоната 0,02–0,06 мм. По А. Хаддингу [4], образование таких известняков связано с жизнедеятельностью водорослей и бактерий.

В этой фации тонкая и очень тонкая горизонтальная слоистость сочетается с петельчатой (рис. 3) и неправильной горизонтальной (рис. 4). Широкое развитие петельчатых текстур описано М. Д. Булгаковой [3] в водорослевых известняках ордовика северо-востока России. Очень сходная неправильная горизонтальная слоистость описана Н. М. Задорожной [12] в кембрийских органогенных постройках Восточных Саян, где такая текстура приурочена к пониженным участкам между биогермами.

В отложениях этой фации встречены скопления археоциат, а в шлифах – многочисленные остатки водорослей. Среди археоциат определены *Dictiocyathus sp., Protopharetra* и др. Т. М. Жаутиковым и И. Т. Журавлевой [11] отмечен угнетенный облик археоциат. В составе биогермов и биостромов, по определению М. Б. Гниловской [11], преобладали водоросли *Epiphyton, Renalcis, Girvanella.*

Мощность отложений фации АВХ-ИИ в опорном разрезе составляет от 2,6 до 7 м. Тела известняков имеют линзовидную форму. Их мощность часто меняется, и они быстро выклиниваются.

Фация АВХ-ИИ состоит из калиптр, часто в виде желваков (рис. 5), биогермов и биостромов. Они сложены водорослево-бактериальными известняками, в образовании которых, по мнению В. Г. Кузнецова [16], значительная роль принадлежала циано-бактериальным организмам. Археоциаты не образовывали твердого каркаса. Водоросли были продуцентами, улавливателями и закрепителями иловых известковых частиц.

Фация АВХ-ИИ формировалась на небольших глубинах. Присутствие обломочных разностей известняков, неправильной горизонтальной слоистости свидетельствует о том, что в обстановку седиментации периодически проникали волнения и течения. Угнетенный облик археоциат позволяет предположить, что нижняя граница формирования фации АВХ-ИИ находилась на предельной глубине обитания археоциат. По мнению А. Ю. Розанова [24], эта величина, вероятно, не превышала 100 м. Поэтому можно полагать, что эта фация образовалась на глубинах от нескольких десятков метров до 100 м.

Охарактеризованные фации иловых холмов чередуются в разрезе с покровами лав и пластами туфов. Это значит, что в кратковременные перерывы между извержениями формировались иловые холмы.

Таким образом, известняково-базальтовый комплекс балкыбекской свиты, сформировавший-

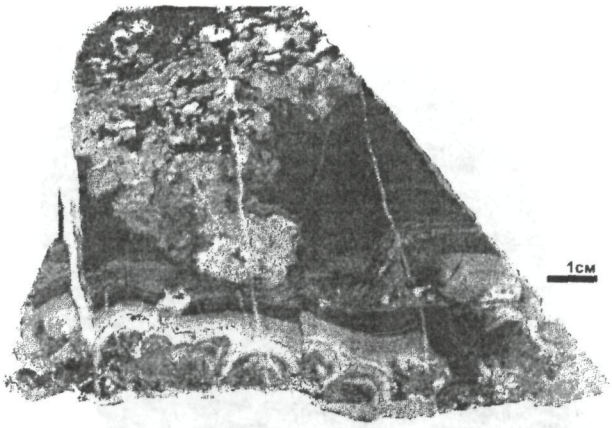

Рис. 5. Микритовый и криптозернистый известняк с калиптрами. Часть из них – водорослевые желваки. В нижней части штуфа они обладают концентрически зональной слоистостью. Обр. 39. Фотография полированной поверхности. Разрез балкыбекской свиты в районе р. Балкыбек

ся на доостроводужном этапе, представляет собой регрессивную серию вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных образований. Образование этого комплекса происходило на фоне постепенного возвышения внутриокеанического поднятия, на котором, вероятно, располагалась не только Акшатауская, но Каншынгызская зоны. Возможно, образование такого поднятия и его постепенное вздымание были связаны с началом режима регионального сжатия, которое при дальнейшем развитии привело к образованию островной дуги.

Островодужный этап. Предлагаемая схема структурно-фациальной зональности островодужной области основана на актуалистических материалах по геологии и строению островных дуг, зональности распространения фаций и фациальных комплексов вулканической дуги и преддугового бассейна в среднем и позднем кембрии. Каншынгызская зона была энсиматической вулканической дугой – субаквальным островодужным поднятием (рис. 1, 6). Вначале среднего кембрия здесь сформировалась вулканогенная атейская свита нижней половины, в основании которой присутствует пачка тонкозернистых песчаников и алевролитов. Лавы атейской свиты состоят из диопсид-порфировых базальтов. По данным М. М. Стецюры, вулканиты атейской свиты по петрохимическим свойствам относятся к толеитовой и известково-щелочной сериям. Вулканический процесс развивался гомодромно и образует ряд от толеитовых к известково-щелочным базальтам. Такие толеитовые базальты характерны для островных дуг простого строения. Эти дуги развиваются при субдукции океанической коры под океаническую. Они располагаются как бы «выдвинутыми» в океан [7], поэтому в классификациях В. Е. Хаина [27] и др. такие дуги называются внутриокеанические. Современными аналогами таких дуг являются Марианская дуга, дуга Тонга, расположенные в западной части Тихого океана. Стратиграфически выше в Каншынгызской зоне следуют лавы андезитовых порфиритов, липаритовых и дацитовых порфиров, их туфолав и туфов зербкызылской свиты верхней половины амгинского яруса среднего кембрия [10]. Эти эффузивы прорваны комагматичным Каншынгызским (раннесалаирским по Г. Ф. Ляпичеву) габбро-плагиогранитным комплексом. Такие комплексы характерны для энсиматических островных дуг [22]. Сходные небольшие тела габбро и плагиогранитов описаны Д. Робертсом и др. [25] на активной окраине океана Япетус в каледонидах Центральной Норвегии, а также на Алеутской вулканической дуге.

В истории вулканических дуг выделяются конструктивные и деструктивные фазы. Первые характеризуются активизацией магматизма и ростом вулканических сооружений, вторые денудацией, иногда с последующим погружением [31]. Амгинский век среднего кембрия был конструктивной фазой I цикла развития этой островной дуги. В конце амгинского века произошло поднятие части вулканической дуги выше уровня океана в виде острова. В начале майского века произошло постепенное погружение острова. Об этом свидетельствует несогласное налегание чингизтауской свиты нижней половины майского яруса на эффузивы зербкызылской свиты и плагиограниты Кан-Чингизского комплекса в бассейне р. Кольденен, а также и трансгрессивный характер отложений чингизтауской свиты в Каншынгызской зоне. Выше залегает кремнисто-туфогенная толща верхнего кембрия–нижнего ордовика [5]. Конец амгинского, майский век и первая половина позднего кембрия, а возможно весь поздний кембрий и ранний ордовик, были деструктивной фазой I цикла развития этой островной дуги.

Следует отметить, что вулканогенные и осадочно-вулканогенные комплексы атейской, зербкызылской свит вместе с прорывающим их комплексом габбро-плагиогранитов слагают также крупное поле юго-западнее Главного Шынгызс-

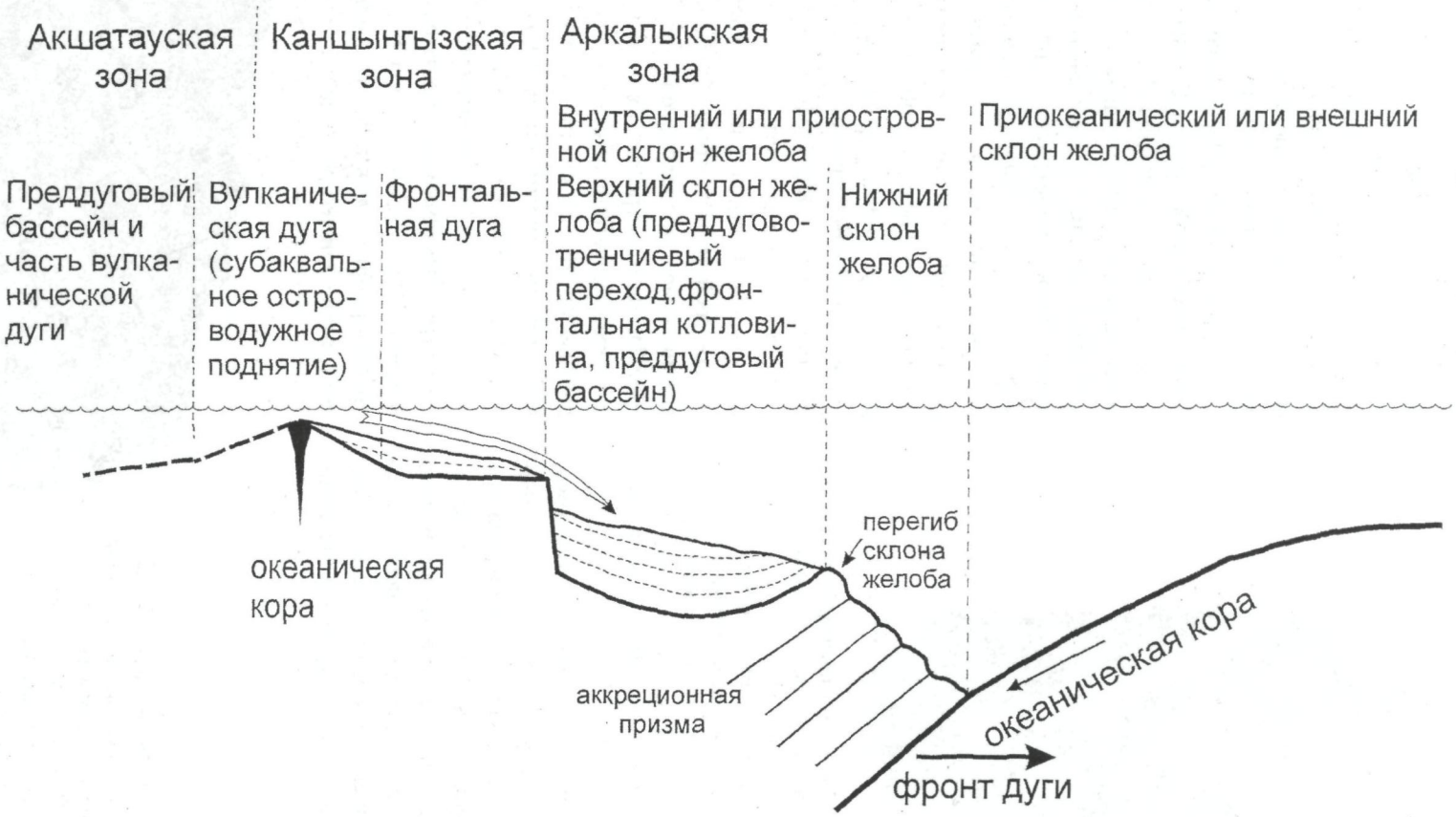

Рис.6. Поперечная модель Шынгыз-Тарбагатайской островной дуги с главными структурно-морфологическими элементами и седиментационными бассейнами (структурно-фациальными зонами) для I цикла развития (средний кембрий). Составил Н. А. Азербаев с использованием терминов Дж. Кенн Л. П. Зоненшайна, И. О. Мурдмаа и др. Стрелкой показано направление сноса с вулканической дуги

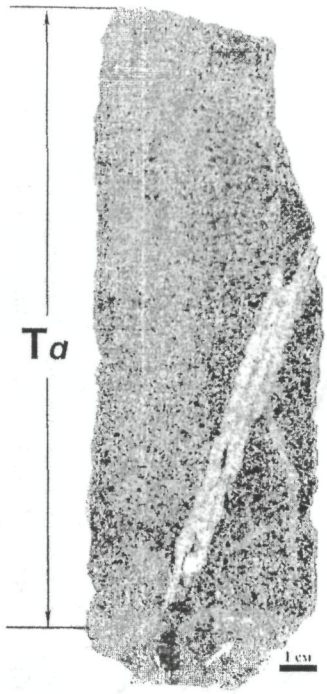

Рис. 7. Проксимальный турбидит с последовательностью T_a А. Бумы. Градационный слой – ритм толщиной 17 см. Его нижнюю часть составляет гравелит, верхнюю – массивный песчаник. Горизонтальная слоистость отсутствует. В нижней части стрелкой показана неровная граница ритма со знаками нагрузки. В правой части видны наклоненные белые секущие трещинки, выполненные кальцитом. Обр. 1006. Фотография полированной поверхности. Разрез ирсайской свиты около зим. Аппак

кого разлома на площади Акшатауской зоны (рис. 1, 6). Это свидетельствует о том, что вулканическая дуга, несомненно, частично занимала также северо-восточную часть Акшатауской зоны. Разделяющий Каншынгызскую и Акшатаускую зоны Главный Шынгызский разлом является более молодым и в среднем кембрии не был границей вулканической дуги и задугового бассейна.

Акшатауская зона была частично задуговым бассейном, а ее северо-восточная полоса – частью вулканической дуги (рис. 6). Граница между островодужным поднятием и задуговым бассейном располагалась внутри Акшатауской зоны. Важно отметить, что колчеданные медно-цинковые месторождения Акбастау, Космурун и др. приурочены к задуговой зоне островной дуги.

В Аркалыкской зоне, которая расположена в северо-восточной полосе Шынгыз-Тарбагатайской островной дуги (рис. 1), в отложениях едрейской, маяжонской, ирсайской и чингизтауской свит кембрия отсутствуют эффузивные образования. Здесь широко распространены тефроиды, туфы и вулканомиктовые граувакковые песчаники. Они характеризуются характерным базальтовым и в меньшей степени андезито-дацитовым комплексом тефроидов и обломочных компонентов. В этой зоне нами установлено широкое развитие отложений гравитационных потоков вулканогенно-обломочного (тефроидов) и терригенного состава. Они состоят из отложений турбидных (турбидитов), дебрисовых (дебритов) и зерновых (грейнитов) потоков. Турбидиты часто проксимальные с последовательностью T_a А. Бумы (рис.7). Часто встречаются текстуры оползания, свидетельствующие об оползневых процессах. В разрезе ирсайской свиты нами встречена седиментационная брекчия известняков (рис. 8). Она характеризуется брекчиевидной текстурой с неравномерным расположением уплощенных и реже изометричных обломков. Часть из них изогнутой формы. Это свидетельствует о том, что они транспортировались в полулитифицированном состоянии. Ориентированность удлинений облом-

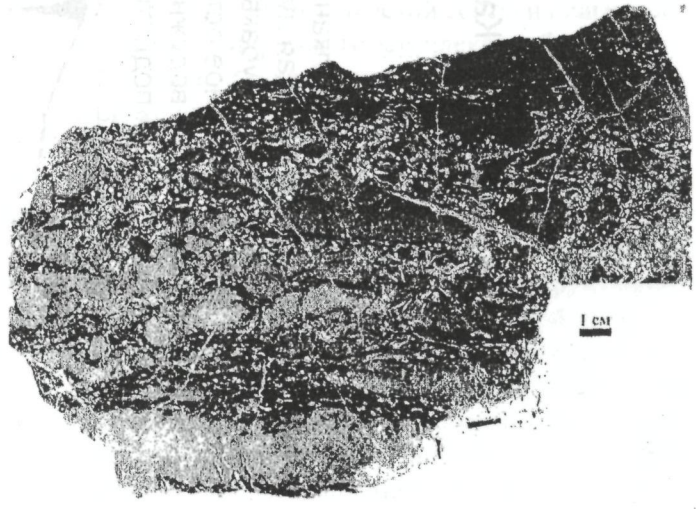

Рис. 8. Седиментационная брекчия известняков – отложения дебрисового потока. Видна неслоистая брекчиевидная текстура. Обломки находятся в плотной упаковке. Обр. 1013. Фотография полированной поверхности. Разрез ирсайской свиты около зим. Аппак

Рис. 9. Врез дебрисового потока в подстилающие тонкогоризонтально-слоистые породы. Видна крутая извилистая стенка среза. Обр. 1007. Фотография выветрелой поверхности штуфа. Разрез ирсайской свиты около зим. Аппак

ков придает брекчиям слоеватость. Такая текстура характерна для дебритов – отложений дебрисовых потоков. Одинаковый состав обломков свидетельствует о том, что этот гравитационный поток образовался сначала при оползании осадков на более крутой части склона, т.е. движение началось со скольжения по пластичному субстрату. Присутствие изометричных обломков свидетельствует о том, что в процессе движения под действием кинетической энергии и гравитационных сил оползень трансформировался в гравитационный поток. В пользу последнего свидетельствует небольшое количество цементирующей массы при значительном преобладании обломков. Термин «трансформация потока» был предложен Р. В. Фишером [28] для обозначения различных видов преобразований в гравитационных потоках, изучавшим эти процессы в субаквальных обстановках островных дуг.

В обнажениях и штуфах удается наблюдать крутые стенки врезов дебрисовых потоков в подстилающие породы (рис. 9).

В бассейне Аркалыкской зоны формировался батиальный фациальный комплекс. Такие батиальные фациальные комплексы, состоящие из тефроидов, вулканомиктовых граувакк, в формировании которых ведущая роль принадлежала гравитационным потокам, характерны для дугово-тренчиевого перехода (фронтальной котловины или преддугового бассейна). Он располагается между фронтом вулканической дуги и перегибом склона желоба, на верхней части внутреннего (приостровного) склона желоба островных дуг (рис. 6) [15, 17, 19, 31]. Фациальный комплекс фронтальной котловины в объеме маяжонской, ирсайской и чингизтауской свит среднего кембрия имеет суммарную мощность 1454-1476 м. По материалам океанологических исследований дугово-тренчиевый переход обладает высокой степенью сейсмичности и значительной крутизной склонов. Эти факторы способствуют широкому распространению в них отложений гравитационных потоков. Следовательно, Аркалыкская структурно-фациальная зона была дугово-тренчиевым переходом или фронтальной котловиной Шынгыз-Тарбагатайской островной дуги (рис. 1, 6). Она располагалась на внутреннем склоне желоба, который отличается от внешнего более расчлененным рельефом, осложненным многочисленными уступами, ступенями с депрессиями, рассечены подводными каньонами. Преддуговой бассейн, или фронтальная котловина, представляет собой аккумулятивную призму, осадки которой формируются преимущественно под влиянием лавинной седиментации. По материалам сейсмопрофилирования и глубокого бурения в молодых и современных дугах обнаружены аккумулятивные шлейфы в виде фенов и эпронов, сложенные проксимальными турбидитами и другими типами гравитационных потоков. По глубине это умеренно глубоководный «этаж», располагающийся между бровкой островного шельфа и перегибом склона выше критической глубины карбонатонакопления (КГК) [19]. Накопление фациального комплекса преддугового бассейна происходило с лавинной скоростью седиментации 161–161,8 м/млн лет.

Таким образом, литолого-фациальными исследованиями и анализом вулканитов установлено, что на I цикле развития Шынгыз-Тарбагатайская дуга представляла собой простую внутриокеаническую энсиматическую дугу. Ее фронт располагался в современном положении структур на северо-востоке, т.е. дуга была открыта на северо-восток в сторону центральной части Палеоазиатского океана. Это совпадает с пост-

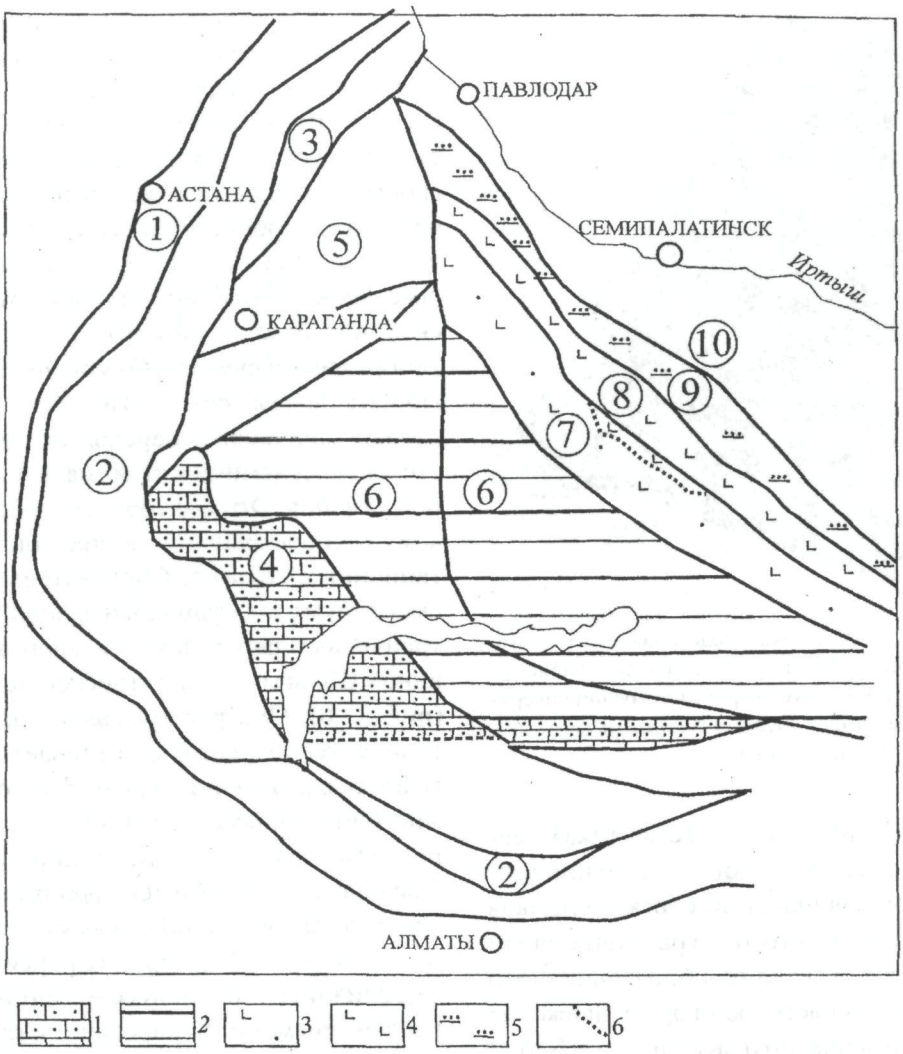

Рис. 10. Положение бассейнов Шынгыз-Тарбагатайской островной дуги в среднем–позднем кембрии в тектонической структуре Центрального и Восточного Казахстана – западной части Палеоазиатского океана. Составил Н. А. Азербаев с использованием материалов М. К. Аполлонова, В. Я. Кошкина, В. Н. Любецкого, И. Ф. Никитина, А. В Рязанцева. Цифры в кружках: 1 – Селеты-Сюгатинская зона, 2 – Ерементау-Бурунтауская зона, 3 – Бозшакольская островная дуга, 4 – Актау-Жонгарский микроконтинент, 5 – тектонические фрагменты и сегменты островодужных комплексов, 6 – Жонгаро-Балхашская зона – бассейн котловинного окраинного моря, 7–9 – Шынгыз-Тарбагатайская островная дуга: 7 – Акшатауская зона, задуговой бассейн и часть вулканической дуги, 8 – Каншынгызская зона – бассейн вулканической дуги, 9 – Аркалыкская зона – бассейн внутреннего склона желоба (дугово-тренчиевый переход), 10 – Жарма-Саурская зона Зайсанского палеобассейна. 1 – Актау-Жонгарский микроконтинент с формировавшимся платформенным чехлом известковых и алевритово-известковых отложений, 2 – бассейн котловинного окраинного моря, 3 – задуговой бассейн, 4 – бассейн вулканической дуги (островодужного поднятия), 5 – верхняя часть внутреннего (приостровного) склона желоба (дугово-тренчиевый переход) – бассейн преобладания отложений гравитационных потоков вулканогенно-обломочного и осадочного материала, 6 – контур выходов пород вулканической дуги в северо-восточной части Акшатауской зоны

роениями С. Г. Самыгина и противоречит представлениям К. Е. Дегтярева, Т. Ю. Толмачевой [5], что эта дуга фронтально была обращена на юго-запад. Последними утверждалось, что до сих пор не обнаружены аккреционные и флишевые комплексы кембрия. Выше нами было показано, что отложения гравитационных потоков флишоидного облика установлены в Аркалыкской зоне, где они образовались во фронтальной котловине (преддуговом бассейне).

На рис. 7 показано положение бассейнов Шынгыз-Тарбагатайской островной дуги в среднем–позднем кембрии в тектонической структуре Центрального и Восточного Казахстана. Они

располагались в западной части Палеоазиатского океана. Между Актау-Жонгарским микроконтинентом и Шынгыз-Тарбагатайской островной дугой находился бассейн котловинного моря. Он имел сходство с современными задуговыми бассейнами Филиппинского моря и моря Фиджи. Другими словами, на месте Жонгаро-Балхашской складчатой области в среднем–позднем кембрии располагалось котловинное море. Котловины окраинных морей являются областью перехода от океана к микроконтитненту. Такие моря в настоящее время располагаются в задуговой части между простыми или внутриокеаническими дугами и континентами [15]. В построениях И.Ф. Никитина с соавт. [20, 21] показано существование Жонгаро-Балхашского задугового бассейна в ордовике. Однако в указанных работах задуговые бассейны одновременно помещались юго-западнее (Жонгаро-Балхашский) и северо-восточнее (Зайсанский) Шынгыз-Тарбагатайской островной дуги. Это противоречит геологии островных дуг.

Выполненные построения подтверждаются представлениями Н. К. Ившина, что сообщества трилобитов кембрия Бозшакольского, Шынгызского и других районов Центрального и Восточного Казахстана имеют сходство с таковыми Алтае-Саянской области и Сибирской платформы [13, 14] Это подтверждает палеобиогеографическую связь этих бассейнов Палеоазиатского океана.

Согласно современным тектоническим представлениям аналогично нынешнему Тихому океану [6] на I цикле в среднем–позднем кембрии в желобе Шынгыз-Тарбагатайской островной дуги плита Палеоазиатского океана субдукцировалась в сложной системе глубоководных желобов – трансформных разломов под плиту Жонгаро-Балхашского бассейна, который оказался зажатым между островной дугой и Актау-Жонгарским микроконтинентом.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Азербаев Н.А.* Геосинклинальные отложения ордовика Байконурского синклинория (состав и условия формирования). Алма-Ата: Наука КазССР, 1978. 168 с.

2. *Ботвинкина Л.Н.* Методическое руководство по изучению слоистости. М.:Наука, 1965. 260 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 81).

3. *Булгакова М.Д.* Литология ордовикских отложений северо-востока СССР. М.: Наука, 1986. 167 с.

4. *Градзиньский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р.* Седиментология: Пер. с польск. М.: Недра, 1980. 1976. 640 с.

5. *Дегтярев К.Е., Толмачева Т.Ю.* Косые сдвиги и их роль в нарушении латерального ряда структур раннепалеозойской Чингизской островодужной системы (восточный Казахстан) // Очерки по региональной тектонике. Т. 2.Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. М.: Наука, 2005. С. 40-67. (Тр. ГИН РАН; Вып. 561).

6. *Дьюи Дж., Берд Дж.* Горные пояса и новая глобальная тектоника // Новая глобальная тектоника: Пер. с англ. М.: Мир, 1974. 472 с.

7. *Ергалиев Г.Х., Тельгузиев А.Е., Никитина О.И. и др.* К вопросу о стратиграфическом положении метаморфических образований Мыржикского антиклинория // Состояние, перспективы и задачи стратиграфии Казахстана: Материалы международного совещания. Алматы, 2002. С. 50-51.

8. *Ергалиев Г.Х., Васюков Ю.А., Клепиков Н.А., Азербаев Н.А., Пирогова Т.Е.* Стратиграфия кембрия Аркалыкской зоны Шынгыз-Тарбагатайской складчатой системы // Состояние, перспективы и задачи стратиграфии Казахстана: Материалы международного совещания. Алматы, 2002. С. 47-49.

9. *Джонсон Г.Д., Болдуин К.Т.* Современные шельфовые штормовые отложения: природа и происхождение // Обстановки осадконакопления и фации. В 2-х т.: Пер. с англ./ Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. Т.1.С.306 – 309.

10. *Жаутиков Т.М., Полянский Н.В., Титов В.И.* др. Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Алма-Ата: Наука КазССР, 1977. 160 с.

11. *Жаутиков Т.М., Кленина Л.Н., Журавлева И.Т., Родионов С.С.* Новые данные об археоциатах нижнего кембрия хребта Чингиз // Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск: Наука, 1976. С.127-141.

12. *Задорожная Н.М.* Торгашинский рифовый комплекс (нижний кембрий, Восточный Саян) // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобиогеография и палеоэкология. Новосибирск: Наука, 1983. С.138-151.

13. *Ившин Н.К.* Биостратиграфическая характеристика и сопоставление разрезов верхнего кембрия Саяно-Алтайской горной области // Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области Т. 1. Нижний палеозой. Тр. СНИИГИМС. Новосибирск, 1960. Вып. 19. С. 66-71.

14. *Ившин Н.К.* Верхнекембрийские трилобиты Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1962. С. 412.

15. *Кеннет Дж.* П. Морская геология. В 2-х т. Пер. с англ. М.: Мир, 1987. Т.1. 397 с.

16. *Кузнецов В.Г.* Бескаркасные рифы – типы, строение, положение в геологическом разрезе. Сообщение 1. Постановка проблемы. Постройки кубковидных организмов // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 5.С. 493-501.

17. *Леонтьев О.К.* Морская геология. М.: Высшая школа, 1982. 344 с.

18. *Маслов В.В.* Водоросли // Атлас породообразующих организмов. М.: Наука, 1973. С. 9-32.

19. *Мурдмаа И.О.* Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.

20. *Никитин И.Ф., Фрид Р.М., Звонцов В.С.* Палеогеография и вулканизм Казахстана и Северного Тянь-Шаня в ордовике // Советская геология. 1990. № 10. С. 38-48.

21. *Никитин И.Ф, Никитина О.И.* К геодинамике Казахстана в раннем палеозое (гипотетические реконструкции) // Геодинамика и минерагения Казахстана. Алматы: РИО ВАК РК, 2000. Ч. 1. С. 64-72.

22. *Парначев В.П.* Краткий словарь современных тектонических терминов. Томск, 2000. 60 с.

23. *Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков): Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 439 с.

24. Розанов А.Ю. Археоциаты // Атлас породообразующих организмов. М.:Наука, 1973. С. 43-44.

25. *Робертс Д., Грене Т. Райан П.Д.* Развитие ордовикского окраинного бассейна каледонид Центральной Норвегии // Геология окраинных бассейнов: Пер. с англ. М.: Мир, 1987. С. 360-381.

26. *Самыгин С.Г.* Комплексы первичных островодужных ассоциаций // Тектоника Казахстана (Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1:2 500 000). М.: Наука, 1982. С. 52-68.

27. *Уилсон Дж.Л.* Карбонатные фации в геологической истории: Пер. а англ. М.: Недра, 1980. 463 с.

28. *Фишер Р.В.* Субаквальные кулканокластические процессы // Геология окраинных бассейнов: Пер. с англ. М.: Мир, 1987. С. 9-51.

29. *Фролова Т. И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Издво МГУ, 1997. 320 с.

30. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.:Недра, 1973. 510 с.

31. *Хворова И.В.* Отложения островодужных систем // Литология и полез. ископаемые 1987. № 6.С.3-19.

32. *Хворова И.В., Сеславинский К.Б.* Кайнозойские отложения северных талассогенов Тихого океана // Литология и полез. ископаемые 1992. № 1.С.3-12.

33. *Хераскова Т.Н., Антонюк Р.М.* Комплексы океанической стадии // Тектоника Казахстана (Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1:2 500 000). М.: Наука, 1982. С. 36-46.