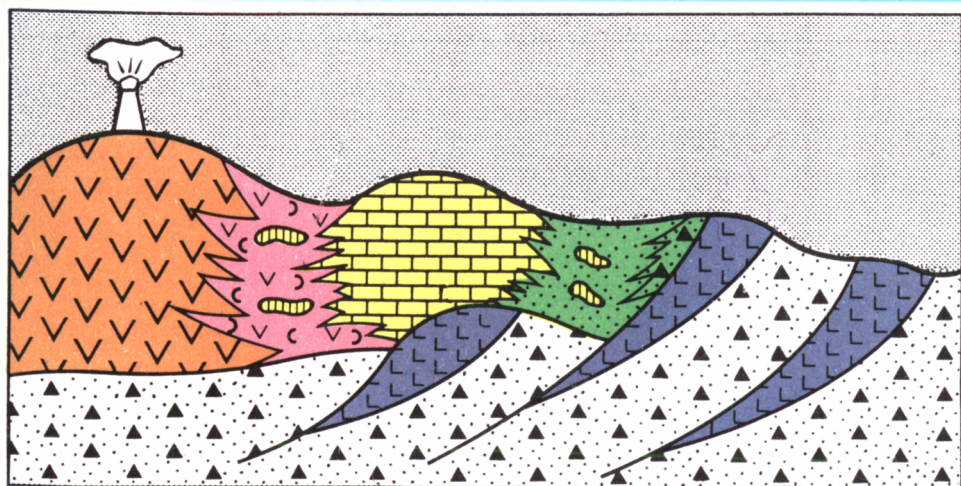




ISSN 0002-3272

К. Е. ДЕГТЯРЕВ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ В КАЗАХСТАНЕ



«НАУКА»



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGICAL INSTITUTE

K. E. DEGTYAREV

**TECTONIC
EVOLUTION
OF THE EARLY PALEOZOIC
ACTIVE MARGIN
IN KAZAKHSTAN**

Transactions, vol. 513

Founded in 1932

Responsible editor
S. A. KURENKOV



MOSCOW «NAUKA» 1999

К. Е. ДЕГТЯРЕВ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ В КАЗАХСТАНЕ

Труды, вып. 513
Основаны в 1932 году

Ответственный редактор
С. А. КУРЕНКОВ



МОСКВА «НАУКА» 1999

Редакционная коллегия:

*Ю.Г. Леонов (главный редактор), М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов,
Ю.В. Карякин, С.А. Куренков, М.А. Семихатов*

Рецензенты:

М.Г. Ломизе, В.С. Буртман

Дегтярев К.Е.

Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. – М.: Наука, 1999. – 123 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 513)
ISBN 5-02-002523-2

В монографии рассмотрена история развития Чингизской палеоостроводужной системы на протяжении кембрия–силура. Показано, что ведущую роль в ее строении играют аккреционные комплексы, которые причленились к островной дуге и увеличивали ее площадь. Проведено сравнение эволюции Чингизской дуги с другими палеозойскими островодужными сооружениями Казахстана. Установлено, что миграция фронта островодужного вулканизма в течение раннего палеозоя и силура происходила в юго-западном направлении в сторону океанического бассейна.

Для геологов, интересующихся вопросами тектоники Казахстана, проблемами эволюции активных палеоокраин.

По сети АК

Editorial Board:

*Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief), M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov,
Yu.V. Kariakin, S.A. Kurenkov, M.A. Semikhatov*

Reviewers:

M.G. Lomize, V.S. Burtman

Degtyarev K.E.

Tectonic evolution of the Early Paleozoic active margin in Kazakhstan. – M.: Nauka, 1999. – 123 p. (Transactions of GIN RAS; Vol. 513)

The monograph contains a detailed description of Chinghiz paleoarc geological history for the Cambrian-Silurian time. It is shown that accretion complexes, which accreted to the arc making its square larger, dominate in the structure of the paleoarc. A comparison between evolution paths of the Chinghiz paleoarc and other Paleozoic arc systems of Kazakhstan is also presented. It is discovered that migration of the arc volcanic front during Early Paleozoic-Silurian time was to the south-west, in the direction to an oceanic basin.

The book is addressed to a broad range of scientists interested in Kazakhstan regional geology and evolution of active paleomargins.

Важнейшее место в современной геотектонике занимают континентальные окраины. Здесь накапливается основная масса осадочных и вулканических комплексов, которые сразу или через некоторое время подвергаются интенсивным деформациям, континентальная кора замещается океанической, а океаническая – преобразуется в континентальную. Континентальные окраины подразделяются на пассивные (Атлантический тип) и активные (Тихоокеанский тип) [Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Хаин, Ломизе, 1995].

Пассивные окраины имеют низкую сейсмическую и вулканическую активность, сейсмофокальные зоны в них отсутствуют. В строении этих окраин выделяются шельф, континентальный склон и континентальное подножие.

Активные окраины имеют гораздо более сложное строение и развитие. Их главная особенность – наличие наклонной сейсмофокальной зоны, с которой связаны не только сейсмичность, но и магматическая активность, а также складчато-надвиговые деформации и метаморфизм. В строении этих окраин участвуют структуры с различными типами земной коры: глубоководные желоба, островодужные системы, задуговые бассейны и краевые вулканоплутонические пояса.

Изучение покровно-складчатых поясов мира позволило установить, что в их структуре полнее других сохраняются комплексы, сформировавшиеся в геодинамических обстановках активных континентальных окраин.

В строении Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса, частью которого являются палеозойды Центрального Казахстана, участвуют разнообразные комплексы, формировавшиеся в пределах ранне-среднепалеозойских окраинно-континентальных структур [Тектоника Северной Евразии, 1980; Тектоника Казахстана, 1982; Зоненшайн и др., 1990; Якубчук, 1990; Моссаковский и др., 1993; Рязанцев, 1997, 1998].

В основу настоящей работы положены оригинальные данные автора, полученные в восточной части Центрального Казахстана при помощи детального геологического картирования в масштабе 1:25 000 и крупнее, с широким использованием результатов дешифрирования разномасштабных аэрофотоснимков. Оно сопровождалось составлением общих и частных разрезов, их сопоставлением между собой, а также биостратиграфическим изучением вулканогенно-кремнистых и олистостромовых комплексов по остаткам конодонтов, сборы которых проводились Е.А. Сережниковой, Л.А. Курковской и автором, а определения – Л.А. Курковской и С.В. Дубининой.

Конечная цель монографии – разработка модели тектонической эволюции раннепалеозойской активной окраины в Казахстане.

Исследования были начаты в Центрально-Казахстанской экспедиции геологического факультета МГУ, а закончены в лаборатории геодинамики фанерозоя Геологического института РАН под руководством доктора геолого-минералогических наук, профессора А.А. Моссаковского, которому автор выражает признательность за творческую помощь и поддержку. Особую благодарность автор приносит А.В. Рязанцеву и А.С. Якубчуку за обсуждение различных аспектов работы, замечания и рекомендации. Исследованиям по теме монографии содействовали сотрудники Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ В.И. Борисенок, Л.А. Курковская, А.Р. Орлова, Е.А. Сережникова; Центральной поисково-съёмочной экспедиции (г. Караганда) – В.Ч. Аугустыняк, Б.П. Васильев, Ю.А. Васюков, В.Я. Глухенький; Геологического института РАН – С.Г. Самыгин, Т.Н. Хераскова, которых автор благодарит за большую помощь в работе. Автор выражает свою признательность О.В. Астраханцеву, Б.Я. Журавлеву, С.А. Куренкову, Н.Б. Кузнецову, С.В. Руженцеву, А.А. Федотовой, Е.В. Хаину, А.Ф. Читалину за обсуждение вопросов, возникавших в ходе подготовки данной монографии к изданию. Автор благодарит В.А. Котова и Г.П. Корнилову за помощь в оформлении работы.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ И ЭВОЛЮЦИИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СТРУКТУР КАЗАХСТАНА

Представления различных исследователей о тектонической эволюции Казахстана во многом обусловлены особенностями его структуры, положением в Урало-Монгольском поясе и отличиями от окружающих складчатых систем.

Рассматриваемый регион на западе ограничен Уральской, на юге – Южно-Тяньшаньской покровно-складчатыми системами, которые отделяют Казахстан соответственно от Восточно-Европейской и Таримской платформ. Его восточным ограничением является Иртыш-Зайсанская система. На севере палеозойские образования Казахстана перекрыты мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты. По особенностям строения и состава комплексов к данному району близки Северный и Срединный Тянь-Шань (рис. 1).

Глава 1

ПОЛОЖЕНИЕ КАЗАХСТАНА В СТРУКТУРЕ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА

Казахстан, расположенный в центральной части Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса, обладает большим количеством разновозрастных комплексов, формировавшихся в различных геодинамических обстановках. Складчатые структуры, сложенные этими образованиями, имеют невыдержанные, часто перекрещивающиеся взаимно перпендикулярные простирания с торцовыми сочленениями по крупным разломам, с широким распространением сдвигов и сигмоид, что создает сложный мозаичный рисунок современной структуры данного региона. Для него не характерны крупномасштабные шарьяжи, а покровно-чешуйчатые структуры приурочены к протяженным узким зонам, которые чередуются на площади со слабодислоцированными участками.

В строении Уральской и Южно-Тяньшаньской покровно-складчатых систем принимают участие менее разнообразные по сравнению с Казахстаном комплексы. Они представляют собой протяженные узкие сооружения с выдержанными простираниями структур, ограниченные с одной стороны платформами, на которые обдурованы покровные пакеты океанических и переходных комплексов.

Различия между Казахстаном, с одной стороны, Уралом и Южным Тянь-Шанем – с другой, отмечавшиеся многими исследователями, послужили причиной для выделения этих районов как тектонотипов мозаичных и линейных областей [Пейве и др., 1972; Тектоника Северной Евразии, 1980; Зайцев, 1984; и др.]. Дискуссия о причинах возникновения различных покровно-складчатых систем не ослабевает на протяжении многих лет.

Одни исследователи утверждают, что различия между мозаичными и линейными областями первичны, имеют генетический характер и возникли на ранних эта-

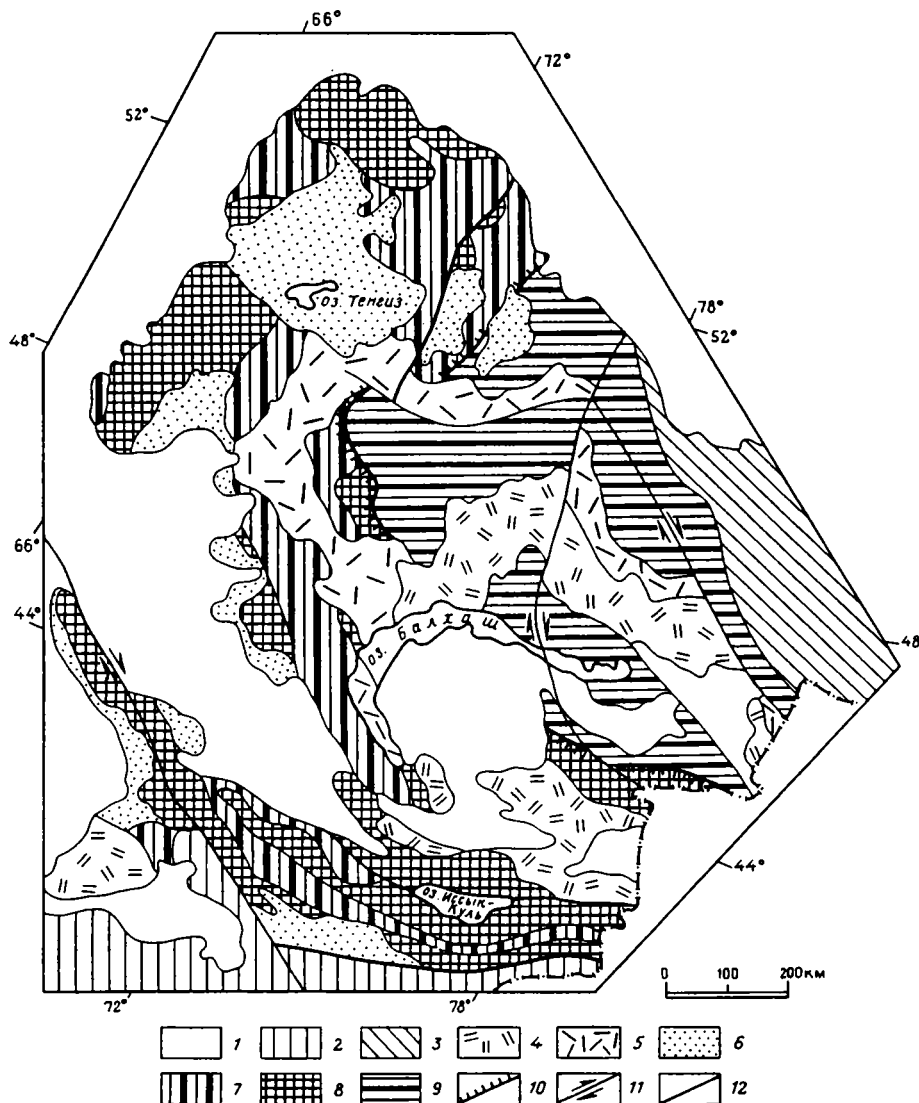


Рис. 1. Схема районирования палеозойд Казахстана и его обрамления

1 – кайнозойские отложения; 2 – Южно-Тяньшаньская система; 3 – Иртыш-Зайсанская система; 4 – позднепалеозойский вулканический пояс; 5 – девонский вулканический пояс; 6 – средне-позднепалеозойские наложенные впадины; 7 – нижнепалеозойские островодужные, аккреционные и флишевые комплексы Западного геоблока; 8 – докембрийские сиалические массивы и их чехлы; 9 – ниже-среднепалеозойские островодужные, аккреционные и флишевые комплексы Восточного геоблока; 10 – граница Западного и Восточного геоблоков; 11 – крупнейшие сдвиги; 12 – прочие разрывные нарушения

пах их развития. В мозаичных областях главным структурообразующим фактором считаются аккреционные процессы, в результате которых происходит последовательное наращивание площади палеоконтинентов. В линейных – превалируют коллизионные процессы, выражающиеся в раздавливании палеоокеанических бассейнов в результате двустороннего сближения континентальных масс. Соответственно мозаичные области были отнесены к аккреционным, а линейные – к коллизионным. Вендско-ордовикские структуры с аккреционным типом развития, в том чис-

ле Казахстан и Алтае-Саянская область, выделены в качестве реликтов Палеоазиатского океана, а средне-позднепалеозойские структуры линейных областей отнесены к палеофрагментам Уральского и Туркестанского палеоокеанов [Моссаковский и др., 1993].

Другие исследователи не придают большого значения различиям современной структуры мозаичных и линейных областей. Считается, что первые возникали в результате постепенных деформаций либо линейных, либо слабоизогнутых структур. В этом случае предполагается, что преобладание аккреционных процессов над коллизионными и наоборот не зависит от типа тектонической области и что структуры Урала, Южного Тянь-Шаня и Казахстана формировались в различных частях крупного Палеоазиатского океана, развивавшегося на протяжении позднего докембрия–палеозоя. При его закрытии в результате сближения Восточно-Европейской, Сибирской и Таримской платформ происходила деформация окраинно-континентальных структур Казахстана, в результате чего сформировалась современная мозаичная структура [Зоненшайн и др., 1990; Sengor, Natalin, 1996].

Особенность Казахстана – широкое распространение комплексов, современные аналоги которых присутствуют в зонах перехода от континента к океану. Здесь установлены известково-щелочные вулканические образования островодужного (кембрий–силур) и окраинно-континентального (силур–пермь) типов [Самыгин, 1982; Журавлев и др., 1988; Тевелев, Кошелева, 1988; Дегтярев, 1993; Дегтярев, Рязанцев, 1993]. Широким распространением пользуются аккреционные комплексы, в строении которых участвуют фрагменты офиолитовых, кремнисто-базальтовых и кремнистых образований кембрия–раннего силура, формировавшихся в бассейнах с корой океанического типа [Якубчук и др., 1989; Якубчук, 1990].

Таким образом, в пределах Казахстана могут быть реконструированы различные окраинно-континентальные структуры, развивавшиеся на протяжении всего палеозоя. Этот вывод позволяет предположить, что в течение длительного времени существовал океанический бассейн, в краевой части которого и формировались островные дуги, задуговые бассейны с океанической корой и краевые вулканические пояса. Фрагменты этих структур в настоящее время участвуют в строении палеозойского Казахстана. Такой длительно (более 300 млн лет) существовавший океанический бассейн, скорее всего, имел достаточно крупные размеры.

На реконструкциях Палеоазиатского океана, основанных на принципе первичности мозаичной структуры Казахстана, подобный бассейн отсутствует. Современное положение островодужных и офиолитовых комплексов в структуре заставляло представлять Палеоазиатский океан в виде сложной мозаики докембрийских сиалических массивов, разделенных небольшими бассейнами с корой океанического типа и островными дугами. Реликтами наиболее крупного океанического бассейна считаются офиолитовые комплексы Иртыш-Зайсанской зоны, а фрагментами океанической коры небольших междуговых и задуговых бассейнов – офиолиты Центрального Казахстана [Диденко и др., 1994]. Несмотря на большую детальность этих реконструкций, при их построении не принималась во внимание направленность изменения возраста, установленная для палеозойских островодужных и аккреционных комплексов.

Представления о крупном долгоживущем океаническом бассейне отражены на реконструкциях, составленных на принципах вторичности современной структуры Казахстана. Впервые подобный бассейн выделил Л.П. Зоненшайн как Палеоазиатский океан на основании анализа площадного распространения и возраста комплексов островных дуг и краевых вулканических поясов [Зоненшайн и др., 1990]. Он предполагал, что раннепалеозойские офиолиты Казахстана являются реликтами окраинно-морского бассейна с корой океанического типа. Дальнейшее развитие этих идей, подключение к анализу как островодужных, так и аккреционных комплексов, омоложение которых происходит в сторону океанического бассейна, позволили отнести к реликтам палеоокеана офиолитовые комплексы Джунгаро-Бал-

хашской области Казахстана и Северной Джунгарии [Sengor, Natalin, 1996; Yakubchuk, 1997]. Недостатком такого подхода является схематичность реконструкций, не отражающая всей сложности тектонической эволюции окраинно-континентальных структур Казахстана.

Таким образом, разные исследователи основываются на различных принципах при восстановлении местоположения собственно океанического бассейна. Представляется, что решить эту проблему можно с помощью расширения тектонической эволюции окраинно-континентальных структур Казахстана.

Глава 2

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ И СИЛУРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАЗАХСТАНА

Долгое время тектоническое районирование Казахстана базировалось на фиксистских концепциях, когда главным принципом являлось разделение территорий по возрасту завершающей складчатости [Штилле, 1964; Тектоника Европы, 1964]. На этом основании в данном регионе были выделены раннекаледонские (Кокчетав-Северотяньшаньская), позднекаледонские (Ерементау-Чуилийская и Чингиз-Тарбагатайская) и варисцийские (Джунгаро-Балхашская) складчатые области, а также установлена миграция возраста складчатостей от западных и восточных районов Казахстана к его центральным частям [Зайцев, 1984].

С переходом на мобилистские позиции стали меняться и принципы тектонического районирования. В соответствии с концепцией А.В. Пейве о развитии эвгеосинклиналей на коре океанического типа [Пейве, 1969] геосинклинальный процесс стал представляться как трансформация океанической коры в континентальную. Соответственно в основу тектонического районирования был положен возраст формирования континентальной коры и ее гранитно-метаморфического слоя. В результате были составлены тектонические карты Северной Евразии, Урала, Восточного Казахстана и подготовлены объяснительные записки к ним [Тектоника Урала, 1977; Тектоника Северной Евразии, 1980; Тектоника Казахстана, 1982].

В Казахстане были установлены блоки с рифейской и дорифейской корой, области с корой девонского и позднепалеозойского возраста, в составе которых присутствуют зоны с позднеордовикским (Степнякская, Жалаир-Найманская, Северо-Тяньшаньская), позднеордовикско-раннесилурийским (Чингиз-Тарбагатайская, Бошекульская), позднесилурийским, позднедевонским (Жаман-Сарысуйская) и позднепалеозойским (Джунгаро-Балхашская) гранитно-метаморфическими слоями [Тектоника Казахстана, 1982]. Такое районирование дополнило установленную ранее миграцию возраста складчатостей направленностью становления континентальной коры – от консолидированных областей на западе и востоке к центральным частям Казахстана.

На палеозойском этапе тектонической эволюции территория Казахстана была разделена на два геоблока: Западный, в пределах которого широко распространены докембрийские метаморфические комплексы, и Восточный, образованный разновозрастными офиолитами, кремнисто-базальтовыми, кремнистыми, эффузивными известково-щелочными, флишевыми и олистостромовыми образованиями. Первый считался микроконтинентом, второй – палеоокеаническим бассейном, в пределах которого становление континентальной коры шло однонаправленно – от океанической стадии к континентальной – в течение всего палеозоя. В то же время микроконтинент, состоявший из нескольких древних массивов, в вендское время подвергся раздроблению. Раздвижение образовавшихся отдельных блоков привело к возникновению рифтовых зон и участков с корой океанического типа. Становле-

ние гранитно-метаморфического слоя в Западном геоблоке произошло в конце ордовика, положив начало формированию новой континентальной коры. Этот процесс закончился в девоне. Восточная граница Западного геоблока проводилась по последним выходам на поверхность докембрийских комплексов – к востоку Ерементау-Ниязских гор и Актау-Моинтинского массива [Тектоника Казахстана, 1982].

Дальнейшие исследования выявили более сложную картину распространения комплексов, формировавшихся в различных геодинамических обстановках. В Западном геоблоке была выделена зона, где нижнепалеозойские комплексы океанического происхождения тектонически перекрывают докембрийские метаморфиты [Борисенок и др., 1989].

Тем не менее существование двух геоблоков в современной структуре Казахстана вряд ли может вызывать сомнения. Основное различие между ними по-прежнему заключается в преобладании на западе докембрийских сиалических массивов и в их отсутствии на востоке, но это различие не имеет генетического характера. Западный геоблок на протяжении палеозоя, по-видимому, не мог играть роль микроконтинента. В его структуре офиолитовые, кремнисто-базальтовые, кремнистые, флишевые и дифференцированные вулканические образования, аналогичные таковым Восточного геоблока, тектонически совмещены с различными докембрийскими массивами и терригенно-карбонатными комплексами, формировавшимися в их пределах (см. рис. 1). Основным механизмом такого совмещения, вероятно, являлись крупные сдвиги, позднее осложненные надвигами и покровами, по которым в настоящее время докембрийские массивы сочленяются с обрамляющими структурами. Это доказывается тем, что наиболее высокое положение в структуре занимают докембрийские комплексы. Они подстилаются палеозойскими офиолитовыми и известково-щелочными вулканическими сериями [Борисенок и др., 1989, 1993].

Для дальнейшей расшифровки тектонической эволюции западной части Казахстана важен анализ строения и истории развития хорошо изученной восточной части этого региона. Тем более что здесь широко распространены комплексы и структуры, которые на западе сохранились только в виде фрагментов.

Ранее при проведении тектонического районирования раннепалеозойских комплексов восточной части Казахстана предлагалось выделять два типа структур:

- пояса известково-щелочных дифференцированных вулканитов – Бошекуль-Чингизский и Байдаулет-Акбастауский, сопоставлявшиеся с современными вулканическими островными дугами;
- разделяющие дуги офиолитовые пояса – Майкаин-Кызылтасский, Западно-Чингизский, Тектурмас-Балхашский и Агадырский, которые сопоставлялись с задуговыми и междугловыми бассейнами с корой океанического типа [Якубчук, 1990; Дегтярев, 1997].

Дальнейшие исследования выявили большее формационное разнообразие раннепалеозойских и силурийских комплексов, а также значительно более сложную картину их площадного распространения. В настоящее время в восточной части Казахстана могут быть выделены следующие типы нижнепалеозойских и силурийских комплексов:

- известково-щелочные дифференцированные вулканические серии и связанные с ними постепенными переходами терригенно-туфогенные толщи, а также интрузивы гранодиоритового состава;
- офиолитовые, базальтовые, кремнисто-базальтовые и кремнистые образования;
- кремнисто-туфогенные толщи, олистостромы с кремнисто-туфогенным и полимиктовым матриксом;
- флишоподобные, карбонатно-терригенные и терригенные зелено- и пестроцветные молассы.

Изучение состава и строения разновозрастных известково-щелочных вулканических серий и ассоциирующих с ними комплексов позволяет считать, что они формировались в геодинамических условиях, которые могут быть сопоставлены с современными вулканическими островными дугами [Самыгин, 1982, 1990; Самыгин, Хераскова, 1994].

Исследования офиолитовых, базальтовых, кремнисто-базальтовых и кремнистых образований [Якубчук, 1990; Якубчук и др., 1989; Герасимова и др., 1992; Никитин и др., 1992; Новикова и др., 1993; Корень и др., 1993] позволили доказать разновозрастность этих комплексов в различных зонах и их формирование в бассейнах с корой океанического типа. Установлено петрогеохимическое сходство базальтов верхних частей офиолитовых разрезов с базальтами глубоководных котловин современных океанических бассейнов [Якубчук, 1989, 1991; Новикова и др., 1988; Новикова и др., 1991].

Наиболее сложны геодинамические обстановки формирования олистостромовых и кремнисто-туфогенно-терригенных комплексов.

Глыбы, крупные отторженцы и пластины в олистостромах сложены кремнями и базальтами, а в мелких глыбах и гальках, кроме вышеуказанных пород, обнаружены обломки габброидов и ультрабазитов. В песчаниках могут присутствовать обломки и редкие глыбы эффузивов среднего и кислого состава, а также примесь туфогенного материала того же состава. Следовательно, в строении рассматриваемых комплексов участвуют в основном фрагменты разрезов бассейнов с корой океанического типа, в то же время обломочный и туфогенный материал среднего и кислого состава свидетельствует о формировании олистостромовых и кремнисто-туфогенных толщ вблизи от вулканических островных дуг. На основании этих данных предполагалось, что развитие олистостромовых комплексов происходит в зонах тектонического скупивания, связанных с эволюцией островодужных систем или возникающих при закрытии междуговых бассейнов с океанической корой [Якубчук, 1990; Самыгин, Хераскова, 1994; Дегтярев, 1997].

Таким образом, в современной структуре олистостромы и кремнисто-туфогенные толщи тектонически совмещены с комплексами бассейнов океанического типа, а также с фрагментами разрезов островодужных вулканитов. Процессом, приводящим к образованию подобных ассоциаций, является аккреция во фронтальных частях островных дуг.

Под аккрецией понимается процесс приращения островных дуг за счет присоединения к ним образований, соскобленных при субдукции океанической плиты. Аккреционные комплексы формируются в основании островодужного склона над субдуцирующей океанической плитой. Они последовательно причленяются к островной дуге, перекрываются терригенными комплексами преддуговых бассейнов, а затем собственно островодужными вулканическими сериями. При этом площадь островных дуг постепенно увеличивается. В качестве аккреционных комплексов, имеющих сложную покровно-складчатую структуру, предлагается выделять фрагменты офиолитов, базальтовых, кремнисто-базальтовых и кремнистых толщ, а также олистостромы и кремнисто-туфогенные толщи [Соколов, 1992].

Условия формирования флишеидных и карбонатно-терригенных толщ, а также зеленоцветных терригенных моласс могут сопоставляться с обстановками в преддуговых бассейнах [Рязанцев, 1997, 1998]. Эти отложения залегают как на островодужных вулканических, так и на аккреционных комплексах. Преддуговые образования обладают значительной фациальной изменчивостью – от зеленоцветных моласс и рифогенных известняков до флишевых толщ. Обломочный материал в преддуговый бассейн поступал и с островной дуги, и с формирующейся аккреционной призмы. Возраст подошвы преддуговых комплексов фиксирует время завершения формирования соответствующих аккреционных. По мере разрастания остров-

ных дуг комплексы преддуговых бассейнов могут перекрываться дифференцированными вулканическими сериями.

Основываясь на особенностях строения и соотношениях друг с другом нижнепалеозойских и силурийских комплексов, в восточной части Казахстана предлагается выделять Божекуль-Чингизскую и Джунгаро-Балхашскую области (рис. 2; вкл.). В первой аккреционные и преддуговые комплексы, слагающие несколько узких полос, пространственно связаны с островодужными образованиями, которыми часто перекрываются. В этой области Казахстана могут быть выделены Чингизская и Божекульская палеоостроводужные системы, в строении которых участвуют нижнепалеозойские и силурийские дифференцированные вулканические серии, аккреционные комплексы и образования преддуговых бассейнов.

В Джунгаро-Балхашской области ордовикские островодужные вулканические серии распространены в северной и восточной частях, а в центре широкие площади занимают среднеордовикско-силурийские аккреционные и преддуговые комплексы.

Таким образом, в строении восточной части Центрального Казахстана ведущую роль играют различные субдукционные комплексы, включающие реликты разновозрастной коры океанического палеобассейна и формировавшиеся в пределах его активной окраины.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ И СИЛУРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ БОЩЕКУЛЬ-ЧИНГИЗСКОЙ ОБЛАСТИ

В пределах Бошекуль-Чингизской области выделяются Бошекульская и Чингизская палеоостроводужные системы, которые, несмотря на существующие различия в строении, составе и возрасте комплексов, по-видимому, являлись частями некогда единой структуры.

В строении Чингизской системы участвуют среднекембрийско-раннесилурийские известково-щелочные вулканы, аккреционные комплексы аренига-раннего силура и флишеидные толщи лландейло-раннего силура.

Бошекульская система сложена кембрийско-раннесилурийскими дифференцированными вулканическими сериями, средне-верхнеордовикскими аккреционными и среднеордовикско-раннесилурийскими флишевыми комплексами (см. рис. 2; вкл.).

Глава 1

ЧИНГИЗСКАЯ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА

Комплексы, слагающие эту палеоостроводужную систему, протягиваются более чем на 600 км в северо-западном направлении. Это – хребты Чингиз и Тарбагатай, их северо-восточные и юго-западные предгорья. Наиболее хорошо изучены хр. Чингиз и его окрестности, поэтому в дальнейшем будут рассматриваться нижнепалеозойские и силурийские образования только этого района.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Чингизская палеоостроводужная система имеет близсимметричное строение, в ее центральной части распространены только островодужные вулканические серии, а в юго-западной и северо-восточной преобладают аккреционные и флишеидные комплексы (см. рис. 2; вкл.). В дальнейшем будут рассматриваться наиболее изученные центральная и юго-западная части этой системы. Предлагаемая тектоническая зональность основывается на анализе площадного распространения и соотношения различных комплексов друг с другом. С северо-востока на юго-запад могут быть выделены следующие зоны, простирающие которых совпадает с общей северо-западной ориентировкой структур Чингизской системы (рис. 3; вкл.).

Центрально-Чингизская зона, в строении которой принимают участие только кембрийско-лланвирские вулканические серии островодужного типа и кремнисто-терригенно-туфогенные толщи, связанные с последними стратиграфическими соотношениями, а также интрузивы гранодиоритового состава.

Бестамак-Окпектинская зона сложена долландейскими аккреционными комплексами, которые, так же как и кембрийско-раннеордовикские образования Центрально-Чингизской зоны, несогласно перекрываются терригенно-карбонатными, тефрогенными и флишевыми толщами лландейло-нижнего карадока преддугового прогиба. Чингизским правым сдвигом эта зона расчленена на два сегмента: северо-западный – Бестамакский и юго-восточный – Окпектинский [Самыгин, 1974].

Аркалык-Абралинская зона образована досреднекарадокскими аккреционными комплексами, которые перекрываются средне-верхнекарадокскими зеленоцветными терригенными и верхнеордовикскими дифференцированными вулканическими толщами. Последние залегают и на более древних образованиях Бестамак-Окпектинской и Центрально-Чингизской зон.

Токайско-Акчатауская зона сложена доверхнеордовикскими аккреционными комплексами, которые несогласно перекрываются верхнеордовикскими рифовыми известняками, флишoidalными толщами низов лландовери и островодужными вулканитами среднего лландовери-венлока.

Маялжен-Балкыбекская зона, в строении которой участвуют нижнепалеозойские и нижнесилурийские аккреционные комплексы.

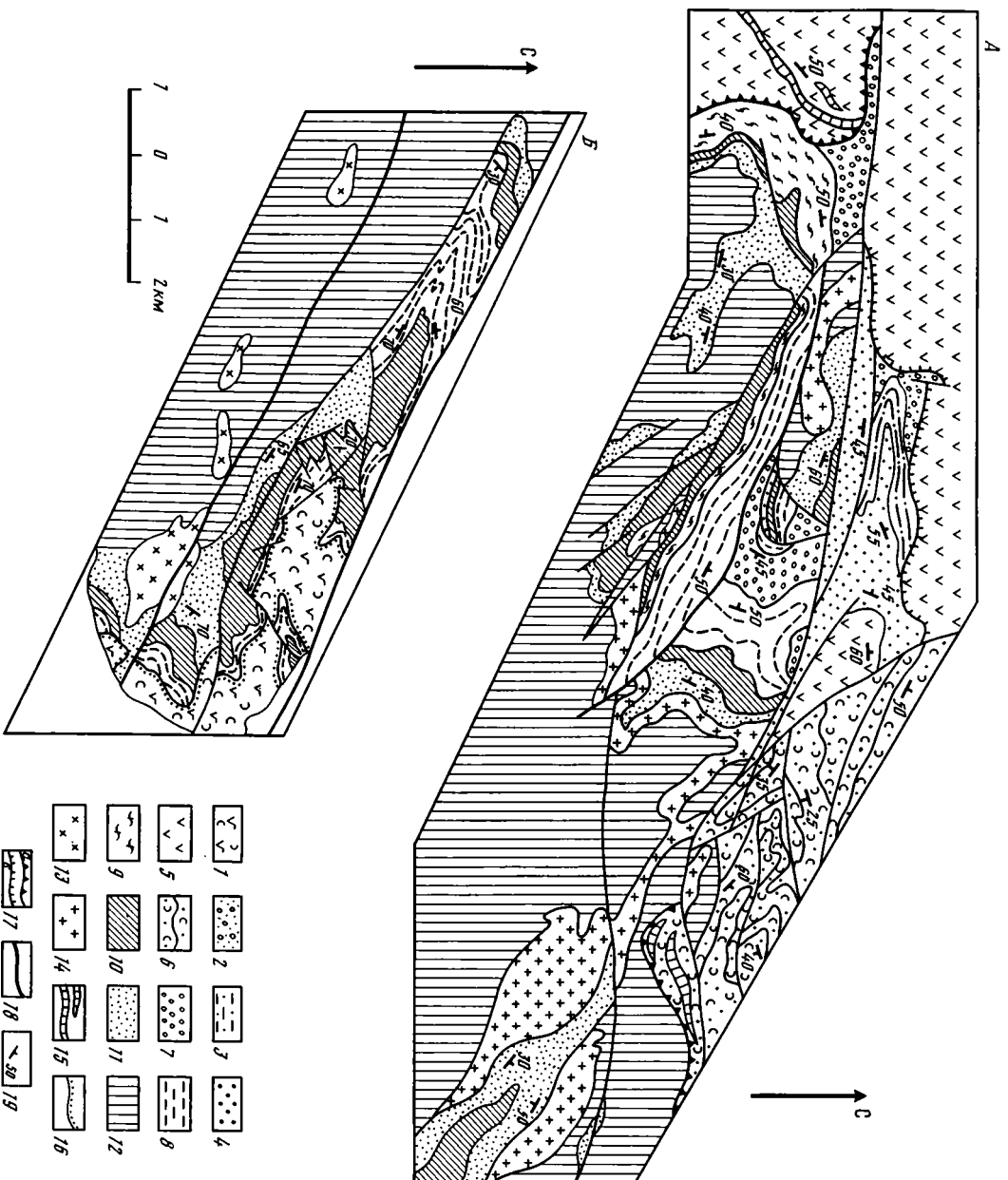
ЦЕНТРАЛЬНО-ЧИНГИЗСКАЯ ЗОНА

В строении Центрально-Чингизской зоны участвуют только островодужные вулканические серии, интрузивы гранодиоритового состава, а также перекрывающие их кремнисто-туфогенно-терригенные и терригенно-карбонатные толщи. Эти образования имеют сложную покровно-складчатую структуру, в которой отмечаются близкие по составу и строению среднекембрийско- и позднекембрийско-лланвирнский комплексы. Разрез каждого из них начинается мощными известково-щелочными вулканическими сериями, а завершается терригенно-карбонатными и кремнисто-туфогенными толщами. Эти отложения несогласно перекрываются верхнелланвирскими дифференцированными вулканитами, а также средне-верхнеордовикскими терригенными толщами.

Среднекембрийско-лланвирнский комплекс наиболее достоверно выделяется в юго-западной и северо-восточной частях Центрально-Чингизской зоны, где его строение, состав и возраст изучены достаточно подробно.

В юго-западной части зоны (горы Кзылкаинды-Карабулак, бассейн рек Намас и Кольденен) в низах разреза преобладают андезиты с прослоями их туфов и отдельными потоками лав дацитового состава, верхи разреза сложены лавами и туфами риолитового и риодацитового состава с редкими прослоями туфов андезитов. Мощность разреза 1000 м. В низах разреза в бассейне р. Намас собраны трилобиты низов амгинского яруса [Геология СССР, 1972]. Верхнеамгинские фаунистически охарактеризованные вулканогенные разрезы представлены лавами, туфами, лавобрекчиями и туфоконгломератами риолитового, риодацитового и дацитового состава с прослоями кремнистых алевролитов, туффитов и туфосилицитов мощностью 300–400 м, в линзах песчанистых известняков собраны трилобиты и акритархи верхов амгинского яруса [Геология СССР, 1972; Гришина, Кленина, 1983]. С вулканическими сериями тесно связан прорывающий их Кольдененский габбро-плагиогранитный массив, среднекембрийский возраст которого устанавливается по перекрытию терригенно-карбонатной толщей майского яруса (см. ниже).

В северо-восточной части зоны в окрестностях гор Зербкызыл и Кадыр широко распространены эффузивы и вулканогенно-обломочные породы среднего и кисло-го состава с прослоями песчаников, алевролитов и линзами известняков. В горах Кадыр в известняках собраны трилобиты низов амгинского яруса [Лялин и др., 1964; Геология СССР, 1972]. В составе верхнеамгинских толщ (зербкызыльская свита) преобладают эффузивы дацитового и риолитового состава, которые вверх



по разрезу замещаются пестроцветными терригенно-глинисто-кремнистыми породами с прослоями туфосилицитов и яшмоидов, содержащих линзы известняков с трилобитами второй половины амгинского яруса [Геология СССР, 1972; Тектоника Казахстана, 1982].

В центральной части хр. Чингиз к среднему кембрию условно отнесены фаунистически нехарактеризованные вулканогенные породы среднего и кислого состава, на отдельных участках они интенсивно динамометаморфизованы в зоне Чингизского правого сдвига. Эти толщи здесь прорваны Кан-Чингизским габбро-плагиогранитным массивом среднего кембрия [Геология и металлогения..., 1977].

Вулканогенные разрезы амгинского возраста перекрываются, а частично замещаются карбонатно-терригенно-туфогеной толщей верхов амгинского, майского ярусов – низов лланвирна, строение которой наиболее хорошо изучено в бассейне р. Кольденен (рис. 4, А). Здесь с несогласием на подстилающих эффузивах и гранитоидах залегают известковистые алевролиты, песчаники, калькаренииты с горизонтами карбонатных брекчий, органогенно-обломочных известняков и туфосилицитов, слагающие низы разреза толщ. Мощность этой пачки изменяется от первых до сотен метров (рис. 5, разрез 1). По всему разрезу собраны трилобиты второй половины амгинского и майского ярусов среднего кембрия [Геология СССР, 1972; Дегтярев и др., 1998]. Эта карбонатно-терригенная пачка, по-видимому, выполняет неровности палеорельефа, и поэтому для нее характерны изменения фаций, мощностей и стратиграфического объема, а возраст ее подошвы меняется от второй половины амгинского яруса (майданский горизонт) до низов майского (чингизский горизонт).

Подобное строение имеет карбонатно-терригенная пачка в горах Зербкызыл (северо-западная часть зоны), где она несогласно перекрывает вулканогенные толщи амгинского возраста (см. рис. 4, Б) и содержит остатки трилобитов майского яруса [Самыгин, 1974].

Карбонатно-терригенная пачка среднекембрийского возраста вверх по разрезу сменяется мощной кремнисто-туфогенно-терригенной толщей верхнего кембрия – низов лланвирна. В бассейне р. Кольденен подобная толща такого возрастного диапазона выделяется впервые [Дегтярев и др., 1998]. Ранее этот комплекс относился либо к верхам разреза чингизтауской свиты среднего кембрия [Геология СССР, 1972], либо к среднеордовикскому олистострому [Копяткевич, 1981; Самыгин, 1984, 1990; Самыгин, Хераскова, 1994].

На правом берегу р. Кольденен выделяются два типа разрезов кремнисто-туфогенно-терригенной толщ.

Первый тип – более мелководный, распространен на востоке и в центральной части участка, где выделяется несколько пачек (см. рис. 4, А; 5, разрез 1).

←

Рис. 4. Схемы геологического строения бассейна р. Кольденен (А) (составлена с использованием материалов М.А. Оренбургского, С.Г. Самыгина, Р.А. Копяткевича) и северо-восточной части гор Зербкызыл (Б) (составлена по материалам М.А. Оренбургского и С.Г. Самыгина)

1 – андезибазальты и андезиты абасвской свиты верхнего лланвирна; 2–6 – верхнекембрийско-лланвирнский комплекс; 2–4 – найманская свита среднего аренига – нижнего лланвирна, пачки (2 – крупногалечных конгломератов, 3 – черных кремнистых алевролитов, 4 – песчаников с горизонтами и линзами известняков), 5 – андезибазальты и андезиты сарышюкинской свиты нижнего аренига, 6 – вулканогенно-туфогенно-терригенная толща верхнего кембрия – нижнего ордовика; 7–11 – среднекембрийско-лланвирнский комплекс, пачки: 7 – грубозернистых песчаников с редкими глыбами известняков, 8 – алевролитов, туффитов и тефроидов, 9 – кремнистых алевролитов, туффитов и глинистых яшм, 10 – кремней, фтанитов и кремнистых алевролитов, 11 – известковистых алевролитов и песчаников с линзами известняков; 12 – вулканогенно-осадочные толщи низов среднего кембрия; 13 – среднеордовикские диориты; 14 – среднекембрийские гранитоиды Кольдененского массива; 15 – линзы (а) и горизонты (б) известняков; 16 – граница несогласного залегания; 17 – границы тектонических покровов (а), надвигов (б); 18 – прочие разрывные нарушения; 19 – залегание слоистости

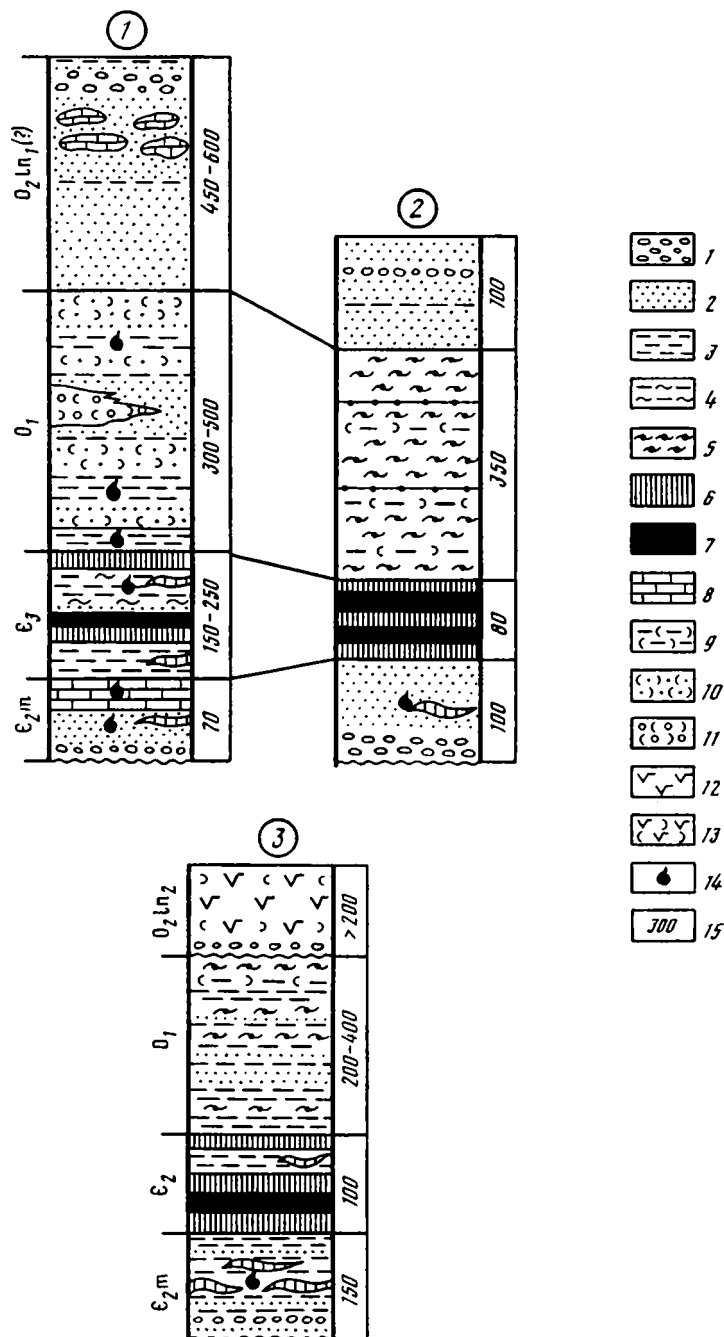


Рис. 5. Разрезы среднекембрийско-лланвирнского комплекса в бассейне р. Кольденен (1, 2) и в горах Зербкызыл (3)

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – кремнистые алевролиты; 5 – глинистые яшмы; 6 – кремни; 7 – фтаныты; 8 – известняки; 9 – туфоалевролиты; 10 – туфопесчаники; 11 – туфоконгломераты; 12 – андезибазальты; 13 – туфы андезибазальтового состава; 14 – органические остатки; 15 – мощность, м

Терригенно-карбонатная пачка сложена переслаивающимися известковистыми алевролитами и песчаниками с линзами и тонкими прослоями пелитоморфных известняков, содержащих трилобиты, конодонты и беззамковые брахиоподы позднего кембрия.

Кремнисто-терригенная пачка образована черными и серыми полосчатыми фтанитами, кремнистыми алевролитами, мелкозернистыми кремнистыми песчаниками с линзами и тонкими прослоями известняков с конодонтами верхов позднего кембрия. Разрез этой пачки завершается черными тонкослоистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с конодонтами и граптолитами низов аренига.

Туфогенно-терригенная пачка представлена зеленоцветными кремнистыми туффитами, тефроидами, разнообразными туфогенными и вулканомиктовыми алевролитами, песчаниками с линзами туфоконгломератов. Для этих пород типичны градационные и подводно-оползневые текстуры. Среди алевролитов часто присутствуют карбонатные конкреции. Состав пород может указывать на то, что осадконакопление происходило синхронно с вулканизмом известково-щелочного состава. В низах разреза собраны граптолиты низов аренига, а в верхах – граптолиты, конодонты и трилобиты верхов аренига–низов лланвирна.

Терригенную пачку образуют зеленые грубозернистые, преимущественно кварцевые песчаники, среди которых присутствуют пластовые отторженцы и мелкие глыбы известняков с остатками криноидей ордовикского облика.

Общая мощность разреза 1300–1350 м.

Второй тип разреза приурочен к западной части участка (см. рис. 4, А). Для него характерны (см. рис. 5, разрез 2) практически полное отсутствие карбонатов, грубого пирокластического материала среднего состава и преобладание кремнистых и кремнисто-туфогенных пород. В основании залегает пачка переслаивающихся серых кремней и фтанитов, которая вверх по разрезу сменяется тонким переслаиванием вишневых, красных и зеленых кремнистых алевролитов с редкими прослоями красных яшм. В верхах присутствует пачка грубозернистых песчаников. Разрез беден органическими остатками, его общая мощность около 600–700 м. Такие признаки могут указывать на относительно большую, чем для первого типа, глубину бассейна осадконакопления.

Подобное строение кремнисто-туфогенно-терригенная толща имеет и в горах Зербкызыл (см. рис. 4, Б; 5, разрез 3), где выше карбонатно-терригенной пачки залегает достаточно мощный пласт серых кремней, фтанитов и кремнистых алевролитов, сопоставляющийся с верхнекембрийской кремнистой пачкой в бассейне р. Кольденен. Далее разрез наращивается достаточно мощной нижнеордовикской терригенно-туфогенной пачкой, аналогичной верхним частям разреза в бассейне р. Кольденен.

Верхнекембрийско-лланвирнский комплекс. Вулканогенно-осадочные и кремнисто-туфогенные толщи, объединяемые в этот комплекс, распространены на двух участках – в юго-западной (окрестности горы Карагутуй, ур. Найман) и северо-восточной (окрестности гор Зербкызыл и Атей) частях Центрально-Чингизской зоны (см. рис. 3; вкл.). Здесь образования верхнекембрийско-лланвирнского комплекса аллохтонно перекрывают среднекембрийско-лланвирские толщи и слагают Центрально-Чингизский покров, выделенный С.Г. Самыгиным [Самыгин, 1984].

Верхнекембрийские и нижнеордовикские комплексы обладают значительной фациальной изменчивостью.

В юго-западной части Центрально-Чингизской зоны, в окрестностях гор Карагутуй и Сарышоки, распространена пестрая дифференцированная вулканогенная толща, состав эффузивов в которой изменяется от андезита до риолитов, с преобладающей ролью андезитов (торткудукская серия верхнего кембрия–тремадока мощностью до 3000 м, сарышокская свита нижнего аренига мощностью не

Система	Отдел	Ярус
Ордовикская	Средний	Лланвирнский
	Нижний	Арензский
	Трематокский	
Кембрийская	Верхний	

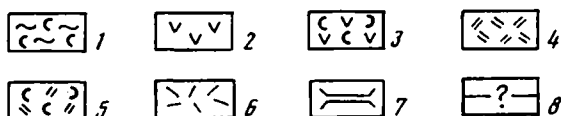
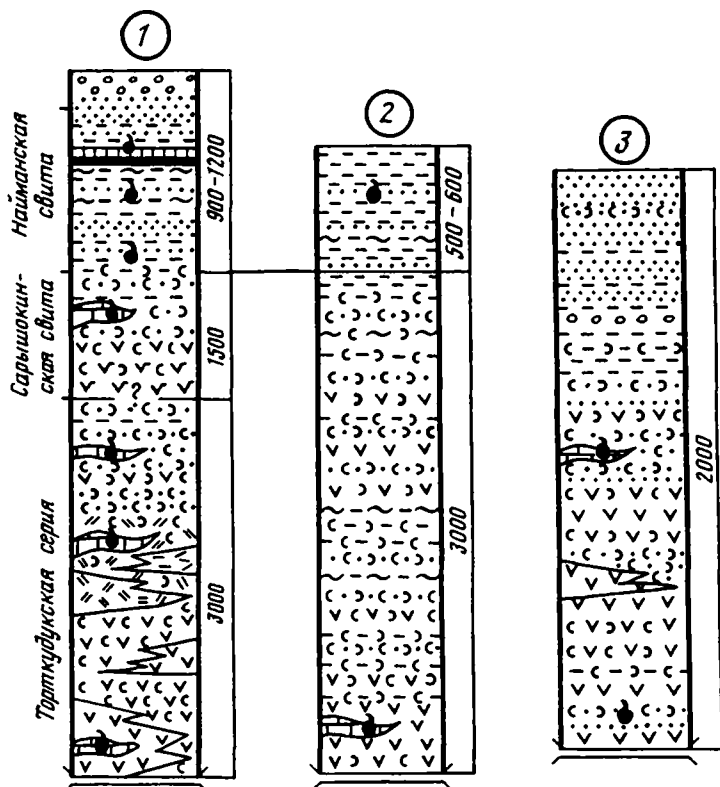


Рис. 6. Схематические разрезы верхнекембрийско-лланвирнского комплекса

1 – кремнистые туффыты; 2 – андезиты; 3 – туфы андезитового состава; 4 – дациты; 5 – туфы дацитового состава; 6 – риолиты; 7 – тектонические контакты, 8 – неясные соотношения. Остальные условные обозначения см. на рис. 5

Местоположение разрезов (цифры в кружках): 1 – горы Карагутуй и ур. Найман, 2 – южнее пос. Бирлик, 3 – горы Зербкызыл, Атей

менее 1500 м) (рис. 6). В разрезах присутствует большое количество туфов, вулканогенно-обломочных пород и водорослевых известняков с трилобитами и брахиоподами [Геология СССР, 1972; Никитин, 1972]. К полосе развития дифференцированных вулканитов приурочены выходы диорит-гранодиоритовой формации (чаганский интрузивный комплекс раннего ордовика). К юго-западу от пос. Бирлик (см. рис. 3; 4, А) другие тектонические пластины сложены слабо дифференцированной андезит-андезибазальтовой вулканогенно-осадочной толщей мощностью 3000 м,

равной по стратиграфическому объему торткудукской серии и почти всей сарышожинской свите. Здесь наряду с лавами широко распространены мелкообломочные тефрогенные и туффито-кремнистые осадки [Самыгин, 1984].

Разнофациальные разрезы верхнего кембрия–низов аренига согласно перекрываются карбонатно-кремнисто-терригенной толщей (найманская свита – вторая половина аренига–нижний лланвирн). Она сложена тонкослоистыми тефроидами, туффитами, полевошпатовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками (низы разреза), кремнистыми туфопелитами, известковистыми туффитами, калькаренидами и радиоляриевыми фтанитами (середина разреза). Верхи найманской свиты образованы грубозернистыми песчаниками и крупногалечными конгломератами (см. рис. 6). Мощность свиты 900–1200 м. По всему ее разрезу собраны граптолиты, конодонты и трилобиты [Никитин, 1972; Орлова, Курковская, 1993].

В северо-восточной части Центрально-Чингизской зоны (окрестности гор Зербызыл и Атей) к верхнему кембрию–тремадоку относятся вулканогенные и вулканогенно-обломочные породы среднего состава с линзами органогенных известняков, которые вверх сменяются разнотерригенными полимиктовыми песчаниками и кремнистыми алевролитами с отдельными потоками эффузивов среднего состава аренигского возраста. Общая мощность разреза верхнего кембрия–нижнего ордовика в этом районе около 2000 м [Самыгин и др., 1969].

Среди кембрийско-нижеордовикских образований Центрально-Чингизской зоны можно выделить вулканогенные и терригенно-туфогенные.

Вулканогенные комплексы имеют большую мощность, объединяют эффузивы базальтового, андезибазальтового, андезитового, дацитового и риолитового состава, а также различные пирокластические и вулканогенно-обломочные породы, содержащие линзы водорослевых известняков с разнообразной бентосной фауной. Анализ состава эффузивов кембрия–нижнего ордовика показывает, что они могут быть отнесены к типичной дифференцированной натровой известково-щелочной серии, сходной с вулканическими комплексами современных вулканических островодужных систем [Лялин и др., 1964; Магматические комплексы..., 1982; Тектоника Казахстана, 1982; и др.]. Большое количество пирокластических пород, невыдержанность их состава и мощности позволяют предполагать преобладание вулканических аппаратов центрального типа, а присутствие органогенных известняков – небольшую глубину осадконакопления. Все эти данные допускают сопоставление вулканогенных комплексов Центрально-Чингизской зоны с формациями современных вулканических островных дуг.

Терригенно-туфогенные комплексы, как правило, перекрывают вулканогенные, в их строении участвуют переслаивающиеся терригенные, туфогенные и кремнистые породы, реже отмечаются карбонаты. Отсутствие эффузивов и туфов, тонкая слоистость и ритмичность свидетельствуют об удаленности от вулканических центров, а присутствие туффитов и тефроидов указывает на синхронную осадконакоплению вулканическую деятельность. Терригенно-туфогенные комплексы охарактеризованы разнообразными органическими остатками, среди которых отмечаются брахиоподы, трилобиты, граптолиты и конодонты, что свидетельствует об относительно глубоководной обстановке осадконакопления, но не превышающей уровень карбонатной компенсации. Накопление терригенно-туфогенных комплексов, вероятно, происходит при погружении более древней островодужной структуры синхронно с вулканической деятельностью в более молодой дуге.

Таким образом, в пределах Центрально-Чингизской зоны выявляются вулканический островодужный комплекс верхнего кембрия–нижнего ордовика и терригенно-туфогенный комплекс, формировавшийся синхронно с островодужным, по видимому, на склоне дуги. В конце аренига–начале лланвирна произошло их тектоническое совмещение и сформировалась сложная покровно-складчатая структура Центрально-Чингизской зоны. Поэтому в настоящее время невозможно однознач-

но указать, в каких (преддуговых или задуговых) обстановках происходило накопление терригенно-туфогенного комплекса.

Средне-верхнеордовикские комплексы. Кембрийско-нижеордовикские вулканогенные и кремнисто-туфогенные комплексы несогласно перекрываются слабо дифференцированной андезит-андезибазальтовой толщей (абаевская свита мощностью около 1600 м), выходы которой прослеживаются в северо-западном направлении от пос. Караул до гор Зербкызыл. Среди эффузивов встречаются линзы известняков с трилобитами верхов лланвирна [Никитин, 1972]. Более молодые образования распространены локально и представлены преимущественно зеленоцветными терригенными породами с линзами известняков мощностью до 1000 м.

БЕСТАМАК-ОКПЕКТИНСКАЯ ЗОНА

В строении Бестамак-Окпектинской зоны принимают участие долландейльские аккреционные комплексы, которые перекрываются тефрогенными и флишевыми толщами лландейло-нижнего карадока, относящимися к образованиям преддуговых бассейнов.

Долландейльские аккреционные комплексы обнажаются в ядрах антиклиналей по северо-западному флангу Бестамакского сегмента Бестамак-Окпектинской зоны (см. рис. 3; вкл.). Здесь присутствуют лавы базальтового и андезибазальтового состава, а также терригенные породы. Эти породы плохо обнажены, недостаточно изучены, лишены органических остатков и условно сопоставляются с кембрийско-нижеордовикскими базальтовыми толщами других зон.

Наиболее достоверно долландейльские аккреционные комплексы выделяются в горах Окпекты – в юго-восточном сегменте Бестамак-Окпектинской зоны (см. рис. 3; вкл.). Этот участок, вероятно, имеет покровно-складчатое строение. Нижнее структурное положение – на крыльях синклиналей – занимает толща афировых, иногда миндалекаменных базальтов мощностью более 300 м, содержащих прослои, линзы и мощные горизонты серых и белых известняков. В них встречаются биогермы, сложенные микрофитолитами широкого возрастного диапазона. По аналогии с фаунистически охарактеризованными карбонатно-базальтовыми разрезами Чингизской системы данная толща, скорее всего, относится к нижнему кембрию [Жаутиков и др., 1976]. Другая толща, залегающая в ядрах синформных структур, образована разнообразными кремнистыми породами – серыми и желтоватыми кремнями, красными, сургучно-красными и зелеными яшмами общей мощностью около 100 м. Породы смяты в мелкие дисгармоничные складки и, по-видимому, залегают на базальтах аллохтонно. Хотя в кремнях и яшмах органических остатков не обнаружено, можно уверенно предполагать их позднекембрийско-раннеордовикский возраст, так как аналогичные толщи этого же возраста чрезвычайно широко распространены в других зонах. В горах Окпекты, вероятно, присутствуют и олистостромы, также участвующие в покровно-складчатой структуре. Их матрикс состоит из разнзернистых полимиктовых песчаников, в которые погружены глыбы более древних кремнистых пород и базальтов. Положение олистостромов в структуре не ясно, так как их выделение основано на схематичных описаниях [Жаутиков и др., 1976]. Мощность олистостромовой толщи более 100 м, а ее возраст предполагается долландейльским, так как все комплексы, распространенные в горах Окпекты, перекрываются терригенно-карбонатной толщей лландейльского возраста (низы бестамакской свиты) [Никитин, 1960; Самыгин, 1974].

Лландейло-нижекарадокие комплексы. Долландейльские аккреционные комплексы, а также кембрийско-нижеордовикские островодужные образования Центрально-Чингизской зоны несогласно перекрываются лландейло-нижекара-

докскими карбонатно-терригенными, тефрогенными и флишoidalными толщами, которые занимают основную часть Бестамак-Окпектинской зоны (см. рис. 3; вкл.).

В полных разрезах выделяются две свиты, связанные постепенным переходом.

Нижняя – бестамакская свита (лландейло–нижний карадок) резко несогласно перекрывает кембрийские вулканиты и прорывающие их гранодиориты раннего ордовика или без видимого несогласия залегает на эффузивах абаевской свиты в Центральном-Чингизской зоне, а также перекрывает более древние аккреционные комплексы, что установлено в горах Окпекты. Разрез начинается с терригенно-карбонатной толщи, в основании которой присутствует горизонт гравелитов и песчаников, сменяющийся вверх по разрезу мощной пачкой карбонатных пород (200 м). Среди них отмечаются различные известняки, калькарениты и карбонатные брекчии, содержащие органические остатки середины лландейло. Накопление этой толщи, по-видимому, происходило в мелководной обстановке с малым привнесом обломочного материала в период временного прекращения вулканизма. Разрез наращивается флишoidalной тефрогенно-терригенной толщей (более 1000 м). В ее основании залегает пачка “дикого” флиша, состоящего из грубого матрикса, в котором заключены олистолиты органогенно-обломочных известняков, калькаренитов и различных эффузивов. “Дикий” флиш сменяется тефрогенным флишем, в составе которого преобладают различные песчаники, туфогравелиты, тефроида и туфоалевролиты.

Разрез завершает саргалдакская свита нижнего карадока мощностью более 1300 м, которая согласно залегает на бестамакской и представляет собой зеленоцветную флишoidalную толщу: терригенные тонкоритмичные пачки чередуются с прослоями и неритмичными пачками, неравномерно насыщенными грубообломочным материалом [Никитин, 1972; Самыгин, Хераскова, 1994].

АРКАЛЫК-АБРАЛИНСКАЯ ЗОНА

В строении Аркалык-Абралинской зоны участвуют досреднекарадокские аккреционные комплексы, которые перекрываются средне-верхнеордовикскими терригенными и вулканогенными толщами.

Досреднекарадокские аккреционные комплексы хорошо изучены в северо-западной части зоны – в горах Аркалык, Бабалы и Жандос. Их строение будет рассмотрено подробно. Юго-восточная часть – окрестности горы Коксенгир и ручья Шаткалан – исследована недостаточно и поэтому будет описана более схематично.

Горы Аркалык, Бабалы и Жандос. В современной структуре этого района выделяются три крупных блока (северный, центральный и южный), разделенные протяженными надвигами северо-западного простирания (рис. 7; вкл.). В строении этих блоков участвуют кремнисто-вулканогенные, кремнистые, кремнисто-туфогенные и олистостромовые толщи близкого состава и возраста. Однако структура каждого из них имеет свои особенности.

Хорошо изученный центральный блок образован пятью крупными складчатыми, надвинутыми друг на друга тектоническими покровами, смятыми в синформы и антиформы.

Западно-Аркалыкский покров занимает нижнее структурное положение и образован андезитами и андезибазальтами нижнего ордовика (?), которые перекрыты среднеордовикскими туфогенными и вулканическими песчаниками.

Ташокинский покров сложен аренгскими базальтами с линзами яшм, которые перекрываются нижнеордовикскими яшмами, среднеордовикскими кремнистыми туффитами, алевролитами и песчаниками.

Актасский покров тектонически перекрывает Ташокинский и представлен верхнекембрийскими кремнисто-базальтовыми толщами и залегающими на них с несогласием среднеордовикскими кремнистыми туффитами, алевролитами и олистостромами.

Центрально-Аркалыкский покров сложен аренигскими яшмами и кремнями, которые перекрыты среднеордовикскими туфотерригенными толщами. Не исключено, что этот покров не является самостоятельной единицей, а участвующие в его строении аренигские кремнистые породы представляют собой крупные отторженцы внутри среднеордовикской терригенной толщи Актасского покрова.

Омарбулакский покров занимает самое высокое положение в структуре Аркалыкской зоны и образован базальтами с линзами известняков и фтанитов среднего(?)—верхнего кембрия, яшмами, кремнистыми алевролитами и туффитами верхнего кембрия, тремадока и аренига и залегающими на них среднеордовикскими песчаниками с глыбами кремней и яшм.

Южный блок отделен от центрального крупным надвигом, к которому приурочена мощная зона серпентинитового меланжа (см. рис. 7; вкл.). В строении блока преобладают кремнисто-туфогенные толщи среднего ордовика, которые иногда подстилаются кремнистыми и кремнисто-базальтовыми толщами нижнего ордовика, что позволяет с некоторой долей условности сопоставлять их с Ташекинским покровом центрального блока. Характерная черта блока — приуроченность к кремнисто-туфогенным толщам среднего ордовика многочисленных линзовидных тел серпентинитов. В его восточной части кремнистые и кремнисто-туфогенные породы метаморфизованы до зеленосланцевой фации. В расположенных восточнее горах Муржик метаморфизованы и комплексы центрального блока.

В северном блоке распространена олистостромовая толща среднего ордовика, которая в горах Бабалы вместе с кембрийскими кремнисто-базальтовыми толщами слагает смятый в антиформу пакет пластин. Сходство этих комплексов с образованиями Актасского покрова центрального блока позволяет с долей условности сопоставлять их друг с другом.

Офиолиты в этом районе присутствуют только в составе серпентинитового меланжа, который почти непрерывной полосой шириной до 500–700 м протягивается в южной части гор Аркалык и локально распространен в их северной части (см. рис. 7; вкл.). Меланж надвинут на среднеордовикские алевролиты и кремнистые туффиты и подстилает тектонические покровы кремнистых и кремнисто-базальтовых толщ верхнего кембрия и нижнего ордовика. В северной части гор Аркалык к подошве такого покрова приурочены глаукофановые сланцы. Основную массу в меланже образуют рассланцованные апоперидотитовые и аподунитовые серпентиниты, которые включают небольшие глыбы и отторженцы среднезернистых изотропных габбро, афировых миндалекаменных базальтов, кремней и яшм. В восточной части гор Аркалык в меланже присутствует протяженный (1 км) блок полосчатых дунитов и гарцбургитов.

Среднекембрийско-нижнеордовикские комплексы представлены кремнистыми и кремнисто-базальтовыми толщами, участвующими в строении Омарбулакского покрова.

В верхнем течении ручьев Омарбулак и Коктас (рис. 8) к среднему кембрию—нижнему ордовикау отнесены две толщи — омарбулакская и коктасская, имеющие тектонические взаимоотношения друг с другом.

Омарбулакская толща распространена только в верхнем течении ручья Омарбулак и сложена монотонными зелеными подушечными миндалекаменными афировыми базальтами с редкими линзами известняков и черных массивных фтанитов. Общая мощность толщи около 500 м. Органические остатки в кремнистых и карбонатных породах не обнаружены, но, учитывая доказанный средне-позднекембрийский возраст коктасской толщи, подстилающие ее базальты с линзами известняков и фтанитов могут быть отнесены к среднему—низам позднего кембрия.

Коктасская толща более широко распространена в южной части гор Аркалык. Ее разрез, обнаженный на левом берегу ручья Коктас в 6,5 км выше его впадения в ручей Омарбулак, был изучен С.П. Конева [Конева, 1979], а затем автором. При этом выяснилось, что С.П. Конева разрез был изучен в перевернутом виде, и в на-

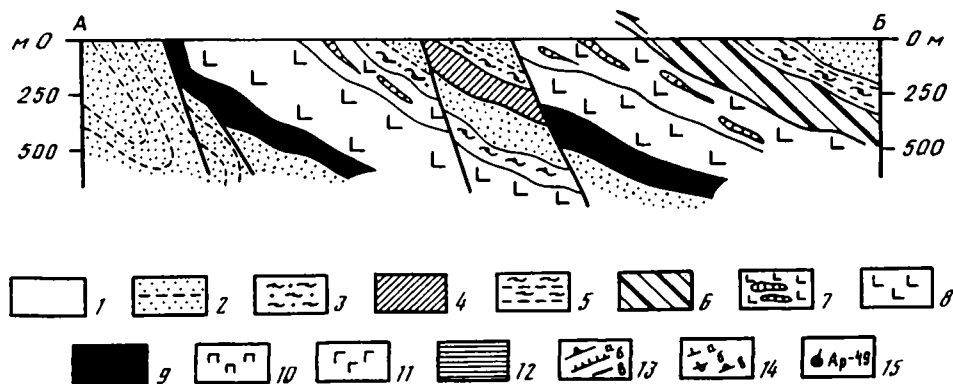
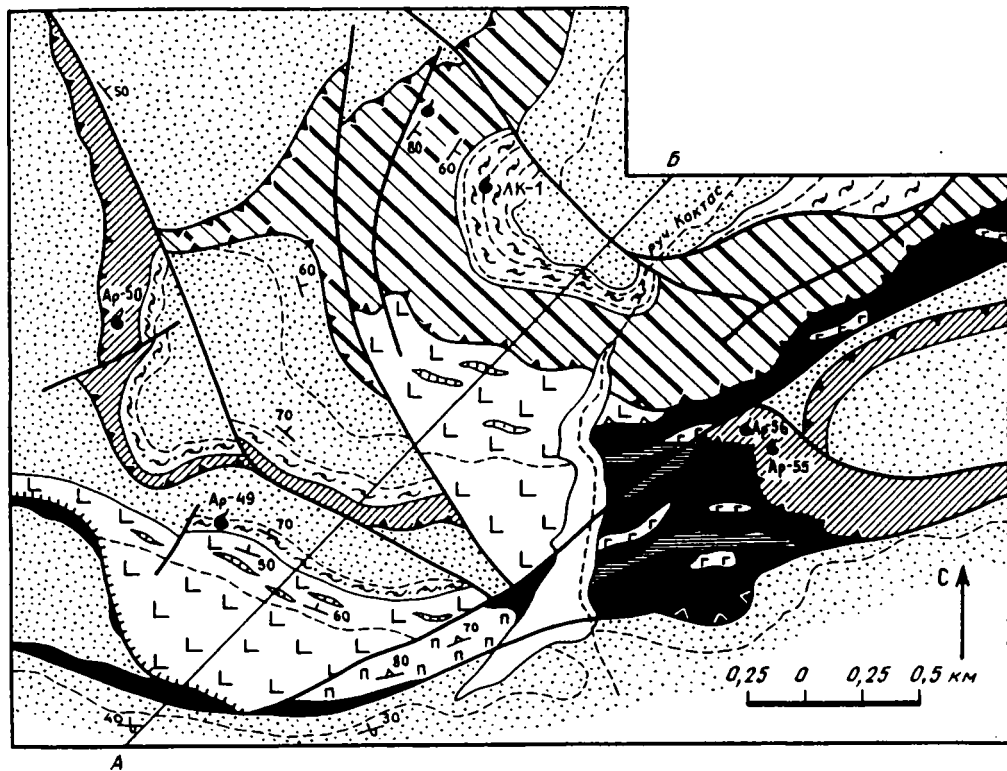
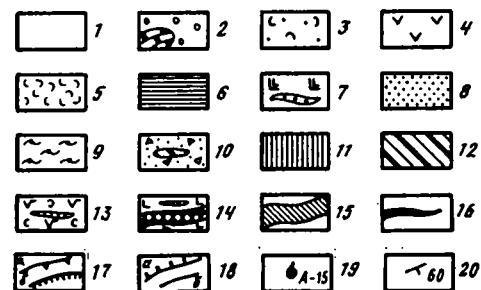
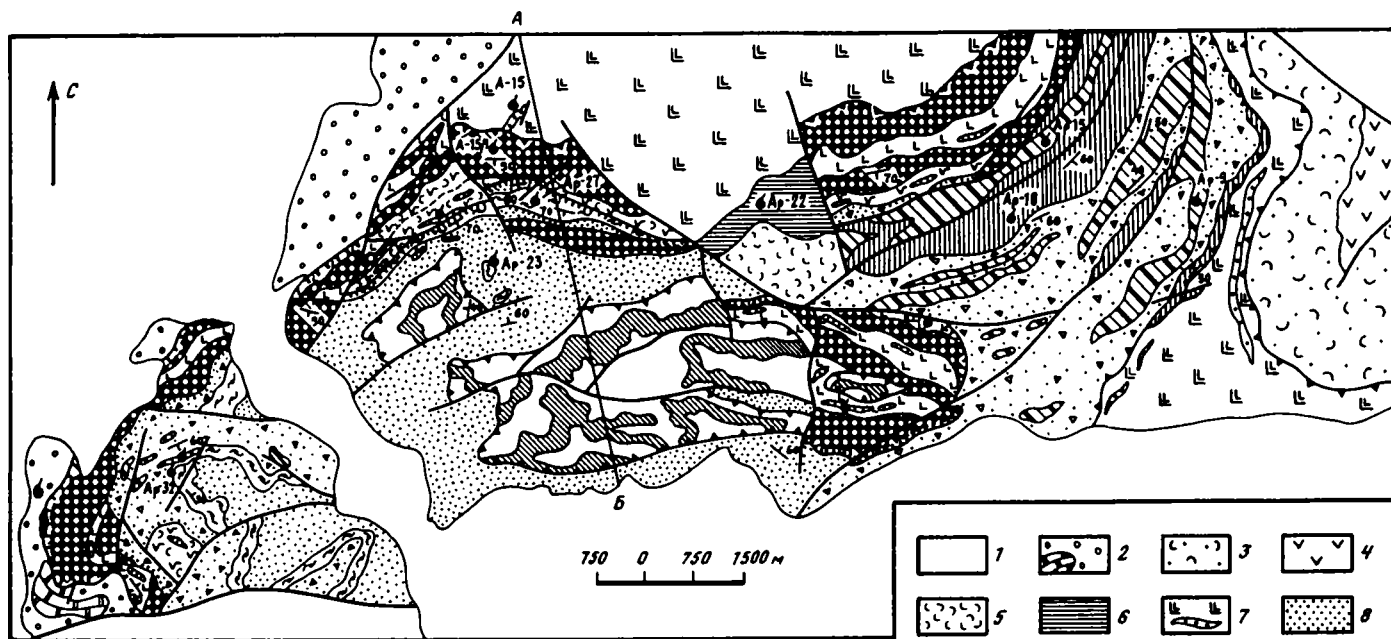


Рис. 8. Схема геологического строения бассейна ручья Коктас

1 – кайнозойские отложения; 2, 3 – среднеордовикская туфогенно-терригенная толща: 2 – пестроцветные песчаники, алевролиты, кремнистые алевролиты с редкими глыбами красных яшм, 3 – вишневые кремнистые алевролиты, туффиты, глинистые яшмы; 4 – кремнистая толща нижнего ордовика Центрально-Аркалыкского покрова; 5, 6 – коктасская толща верхнего кембрия–нижнего ордовика Омарбулакского покрова: 5 – вишневые кремнистые алевролиты и глинистые яшмы, 6 – красные яшмы с редкими прослоями кремней; 7, 8 – базальты верхнего кембрия Актасского покрова: 7 – верхняя пачка – базальты с линзами известняков и красных яшм, 8 – нижняя пачка – базальты афировые подушечные; 9 – серпентинитовый меланж; 10 – отторженцы дунитов и гарцбургитов в меланже; 11 – глыбы габбро в меланже; 12 – зоны лиственитизации; 13 – границы тектонических покровов (а), надвиги (б) и прочие разрывные нарушения (в); 14 – залегание слоистости: нормальное (а), опрокинутое (б), залегание полосчатости (в); 15 – места находок органических остатков и их номера



стоящее время представляется следующим. Выше тектонического контакта с песчаниками среднего ордовика снизу вверх обнажены (рис. 9, разрез 13; вкл.):

Мощность, м

1. Яшмы сургучно-красные с прослоями спонголитов и кремнистых алевролитов с беззамковыми брахиоподами (<i>K-226</i>) <i>Linnarssonina arkalykensis</i> Koneva, sp.nov., <i>Linnarssonina minima</i> Koneva, sp.nov., неопределимыми остатками трилобитов и конодонтов	20
2. Яшмы темно-красные с прослоями серых и белых кремней	100
3. Красные полосчатые яшмы	100
4. Яшмы красные с прослоями белых кремней и вишневых кремнистых алевролитов ..	70–80
5. Алевролиты кремнистые вишневые слоистые с конодонтами (т.н. ЛК-2) <i>Periodon</i> sp. cf. <i>flabellum</i> (Lind.) аренигского возраста	60–80

Общая мощность разреза 350–380 м.

Беззамковые брахиоподы из сл. 1 представлены новыми видами и считаются С.П. Конева среднекембрийскими на основании среднекембрийского возраста собранных вместе с брахиоподами спикул и тел губок (*Protospongia fenestrata* Salter, *Kiwetionkia* sp. – определения Е.В. Романенко) и радиолярий (*Carposphaera* sp. – определение А.Г. Поспелова). Р.Г. Тенякова, просмотревшая коллекцию брахиопод, считает их возраст позднекембрийским. Поэтому представляется целесообразным относить яшмы с брахиоподами нижней части разреза коктаасской толщ к среднему–позднему кембрию, а верхний возрастной предел рассматриваемой толщи, учитывая находки аренигских конодонтов, считать раннеордовикским. Таким образом, возраст коктаасской толщи охватывает интервал от среднего–позднего кембрия до аренига включительно.

Верхнекембрийские комплексы участвуют в строении Актасского покрова, где представлены кремнистыми и кремнисто-базальтовыми толщами с линзами известняков.

В строении верхнекембрийских толщ северной и южной частей гор Аркалык имеются различия. В горах Бабалы и в северо-западной части гор Аркалык к верхнему кембрию относится актасская толща, в разрезах которой преобладают кремнистые породы, а также присутствуют отдельные потоки и туфовые прослои андезитового и андезибазальтового состава. Типичным является разрез, изученный в северо-западной части гор Аркалык, где актасская толща обнажена на крыле синформы (рис. 10), тектонически перекрывает базальты аренигского возраста и подстилает олистостром среднего ордовика. Выше тектонического контакта с базальтами аренига снизу вверх залегают (см. рис. 9, разрез 10; вкл.):

←

Рис. 10. Схема геологического строения северо-западной части гор Аркалык

1 – кайнозойские отложения; 2 – песчаники с линзами известняков (талдыбойская свита среднего–верхнего карадока); 3, 4 – комплексы Западно-Аркалыкского покрова: 3 – туфопесчаники, алевролиты и туффиты среднего ордовика, 4 – андезиты и андезибазальты нижнего (?) ордовика; 5–7 – комплексы Ташокинского покрова: 5 – ташокинская свита среднего ордовика – кремнистые туффиты и туфоалевролиты, 6, 7 – аркалыкская толща нижнего ордовика (6 – яшмы, 7 – базальты с линзами красных яшм); 8–14 – комплексы Актасского покрова: 8–10 – олистостромовая толща среднего ордовика (8 – верхняя пачка – пестроцветные песчаники алевролиты, кремнистые алевролиты с редкими глыбами вишневых глинистых яшм, 9 – горизонт вишневых кремнистых алевролитов, туффитов и глинистых яшм, 10 – нижняя пачка – конгломераты, конглобрекции, песчаники с глыбами кремней и яшм), 11, 12 – крупные отторженцы пород нижнего ордовика в олистостромовой толще (11 – кремни и фтаны, 12 – красные яшмы), 13, 14 – актасская толща верхнего кембрия (13 – верхняя пачка – андезибазальты, базальты с линзами органогенных известняков, 14 – нижняя пачка – серые кремни, фтаны с потоками базальтов и линзами известняков); 15 – комплексы Омарбулакского покрова – кремнисто-фтанитовая толща верхнего кембрия–нижнего ордовика; 16 – серпентиниты; 17 – границы тектонических покровов (а) и отдельных пластин (б); 18 – надвиги (а) и прочие разрывные нарушения (б); 19 – места находок органических остатков и их номера; 20 – залегание слоистости

1. Кремни серые слабослоистые с редкими прослоями фтанитов и красных яшм, в кремнях – конодонты (<i>A-15/1</i>) <i>Prooneotodus tenuis</i> (Muller), <i>Furnishina furnishi</i> (Muller), <i>Waliserodus</i> sp. позднего кембрия	100
2. Яшмы красные и сургучные, слабослоистые	100
3. Яшмы красные и серые кремни с потоками афировых и мелкопорфировых базальтов, содержащих редкие линзы серых известняков	250–300
4. Кремни серые полосчатые с прослоями фтанитов и красных яшм	50–70
5. Базальты и андезобазальты зеленые афировые, реже мелкопорфировые с редкими линзами серых известняков	50
6. Кремнистые туффыты черные и темно-серые, слабослоистые	20
7. Андезиты и андезобазальты крупнопорфировые миндалекаменные, замещающиеся туфами того же состава, содержащие линзы и протяженные (до 500–700 м) горизонты серых и розовых пелитоморфных и кристаллических известняков с трилобитами и беззамковыми брахиоподами позднего кембрия	Около 100

Общая мощность разреза 550–650 м. Выше залегает олистостромовая толща среднего ордовика.

Другой разрез верхнего кембрия изучен также в северо-западной части гор Аркалык, в 1 км к югу от предыдущего, он залегает в ядре сложнопостроенной синформы (см. рис. 10) и тектонически перекрывается пластиной кремней и фтанитов. Выше тектонического контакта с кремнисто-туфогенной и олистостромовой толщей среднего ордовика снизу вверх залегают (см. рис. 9, разрез 9; вкл.):

Мощность, м

1. Кремни серые с прослоями фтанитов и красных яшм	100
2. Базальты афировые и миндалекаменные зеленые и фиолетовые с линзами и горизонтами серых и розовых кристаллических известняков с трилобитами (<i>Г-1656</i>) <i>Olentella olentensis</i> Ivsh., <i>Olentella shidertensis</i> Ivsh., <i>Protopeltura</i> sp., <i>Olenaspella</i> sp., <i>Anuloides</i> ex. gr. <i>wickmari</i> Ivsh., <i>Cheilocephalus</i> sp., <i>Pseudagnostus pseudacyclopyge</i> Ivsh., <i>Pseudagnostus</i> cf. <i>angustilobus</i> Ivsh. аксак-куяндинского горизонта верхнего кембрия (определения Н.К. Ившина)	100
3. Кремни серые и кремнистые туффыты	50

Общая мощность разреза 250 м.

Характерны разрезы актасской толщи в горах Бабалы. Здесь пластины верхнего кембрия вместе с разделяющими их среднеордовикскими олистостромами и кремнисто-туфогенными толщами смяты в антиформу северо-западного простирания (рис. 11). В разрезе нижней пластины от тектонического контакта с песчаниками и кремнистыми алевролитами среднего ордовика снизу вверх обнажены (см. рис. 9, разрез 11; вкл.):

Мощность, м

1. Яшмы красные и сургучные, переслаивающиеся с белыми и серыми кремнями и содержащие прослой слабослоистых фтанитов	Около 100
2. Базальты зеленые и красные афировые и миндалекаменные с линзами и прослоями ярко-красных яшм и серых кремней	200–250

Общая мощность разреза около 300–350 м.

Средняя пластина представлена довольно однообразной вулканогенной толщей, сложенной зелеными и красными миндалекаменными базальтами с линзами серых и розовых известняков, прослоями красных яшм, лавобрекчий и туфоконгломератов. Мощность толщи 200–300 м (см. рис. 9, разрез 11; вкл.). В одной из линз известняков собраны трилобиты (*Г-1664*) *Olentella* ex. gr. *schidertensis* Ivsh., *Protopeltura* sp. аксак-куяндинского–селетинского горизонтов верхнего кембрия (определения Н.К. Ившина).

В разрезах верхних пластин среди миндалекаменных и афировых базальтов появляются мощные горизонты кремнистых пород, для которых характерно переслаивание красных яшм, серых кремней и фтанитов. По-видимому, рассмотренные

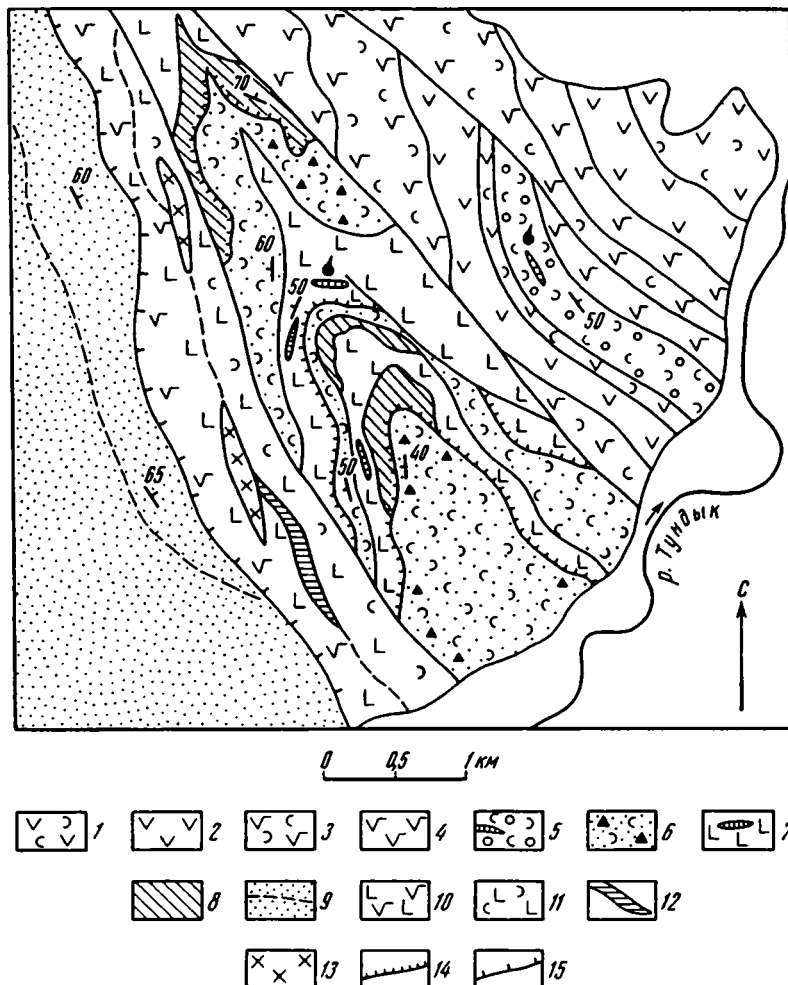


Рис. 11. Схема геологического строения района гор Бабалы

1–8 – комплексы Аркалык-Абралинской зоны: 1–5 – островодужные вулканиты намасской свиты верхнего ордовика (1 – туфы андезитового состава, 2 – андезиты, 3 – туфы андезибазальтового состава, 4 – андезибазальты, 5 – туфоконгломераты), 6–8 – комплексы Актаасского покрова (6 – среднеордовикская туфогенно-терригенная толща с глыбами красных яшм; 7, 8 – актаасская толща верхнего кембрия: 7 – афировые подушечные базальты с линзами известняков, 8 – кремни, фтаниты и красные яшмы); 9–12 – комплексы Маялжен-Балкыбекской зоны: 9 – силурийские терригенные толщи, 10–12 – нижне-среднеордовикские толщи (10 – базальты и андезибазальты, 11 – туфы основного состава, 12 – горизонты и линзы фтанитов); 13 – среднепалеозойские диориты; 14, 15 – границы пластин: 14 – в Актаасском покрове, 15 – в Маялжен-Балкыбекской зоне. Остальные условные обозначения см. на рис. 10

фрагменты слэгли ранее единую кремнисто-базальтовую толщу, которая впоследствии была расчешуена на серию пластин.

В южной части гор Аркалык (верхнее течение ручья Коктас) верхнекембрийские разрезы имеют отличия. Здесь кремнисто-базальтовые толщи подстилаются серпентинитовым меланжем (см. рис. 8). Характерные черты разрезов верхнего кембрия в этом районе – широкое распространение базальтов и незначительная роль кремнистых пород. В качестве примера можно привести разрез, изученный на левом берегу ручья Коктас (см. рис. 9, раз-

рез 12; вкл.), где к северу от полосы серпентинитового меланжа обнажены (снизу вверх):

Мощность, м

1. Базальты зеленые подушечные афировые и миндалекаменные с единичными мало-мощными линзами красных яшм 450–500
2. Базальты зеленые афировые и миндалекаменные с линзами красных и сургучных яшм и различных известняков. Иногда в линзах встречается ленточное переслаивание яшм и розовых известняков. Некоторые линзы сложены серыми песчанистыми известняками, в которых присутствуют обломки, часто неокатанные, красных яшм, миндалекаменных базальтов, белых и розовых известняков. В одной из линз известняков (Ар-49/1) при растворении получены беззамковые брахиоподы верхнекембрийского облика (закключение Г.Т. Ушатинской) 200

Общая мощность разреза 650–700 м. Выше залегает кремнисто-туфогенная толща среднего ордовика.

Верхнекембрийские разрезы также распространены севернее широтного течения р. Карасу. Здесь обнажаются афировые базальты с мощными горизонтами серых кремней и фтанитов с конодонтами (Л-2, Л-9) *Cordylodus* sp., *Furnishina* sp. позднего кембрия.

Нижнеордовикские комплексы распространены во всех покровах и представлены различными кремнистыми и кремнисто-вулканогенными толщами.

В Западно-Аркалыкском покрове к нижнему ордовика условно отнесена вулканогенная толща, занимающая самое низкое положение в структуре Аркалыкской зоны. В северной части гор Аркалык она сложена однородными мелкопорфировыми андезитами и андезибазальтами мощностью 300–400 м (см. рис. 9, разрез 2; вкл.), а к югу от этих гор представлена лавами и туфами андезибазальтового состава с линзами туфогенных песчаников и туффитов мощностью около 500 м. Органических остатков в породах вулканогенной толщи не обнаружено, поэтому ее отнесение к нижнему ордовика сделано в некоторой степени условно, так как она перекрывается туфогенно-терригенными породами среднего ордовика.

Вулканогенно-кремнистый состав имеют нижнеордовикские комплексы и в Ташкинском покрове. Здесь они объединены в аркалыкскую толщу, наиболее представительный разрез которой изучен в северо-западной части гор Аркалык (см. рис. 9, разрез 4; вкл.), где эти комплексы приурочены к ядру крупной антиформы (см. рис. 10). В разрезе снизу вверх обнажены:

Мощность, м

1. Базальты однородные, массивные зеленые мелкопорфировые 500–600
2. Базальты, аналогичные сл. 1, с очень редкими прослоями красных тонкослоистых яшм с конодонтами (А-15) *Periodon* cf. *flabellum*, *Scolopodus* rex, *Prioniodus* cf. *navis*, *Paroistodus* cf. *parallelus* (Pander), *Distacodus* *expansus* s.f. среднего–позднего аренига, вблизи прослоев яшм часто присутствуют лавобрекчии и туфоконгломераты 100–150
3. Яшмы красные и сургучные с прослоями серых и бирюзовых кремней с неопределимыми остатками конодонтов Около 50

Общая мощность разреза 650–800 м. Выше согласно залегают кремнистые туффиты и туфопесчаники среднего ордовика.

К югу от гор Аркалык нижнеордовикские толщи присутствуют лишь в отдельных блоках среди более молодых толщ, с которыми часто имеют только тектонические взаимоотношения. Здесь среди кремнисто-туфогенных толщ среднего ордовика встречаются блоки, сложенные базальтами с прослоями яшм (левый берег р. Тундык) и красными яшмами с прослоями вишневого кремнистых алевролитов (левый берег р. Карасу, восточнее горы Жандос) (см. рис. 9, разрез 3; вкл.), содержащие конодонты (Остр.) *Paracodylodus* *gracilis* Lind., *Scandodus* aff. *robustus* Serpagli,

Drepanodus arcustus Pander, *Oistodus* cf. *loncelatus* Pander., *Oistodus pseudoramis* Serpagli, *Prioniodus* sp. среднего–позднего аренига.

Нижний ордовик в Актасском и Центральном-Аркалыкском покровах представлен различными кремнистыми породами, которые слагают олистоплаки, крупные отторженцы, глыбы в олистостроме среднего ордовика или образуют самостоятельные крупные пластины. По-видимому, эти породы ранее слагали непрерывный кремнистый разрез и могут рассматриваться в качестве единой кремнистой толщи, которая представлена красными, сургучными, бирюзовыми, зеленоватыми яшмами, серыми и белыми кремнями, реже фтанитами и кремнистыми алевролитами. В пластинах и крупных отторженцах наблюдаются литологически различные части разреза: в одних преобладают массивные породы – красные яшмы с редкими малоомощными прослоями серых кремней и кремнистых алевролитов, в других – переслаивающиеся полосчатые фтаниты, различные яшмы и кремнистые алевролиты. Соотношения между отдельными частями разреза устанавливаются условно, так как даже в единых пластинах нет уверенности, что последовательность не нарушена. Общая мощность кремнистой толщи не превышает 200–250 м.

Возраст кремнистой толщи, установленный многочисленными находками конодонтов в различных частях ее разреза, определяется по совокупности всех данных. К низам разреза относятся красные яшмы, бирюзовые и серые кремни, фтаниты, в которых обнаружены конодонты (*A-55*, *56*, *Ap-15*, *Ap-59*) *Prioniodus* (*Oepikodus*) *evae* Lind., *Drepanodus arcuatus* Pander, *Paracordylodus gracilis* Lind., *Prioniodus* sp., характерные для нижней половины среднего аренига. Более высокие части разреза имеют близкий литологический состав и содержат конодонты (*Ap-50*) *Prioniodus* cf. *communis*, *Paracordulodus gracilis* Lind. верхов аренига. Самые молодые конодонты собраны в олистолисте красных яшм в южной части гор Аркалык (*KC-8*) – *Prioniodus* cf. *alatus medius* Dzik, “*Semiacontiodus*” cf. *cornuformis* (Sergeeva), *Scalpellodus* cf. *gracilis* (Sergeeva), “*Oistodus*” cf. *forceps* Lind. раннего лланвиерна. Здесь же обнаружены переотложенные аренигские конодонты “*Drepanodus*” *suberectus* (Branson et Mehl), “*Drepanodus*” *Homocurvatus* Lind., “*Drepanodus*” cf. *planus* Lind.

Следовательно, возраст кремнистой толщи может быть определен в интервале от первой половины среднего аренига до раннего лланвиерна.

Среднеордовикские комплексы присутствуют во всех покровах, но наиболее обосновано их выделение в Тасшокинском и Актасском. Эти образования стратиграфически перекрывают более древние комплексы и представлены кремнисто-туфогенными и олистостромовыми толщами.

В Западно-Аркалыкском покрове средний ордовик представлен желто-зелеными вулканомиктовыми песчаниками с прослоями вишневых алевролитов, которые перекрывают нижнеордовикские эффузивы среднего и основного состава (см. рис. 9, разрез 2; вкл.). Мощность терригенного разреза 300–400 м, его возраст считается среднеордовикским на основании сходства с фаунистически охарактеризованными толщами среднего ордовика Тасшокинского покрова.

В Тасшокинском покрове средний ордовик без видимого несогласия перекрывает аренигские кремнисто-базальтовые разрезы и представлен тасшокинской свитой. Ее разрез изучен на правом берегу р. Тундык в окрестностях горы Тасшоки и к северу от нее (см. рис. 9, разрез 3; вкл.). Здесь к северу от тектонического контакта с терригенными и карбонатными породами верхнего девона обнажены (снизу вверх):

Мощность, м

1. Яшмы вишневые глинистые тонкослоистые с прослоями вишневых кремнистых алевролитов и туффитов. В яшмах многочисленные конодонты (*JK-1*) *Drepanodus arcuatus* Pander, *Histiodela holodendatata* Clark et Ethington, *Periodon aculeatus* Had., *Prioniodus* (*Baltoniodus*) cf. *prevariabilis*, *Oistodus parallellus* Pander, *Scalpellodus* sp., *Prioniodus* (*Balton*) sp. раннего лланвиерна 100–150

2. Алевролиты и кремнистые алевролиты вишневые слоистые с прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников	100
3. Алевролиты лиловые с прослоями вишневых мелко-среднезернистых песчаников	150
4. Песчаники среднезернистые зеленые и лиловые с прослоями вишневых алевролитов	Около 150
5. Зеленые средне-крупнозернистые песчаники с редкими мощными прослоями алевролитов	Около 50

Мощность тасшокинской свиты из-за сильной дислоцированности может быть оценена в 500–600 м. Выше с небольшим несогласием залегают зеленоцветные песчаники, алевролиты и конгломераты талдыбойской свиты среднего–верхнего ордовика.

Возраст тасшокинской свиты определяется как среднеордовикский, но наиболее достоверно обоснован лишь ланвирнский возраст ее нижней части.

Тасшокинская свита в составе одноименного покрова занимает большие площади к югу от гор Аркалык. Здесь толща смята в мелкие складки и многочисленными надвигами расчленена на несколько чешуй, что вместе с ее однообразным составом не позволяет составить разрезы. Характерная черта этого участка – приуроченность к подошвам отдельных надвигов мелких, достаточно протяженных тел лиственитизированных ультрабазитов. Юго-восточнее гор Аркалык и в горах Муржик кремнистые и кремнисто-терригенные толщи интенсивно рассланцованы, а местами динамометаморфизованы. Можно предполагать, что распространенные здесь комплексы сопоставимы с ниже-среднеордовикскими толщами Тасшокинского покрова.

В северо-западной части гор Аркалык к тасшокинской свите отнесены вишневые и лиловые кремнистые туффиты с прослоями вишневых глинистых яшм и туфопесчаников (см. рис. 9, разрез 4; вкл.) мощностью 100–150 м, лишенные органических остатков и согласно перекрывающие аркалыкскую толщу нижнего ордовика.

Средний ордовик Актасского покрова представлен олистостромовой толщей, распространенной в горах Аркалык, Бабалы и Папалак. Она несогласно залегает на верхнекембрийских комплексах и обладает значительной фациальной изменчивостью. Разрезы с малым количеством глыб и отторженцев на небольших расстояниях могут насыщаться глыбами и олистоплаками, сложенными в подавляющем большинстве случаев различными кремнистыми породами. Матрикс олистостромовой толщи образован лиловыми и вишневыми полимиктовыми песчаниками, конгломератами и конглобрекциями с горизонтами и пачками глинистых яшм, кремнистых алевролитов. Органические остатки в матриксе собраны в разрезах с малым количеством глыб. Типичными для этого покрова могут считаться среднеордовикские разрезы, изученные в северо-западной части гор Аркалык. Здесь на серых кремнях с потоками базальтов верхнего кембрия снизу вверх залегают (см. рис. 9, разрез 5; вкл.):

Мощность, м

1. Песчаники грубозернистые полимиктовые, конгломераты и конглобрекции, содержащие небольшие глыбы красных яшм и протяженные отторженцы слоистых вишневых яшм	200
2. Песчаники грубозернистые лиловые и вишневые, гравелиты, конгломераты и конглобрекции с крупными олистоплаками красных и сургучных яшм, содержащих прослойки бутылочно-зеленых кремней. В яшмах конодонты плохой сохранности	250
3. Яшмы вишневые слоистые с прослоями кремнистых алевролитов и туффитов с конодонтами (Ар-32, Ар-34) <i>Paroistodus originalis</i> (Sergeeva), <i>Periodon cf. flabellum</i> (Lind.) позднего аренига	50
4. Алевролиты и мелкозернистые песчаники зеленые и желто-зеленые	350

В этом разрезе общей мощностью 800 м выделяются две пачки – нижняя, олистостромовая и верхняя, лишенная глыбовых включений. Несколько иной разрез

изучен в 1 км северо-западнее предыдущего. Здесь контакт с верхнекембрийскими толщами сорван послойным надвигом, к югу от которого снизу вверх обнажены (см. рис. 10):

Мощность, м

1. Песчаники грубозернистые и гравелиты с обломками кремней	50
2. Алевролиты и мелкозернистые песчаники тонкослоистые	50
3. Яшмы вишневые и красные глинистые тонкослоистые с прослоями зеленовато-голубых кремнистых туффов с конодонтами (Ар-27) <i>Periodon aculeatus</i> Had., <i>Histiodella holodentata</i> , cf. <i>Microzarcodina ozarcodella</i> Lind., <i>Paroistodus</i> aff. <i>originalis</i> (Sergeeva), <i>Phragmodus</i> sp. I раннего лланвирна	150
4. Песчаники грубозернистые и гравелиты лиловые и вишневые с редкими мелкими глыбами вишневых слоистых яшм	100
5. Песчаники крупно-среднезернистые зеленые и лиловые с крупными (20–50 м) глыбами вишневых слоистых яшм. В яшмах конодонты среднего аренига (Ар-23)	250–300

Общая мощность разреза 550–600 м. Выше залегает тектоническая пластина кремнистых пород Омарбулакского покрова.

Подобное строение разреза олистостромовой толщи (с малым количеством глыб кремней и большой долей матрикса) характерно для северной части гор Аркалык, гор Бабалы и Папалак.

Разрезы с большой долей матрикса известны и в южной части гор Аркалык. На правом берегу ручья Коктас изучен разрез, где на базальтах с линзами известняков и красных яшм верхнего кембрия снизу вверх залегают (см. рис. 9, разрез 7; вкл.):

Мощность, м

1. Конглобрекции с обломками различных кремнистых пород	20
2. Яшмы глинистые вишневые слоистые с прослоями и линзами кремнистых алевролитов и лиловых песчаников. В яшмах многочисленные конодонты <i>Periodon aculeatus</i> Had. лланвирна–лландейло. Западнее яшмы быстро выклиниваются и замещаются песчаниками	5–50
3. Песчаники средне-крупнозернистые полимиктовые лиловые и зеленые с прослоями и линзами вишневых алевролитов	200–300

Общая мощность разреза 225–370 м.

Наиболее отчетливо олистостромовое строение рассматриваемой толщи выражено в центральной части гор Аркалык. Здесь матрикс олистострома образован слабослоистыми зелеными и лиловыми песчаниками, среди которых присутствуют глыбы и отторженцы различных красных массивных яшм, белых и серых кремней (см. рис. 9, разрез 6, 7; вкл.). Глыбовая толща включает протяженный (несколько километров) конседиментационный покров, сложенный красными слабослоистыми яшмами. Этот покров подстилается и перекрывается олистостромами, содержащими глыбы яшм.

Возраст олистостромовой толщи определяется по положению в разрезе и по совокупности сведений об органических остатках в глыбах и матриксе. Рассматриваемая толща несогласно залегает на различных верхнекембрийских комплексах, в глыбах присутствуют кремнистые породы с конодонтами различных частей аренига, а в единичных случаях (КС-8) и раннего лланвирна. В большинстве разрезов в матриксе собраны конодонты раннего лланвирна, а в отдельных случаях (Ар-32, 34) и позднего аренига. При этом большинство мест находок органических остатков в матриксе приурочено к низам разреза олистострома. Нижняя граница, по-видимому, имеет скользящий позднеаренигско-раннелланвирнский возраст. Верхний возрастной предел толщи определяется по налеганию талдыбойской свиты среднего–верхнего ордовика. Таким образом, возраст олистостромовой толщи, скорее всего, ограничивается верхами аренига–средним ордовиком.

К юго-западу от гор Аркалык, в окрестностях горы Жандос, распространены комплексы, аналоги которых отсутствуют в горах Аркалык. Здесь в ядре антиклинали залегает слабо дифференцированная вулканическая толща. В низах ее разреза преобладают эффузивы и туфы андезитового и андезитобазальтового состава, выше которых залегают известняки с трилобитами майданского горизонта (верхи амгинского яруса). Далее разрез наращивается пачкой, состоящей из красноцветных кремнистых алевролитов, песчаников и гравелитов, а завершается мощными потоками порфировых андезитов. Мощность этой толщи около 1000 м [Геология СССР, 1972]. На северо-восточном склоне горы Жандос на вулканогенной толще с неясным контактом залегают тонкослоистые красные яшмы с прослоями желтых и серых кремней, имеющие нижнеордовикский возраст. Как вулканогенная толща, так и кремнистая несогласно перекрываются терригенными породами талдыбойской свиты.

Окрестности гор Коксенгир, Акирек, р. Шаткалан и пос. Енбектен. В этих районах структура (см. рис. 3) изучена недостаточно, и только на отдельных участках (горы Акирек, р. Шаткалан) можно предполагать ее сложнослоистый и чешуйчато-надвиговый характер.

Выходы *офиолитов* в этом районе известны только на левом берегу р. Шаткалан. Здесь среди кремнисто-туфогенных пород нижнего–среднего ордовика залегает несколько небольших тел серпентинитов с глыбами плагиоклазовых амфиболитов [Тектоника Казахстана, 1982].

Кембрийско-среднеордовикские комплексы этой части Аркалык-Абралинской зоны изучены крайне слабо. Наиболее достоверно выделяются фрагменты кембрийских вулканогенных толщ, расположенные к северу от горы Коксенгир, где распространены базальты и андезобазальты с редкими линзами кремнистых алевролитов и известняков (коксенгирская свита), содержащих органические остатки низов амгинского яруса [Геология СССР, 1972]. На этом же участке (горы Акирек, р. Молалы) известны фрагменты кремнисто-базальтовых (эффузивы основного состава с горизонтами фтанитов и яшм), а также кремнистых (фтаниты и кремни) разрезов [Жаутиков и др., 1976], для которых можно предполагать позднекембрийско-раннеордовикский возраст. На левом берегу р. Шаткалан среди кремнисто-туфогенных толщ среднего ордовика, по-видимому, присутствуют пластины базальтов и яшм с радиоляриями раннего ордовика [Самыгин, 1974]. Более широко распространены кремнисто-туфогенные толщи, имеющие, вероятно, среднеордовикский возраст и сложенные разнообразными песчаниками, алевролитами, кремнистыми алевролитами и туффитами, осадочными брекчиями, тефроидными среднего состава. Эти толщи имеют значительные (более 1000 м) мощности и слабо охарактеризованы фаунистически [Тектоника Казахстана, 1982].

Таким образом, в строении аккреционных комплексов Аркалык-Абралинской зоны участвуют фрагменты разрезов средне-верхнекембрийских и нижнеордовикских кремнисто-базальтовых, а также верхнекембрийских и нижнеордовикских кремнистых толщ, ассоциирующие с серпентинитовыми меланжами. Вовлечение этих комплексов в аккреционные процессы началось в конце аренига – начале лланвирна и продолжалось до середины карадока.

Средне-верхнеордовикские комплексы. Досреднекарадокские аккреционные комплексы, а также более древние комплексы Центрально-Чингизской и Бестамак-Окпектинской зон перекрываются средне-верхнеордовикскими толщами, которые расчленяются на две свиты – талдыбойскую и намасскую.

В основании талдыбойской свиты, как правило, устанавливается несогласие. В нижней части эта свита сложена тонкослоистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, а в верхней – грубозернистыми полимиктовыми песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами (см. рис. 9, разрез 1; вкл.). Мощность свиты около 1000 м. В ее разрезе присутствуют мощные линзы серых известняков, содержащих богатый комплекс органических остатков среднего–позднего карадока [Никитин, 1972; Геология СССР, 1972; Геологическая карта..., 1980].

Намасская свита согласно перекрывает талдыбойскую и сложена базальтами, андезибазальтами, андезитами и их туфами, вулканомиктовыми и туфогенными песчаниками с линзами рифовых известняков с кораллами и брахиоподами низов ашгилла. Мощность намасской свиты достигает 1600 м [Антонюк, Аксаментова, 1964; Никитин, 1972].

ТОКАЙСКО-АКЧАТАУСКАЯ ЗОНА

В строении Токайско-Акчатауской зоны участвуют доверхнеордовикские аккреционные комплексы, которые перекрываются рифовыми известняками верхнего ордовика, терригенными и терригенно-вулканогенными толщами нижнего-среднего лландовери и островодужными вулканитами среднего лландовери-венлока.

Доверхнеордовикские аккреционные комплексы детально изучены в окрестностях гор Токай, Караадыр, и их строение рассматривается подробно. Меньшей изученностью отличаются район гор Шокпактас и хр. Акчатау, описание которого будет схематичным (с использованием литературных данных).

Горы Токай и Караадыр. Структура доверхнеордовикских аккреционных комплексов в этом районе образована пакетом надвинутых на север тектонических покровов, в строении которого можно выделить два структурных уровня: нижний, образованный пластинами офиолитов, базальтов с прослоями кремней и офиолитокластовыми олистостромами, и верхний, представленный кремнисто-базальтовыми и олистостромовыми толщами. Комплексы нижнего уровня недостаточно обнажены, слабо охарактеризованы фаунистически. Более детально можно рассмотреть образования верхнего уровня. Здесь выделяются четыре тектонических покрова – Северо-Токайский, Западно-Токайский, Токайский и Караадырский (рис. 12; вкл.).

Северо-Токайский покров занимает самое низкое структурное положение. Он образован яшмо-базальтовыми толщами предположительно аренигского возраста и габброидами, которые являются верхней частью офиолитового разреза.

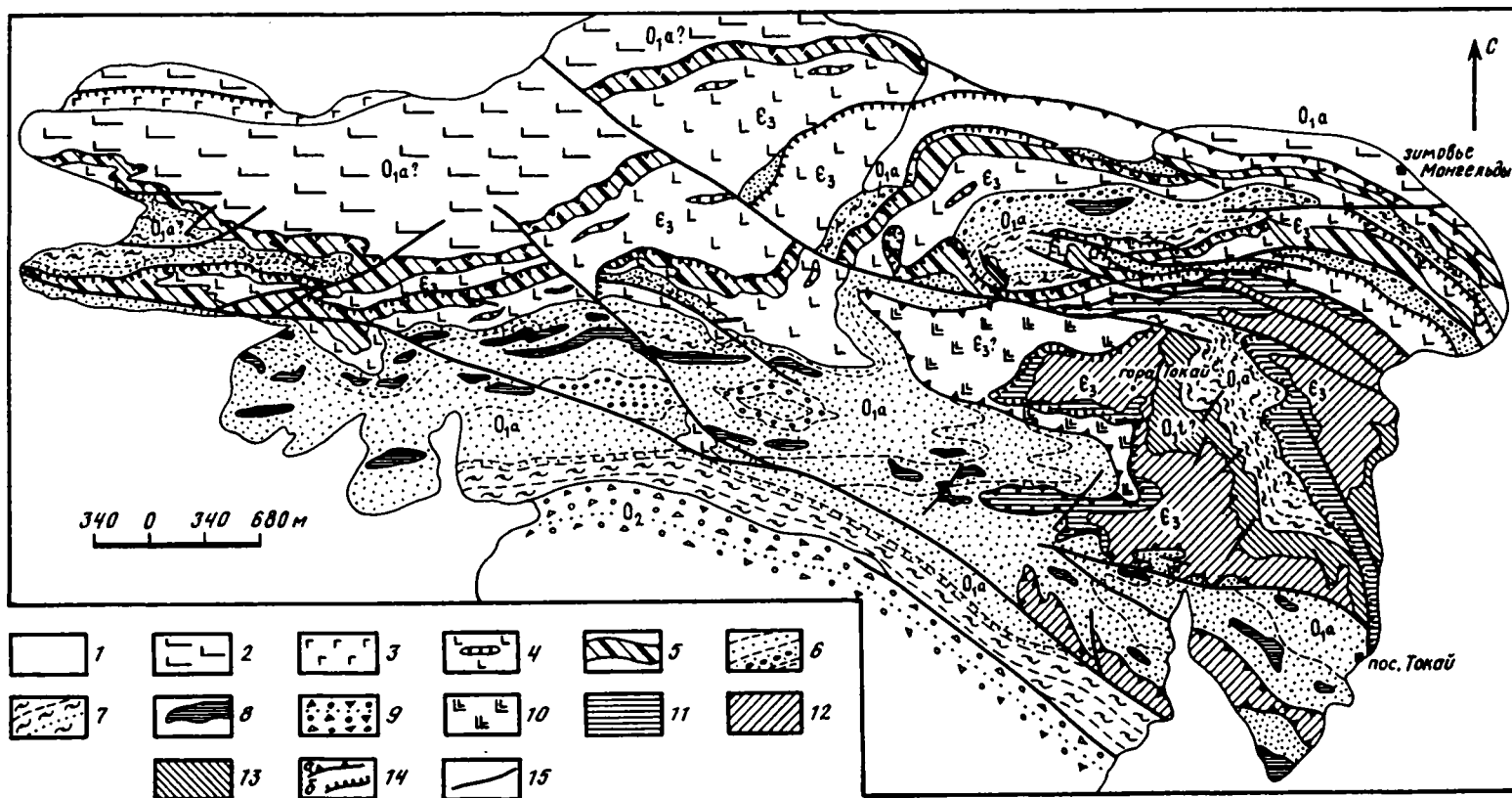
Западно-Токайский покров надвинут на Северо-Токайский и сложен верхнекембрийскими карбонатно-кремнисто-базальтовыми, аренигскими и среднеордовикскими кремнисто-терригенными и олистостромовыми толщами.

В строении Токайского покрова участвуют базальты с линзами известняков среднего-верхнего кембрия, а также кремнистые, кремнисто-туфогенные и кремнисто-терригенные толщи верхнего кембрия, тремадока и аренига.

Караадырский покров представлен средне-верхнекембрийскими субщелочными базальтами с линзами известняков и кремней, которые надвинуты на среднеордовикский олистостром Западно-Токайского покрова.

Офиолиты в горах Токай и Караадыр приурочены в основном к нижнему структурному уровню и представлены серпентинитовыми меланжами в виде субширотных полос среди базальтов к северу от гор Токай (см. рис. 12; вкл.). Здесь распространены апогарцбургитовые серпентиниты с глыбами крупнозернистых габбро. На контакту базальтов и меланжа иногда приурочены амфиболовые сланцы. На северных склонах гор Токай офиолиты представлены брекчированными крупнозернистыми габбро, которые подстилают пластины базальтов нижнего ордовика. К юго-востоку от гор Токай (окрестности зимовья Мансур) на небольшом участке обнажен фрагмент габбровой части офиолитового разреза. Здесь присутствуют крупнозернистые и пегматоидные габбро, среди которых встречаются небольшие тела плагиогранитов и многочисленные дайки диабазов. Выше габброидов залегают афировые базальты с линзами яшм и известняков нижнего ордовика.

Средне-верхнекембрийские комплексы распространены в Караадырском покрове, где выделяется карабулакская свита, сложенная базальтами с повышенной щелочностью и титанистостью. Разрез свиты детально описан Н.Н. Сигачевой на



северных склонах гор Караадыр [Сигачева и др., 1989]. Основание разреза карабулакской свиты неизвестно, а ее низы слагают ядро крупной антиформы (см. рис. 12; вкл.). Здесь снизу вверх обнажены (рис. 13, разрез 14; вкл.):

Мощность, м

1. Базальты и диабазы зеленые субщелочные афировые, реже миндалекаменные очень однородные.....	600–700
2. Андезибазальты фиолетово-серые.....	10–15
3. Туфы основного состава литокластические мелкообломочные и туфопесчаники зеленовато-серые, часто превращенные в хлорит-серицитовые сланцы.....	8–12
4. Микрокварциты серые тонкополосчатые с линзами тонкослонистых серых известняков и потоками рассланцованных зеленых базальтов.....	20–30
5. Базальты афировые зеленоватые.....	200
6. Фтаниты черные полосчатые.....	5
7. Базальты афировые коричнево-зеленые.....	120
8. Фтаниты темно-серые тонкополосчатые с простыми конодонтами (Л-40) позднемембрийско-тремадокского облика.....	5
9. Базальты, аналогичные сл. 5.....	30
10. Микрокварциты по кремням светло-серые и белые.....	3
11. Базальты, аналогичные сл. 5.....	150
12. Базальты афировые лилово-фиолетовые с прослоями красных яшм и кремнистых алевролитов.....	120
13. Алевролиты коричнево-зеленые и серо-зеленые.....	10–15
14. Кремни серые и фтаниты с конодонтами (Л-41) <i>Furnishina</i> sp. позднего кембрия–раннего тремадока.....	20

Общая мощность свиты в горах Караадыр около 1500 м. Возраст устанавливается на основании находок конодентов позднего кембрия в верхах разреза, нижняя часть свиты может быть отнесена к среднему кембрию.

Характерная черта карабулакской свиты – приуроченность к площади ее распространения большого количества даек и тел различной морфологии гранит- и гранодиорит-порфиров, которые прорывают кембрийские толщи и встречаются в виде обломков в среднеордовикских олистостромах.

Среднекембрийско-нижнеордовикские комплексы участвуют в строении Токайского покрова и представлены кремнисто-базальтовыми, кремнистыми и кремнисто-терригенными толщами.

К западу от горы Токай выделяется толща однородных зеленых подушечных базальтов с линзами известняков мощностью не более 500 м (см. рис. 13, разрез 13; вкл.), которая подстилает кремнистые породы токайской свиты. Органических остатков не обнаружено, но, учитывая доказанный позднемембрийский возраст токайской свиты, можно предполагать, что базальты являются более древними породами и относятся к среднему–низам верхнего кембрия. Кремнистые образования

←

Рис. 14. Схема геологического строения окрестностей горы Токай (составлена с использованием материалов Н.Н. Сигачевой)

1 – кайнозойские отложения; 2, 3 – комплексы Северо-Токайского покрова: 2 – мансурская толща нижнего (?) ордовика – базальты с линзами красных яшм, 3 – габбро и брекчированные габбро; 4–9 – комплексы Западно-Токайского покрова: 4, 5 – кремнисто-базальтовая толща верхнего кембрия (4 – базальты с линзами кремней и известняков, 5 – переслаивающиеся серые кремни, фтаниты и красные яшмы), 6–8 – олистостромовая толща нижнего ордовика (6 – красные и пестрые конгломераты, гравелиты и песчаники с глыбами кремней, 7 – красные алевролиты, кремнистые алевролиты и глинистые яшмы, 8 – глыбы и отторженцы серых кремней и фтанитов), 9 – осадочные брекчии и песчаники среднего ордовика; 10–13 – комплексы Токайского покрова: 10 – средне-верхнемембрийские (?) базальты с линзами известняков, 11, 12 – токайская свита верхнего кембрия (11 – нижняя пачка, 12 – верхняя пачка), 13 – тремадокские (?) кремнистые туфиты и туфоалевролиты; 14 – границы тектонических покровов (а) и отдельных пластин (б); 15 – прочие разрывные нарушения

Токайского покрова и объединяемые в токайскую свиту в виде самостоятельной пластины залегают либо на базальтах, либо на олистостроме нижнего ордовика (рис. 14). Разрез токайской свиты, изученный Н.Н. Сигачевой и А.С. Якубчуком [Сигачева и др., 1989], располагается в 1,5 км к югу от горы Токай. Здесь снизу вверх обнажены (см. рис. 13, разрез 13; вкл.):

Мощность, м

1. Кремни светло-серые до белых, практически неслоистые с редкими горизонтами тонкослоистых темно-серых разностей 50–60
2. Кремни желто-серые до темно-серых, тонкослоистые с подчиненными прослоями (мощностью 5–20 см) зеленовато-серых и красных радиоляриевых яшм с простыми конодонтами (Л-42) позднекембрийско-тремадокского возраста 25–35
3. Переслаивающиеся зеленовато-серые и желто-зеленые, иногда тонкослоистые кремни с прослоями зеленовато-коричневых и красно-коричневых яшм с характерной “бугристой” поверхностью 40–45
4. Кремни желтовато-серые, красные яшмы и кремнистые алевролиты, в верхах – прослои черных фтанитов со спикулами губок и брахиоподами *Quadrisonia* sp., *Lingulella* sp., *Obolus* sp. среднего–позднего кембрия (определения Р.Г. Теняковой) и конодонтами (Л-18, Л-21) *Prooneotodus* aff. *tenuis* (Mul.), *Codylodus* sp., *Westergaardodina* sp. позднего кембрия–раннего тремадока 8–10
5. Кремнистые алевролиты светло-желтые тонкоплитчатые 10–12

Общая мощность токайской свиты не превышает 150–160 м

Выше на восточных склонах горы Токай разрез наращивается зелеными и лиловыми кремнистыми алевролитами и туффитами мощностью около 150 м, которые перекрываются красноцветными кремнистыми алевролитами, глинистыми яшмами и песчаниками с конодонтами (КС-1) аренигского облика мощностью 200–250 м. Зеленые кремнистые алевролиты и туффиты могут быть отнесены к тремадоку как по положению в разрезе, так и по сопоставлению с фаунистически охарактеризованной аналогичной толщей в верховьях р. Балкыбек (см. ниже).

Верхнекембрийские комплексы выделяются в Западно-Токайском покрове, где представлены кремнисто-базальтовыми толщами, разрезы которых были изучены на северных склонах горы Токай (см. рис. 14). Первый был изучен в 3 км северо-западнее горы Токай (см. рис. 13, разрез 12, вкл.). Здесь снизу вверх залегают:

Мощность, м

1. Переслаивающиеся серые слоистые кремни, фтаниты и красные яшмы 70
2. Кремни серые с прослоями черных слоистых фтанитов 80
3. Базальты афировые серые и красноватые с кольцами “Лизиганга”, содержащие линзы и редкие прослои черных фтанитов и розовых кристаллических известняков 200

Общая мощность разреза 350 м.

Второй разрез был изучен в 3,5 км западнее горы Токай (см. рис. 13, разрез 10; вкл.):

Мощность, м

1. Кремни серые слабослоистые с прослоями черных фтанитов 80
2. Базальты зеленые афировые, редко миндалекаменные 120
3. Кремни серые массивные с редкими прослоями черных полосчатых фтанитов 80
4. Базальты афировые подушечные, иногда миндалекаменные с редкими мощными линзами (до 40 м) серых кристаллических известняков 250

Общая мощность разреза 500 м.

Кремнисто-базальтовые разрезы несогласно перекрываются нижнеордовикскими песчаниками и алевролитами. Органических остатков в прослоях кремни-

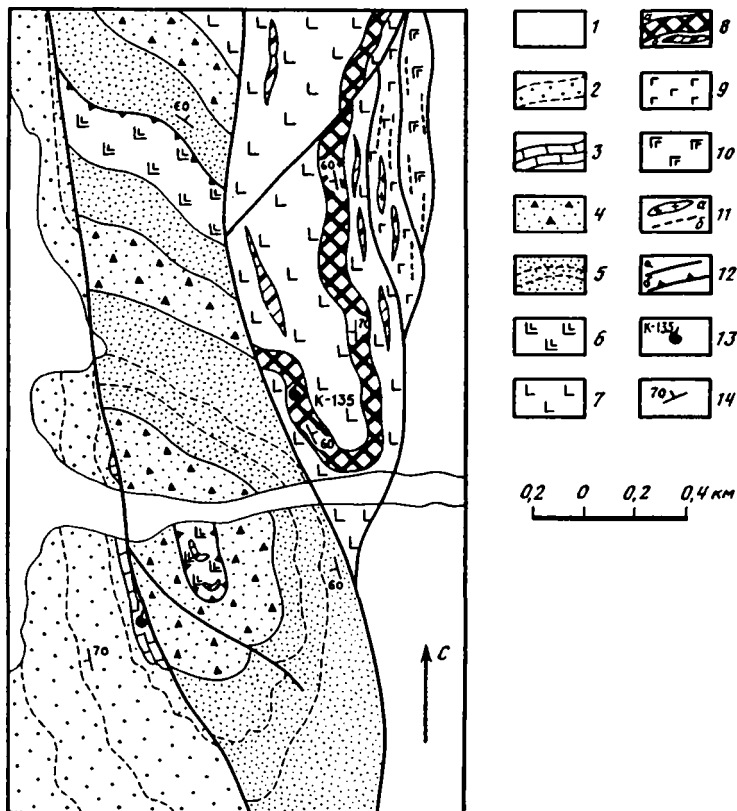


Рис. 15. Схема геологического строения окрестностей зимовья Мансур

1 – кайнозойские отложения; 2 – зеленоцветные песчаники и алевролиты альпенской свиты нижнего силура; 3 – органогенные известняки акдомбакской свиты верхнего ордовика; 4–6 – олистостромовая толща среднего ордовика: 4 – конгломераты и песчаники, насыщенные глыбами кремнистых пород и базальтов, 5 – пестроцветные песчаники и алевролиты, 6 – крупные отторженцы базальтов в олистостроме; 7–11 – комплексы Северо-Токайского покрова: 7, 8 – мансурская толща нижнего ордовика (7 – базальты афировые подушечные, 8 – пачка красных и зеленых яшм (а) и линзы красных яшм (б)), 9 – средне-мелкозернистые мезо- и лейкократовые габбро, 10 – крупнозернистые и пегматоидные габбро, 11 – тела плагиогранитов (а) и дайки диабазов (б); 12 – надвиги и взбросы (а) и границы тектонических покровов (б); 13 – места находок органических остатков и их номера; 14 – залегание слоистости

стых и карбонатных пород среди базальтов не обнаружено, но, учитывая их залегание под фаунистически охарактеризованными породами нижнего ордовика и на основании сопоставления с аналогичными толщами гор Аркалык, возраст разрезов принимается позднекембрийским.

Нижнеордовикские комплексы участвуют в строении Северо- и Западно-Токайского покровов, отличаются разнообразием состава, строения и полнотой разрезов.

В Северо-Токайском покрове распространены яшмо-базальтовые толщи, возраст которых на разных участках доказан с разной степенью достоверности. В окрестностях зимовья Мансур, к юго-востоку от горы Токай, обнажен небольшой фрагмент яшмо-базальтового разреза, пространственно связанного с офиолитами (рис. 15). Здесь выше крупнозернистых, реже пегматоидных, габбро и анортозитов, прорванных дайками диабазов и плагиогранитов, снизу вверх залегают (см. рис. 13, разрез 4; вкл.):

1. Базальты красные афировые с прослоями красных омарганцованных яшм и редкими линзами розовых известняков.....	100
2. Яшмы красные тонкослоистые с тонкими прослоями серых кремней, в яшмах – конодонты (K-135) <i>Paracordylodus gracilis</i> Lind. аренигского возраста	40
3. Базальты афировые, редко миндалекаменные, красные и зеленые с одиночными линзами красных яшм	150

Общая мощность разреза около 300 м.

Близкий к рассмотренному выше разрез яшмо-базальтовой толщи изучен севернее горы Токай, в окрестностях зимовья Монгельды (см. рис. 14). Здесь он может быть представлен лишь в общем виде из-за слабой обнаженности и сильной нарушенности узкими зонами серпентинитового меланжа или брекчированных габброндов, которые приурочены к подошвам отдельных пластин. Выше тектонического контакта с серпентинитовым меланжем снизу вверх залегают (см. рис. 13, разрез 5; вкл.):

Мощность, м

1. Базальты афировые зеленые и красноватые с очень редкими линзами красных яшм	Более 500
2. Яшмы красные, сургучные слабослоистые	30–40
3. Базальты афировые, редко миндалекаменные, зеленые и красноватые с линзами и маломощными прослоями красных и сургучных слоистых яшм	150

Общая мощность разреза около 700 м.

Органических остатков в яшмах на этом участке не обнаружено, но, учитывая сходство с фаунистически охарактеризованным разрезом в окрестностях зимовья Мансур, предполагается аренигский возраст и для яшмо-базальтовых толщ, составляющих основную часть Северо-Токайского покрова.

В Западно-Токайском покрове нижний ордовик несогласно залегает на верхнекембрийских базальтах с прослоями кремней и представлен кремнисто-терригенными и олистостромовыми толщами (см. рис. 14). Разрезы нижнеордовикских олистостромов варьируют в соотношениях матрикса и глыб. Так, в восточной части Западно-Токайского покрова в разрезах преобладают кремнисто-терригенные породы (см. рис. 13, разрез 7; вкл.). Здесь на базальтах с линзами серых кремней залегают (снизу вверх):

Мощность, м

1. Песчаники серые и красноватые полимиктовые	50
2. Песчаники и алевролиты с прослоями красных слоистых глинистых яшм и кремнистых алевролитов	50
3. Яшмы красные тонкослоистые глинистые, кремнистые алевролиты с прослоями и линзами бурых и красных полимиктовых песчаников и гравелитов. В яшмах на поверхностях напластования конодонты (KC-4) <i>Prioniodus</i> (P.) <i>elegans</i> Pander <i>falodiform</i> el., <i>Acodus gladius</i> Lind., <i>Drepanodus</i> sp., <i>Oncolodus</i> sp. зоны P. <i>elegans</i> среднего аренига	50

Общая мощность разреза 150 м. Толща перекрывается пластиной верхнекембрийских кремней и базальтов.

Западнее появляется значительное количество глыб и отторженцев кремнистых и вулканогенных пород. Примером может служить разрез, изученный в 2 км к северо-западу от горы Токай (см. рис. 13, разрез 8; вкл.). Здесь на базальтах с линзами яшм и серых кремней залегают (снизу вверх):

Мощность, м

1. Песчаники полимиктовые бурые средне-крупнозернистые	15
2. Кремнистые алевролиты и красные глинистые яшмы с прослоями бурых песчаников; характерно присутствие брекчий взламывания, на поверхностях напластования конодонты (KC-2) <i>Acodus</i> sp., <i>Drepanodus</i> sp. аренигского возраста	85

3. Песчаники полимиктовые средне-крупнозернистые, красноцветные и пестроцветные	70
4. Конгломераты и конглобрекции крупногалечные и валунные с глыбами и крупными валунами базальтов, кремней и яшм	50

Общая мощность разреза 220 м.

Западнее в средней и верхней частях разрезов появляются протяженные отторженцы (до нескольких сот метров) и более мелкие глыбы серых кремней и фтани-тов. Мощность здесь возрастает до 300–350 м.

Верхняя часть разреза нижеордовикского олистострома изучена на северных склонах гор Караадыр, где он перекрывается среднеордовикскими обломочными толщами (см. рис. 13, разрез 6; вкл.). Здесь к югу от крупного взбросо-сдвига обнажены (снизу вверх):

Мощность, м

1. Песчаники крупно-среднезернистые красные и бурые с глыбами серых кремней и красных яшм	80
2. Переслаивающиеся красные глинистые яшмы, кремнистые алевролиты, мелко-среднезернистые песчаники и алевролиты, в яшмах на поверхностях напластования конодонты (КС-7) <i>Drepanodus</i> sp. аренигского возраста	220
3. Песчаники крупнозернистые зеленые с прослоями алевролитов и гравелитов	70
4. Конгломераты и конглобрекции зеленые, начинающие разрез среднего ордовика	Более 100

Общая мощность разреза 370 м.

Для олистостромов нижнего ордовика характерны кремнисто-терригенный состав матрикса, преобладание в глыбах и отторженцах кремнистых пород, незначительное количество базальтов и редкая встречаемость гипербазитов и габброидов. Возраст олистостромов определяется на основании находок конодонтов в матриксе [Дегтярев и др., 1995].

Среднеордовикские комплексы приурочены к Западно-Токайскому покрову, где наращивают нижеордовикские разрезы и представлены преимущественно олистостромовыми образованиями.

В Западно-Токайском покрове к среднему ордовика относятся терригенные зеленоцветные олистостромовые толщи. Их разрезы отличаются друг от друга особенностями строения и составом обломков. Так, на северных склонах гор Караадыр терригенные породы среднего ордовика, залегающие на нижеордовикских кремнистых алевролитах, красных глинистых яшмах и песчаниках, сложены несортированными зеленоцветными осадочными брекчиями и конглобрекциями, состоящими из обломков габброидов, габбро-диоритов, базальтов и реже кремнистых пород мощностью до 300–400 м (см. рис. 13, разрез 1; вкл.). В обломках присутствуют верхнекембрийские породы, обнаженные в горах Караадыр.

Небольшие отличия имеют разрезы среднего ордовика, обнаженные на восточных и южных склонах гор Караадыр и в окрестностях горы Кызылтумсык (см. рис. 12; вкл.). На этих участках среднеордовикские толщи не имеют стратиграфических контактов с более древними образованиями. Они сложены зеленовато-серыми и серыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, содержащими глыбы и крупные отторженцы серых кремней с простыми конодонтами позднего кембрия–тремадока (Л-33), олистолиты серых водорослевых известняков красных яшм и эффузивов основного состава. В гальках конгломератов встречено значительное количество обломков гранитоидов и кварца. Западнее зимовья Мансур в олистостромах среднего ордовика появляется значительное количество глыб и отторженцев красных яшм и базальтов (см. рис. 15). Олистостромовые толщи к югу от гор Караадыр, Кызылтумсык и к западу от зимовья Мансур перекрываются терригенно-карбонатной акдомбакской свитой верхнего ордовика, на основании чего их возраст принимается среднеордовикским.

Горы Шокпактас, Акдомбак, хр. Акчатау. Анализ геологических карт отдельных участков позволяет с уверенностью утверждать, что присутствующие здесь комплексы имеют покровно-чешуйчатую *структуру*. Для района характерны северо-западные простирания (см. рис. 3), а надвиги, по которым происходит многократное повторение одних и тех же элементов разреза, имеют северо-восточное падение.

Выходы *офиолитов* или их фрагментов в пределах этого района не отмечены.

Кембрийско-среднеордовикские комплексы. Наиболее древней толщей в этом районе считалась коссырыкская свита [Жаутиков и др., 1976; Геология и металлогения..., 1977], которая выделялась в изолированном тектоническом блоке на южных склонах хр. Акчатау. К этой толще относились эффузивы базальтового и андезибазальтового состава с прослоями кремнистых, углеродисто-кремнистых алевролитов, яшмоидов с линзами известняков, сменяющиеся по простиранию переслаиванием разнозернистых песчаников, известняков и известковистых алевролитов с археоциатами *Aldanocyathus meisteri* (Vologdin), *Coscinothyathus simplex*, *Bicyathus etashkensis*, *Protopharetra* sp., *Archaeolynthus* sp. верхов аттабанского-низов ботомского ярусов нижнего кембрия (определение И.Т. Журавлевой) [Жаутиков и др., 1976]. Дальнейшие исследования А.Р. Квятковского, Н.А. Афоничева, Т.Ю. Толмачевой (А.Р. Квятковский и др., 1991 г.) показали, что археоциаты были собраны в глыбе известняков, которая залегает среди полимиктовых песчаников.

Кембрийский возраст, по-видимому, имеют миндалекаменные подушечные базальты с мощными горизонтами серых мраморизованных известняков и серых кремней, которые слагают несколько пластин, залегающих на олистостромовых толщах в горах Шокпактас [Копяткевич, Конева, 1982; Самыгин, Хераскова, 1994].

Более молодой возраст, вероятно, имеет акчатауская свита, которая образует основную часть хр. Акчатау и на небольших участках распространена в горах Шокпактас. Она представлена серыми и белыми кремнями и микрокварцитами. Фрагменты разрезов этой толщи, по-видимому, слагают либо крупные пластины, либо глыбы и отторженцы в олистостромах. В одной из глыб на южных склонах хр. Акчатау, в 300 м восточнее глыбы нижнекембрийских известняков, Т.Ю. Толмачевой собраны и определены конодонты *Hertzina* sp., *Prooneotodus* sp. позднего кембрия (А.Р. Квятковский и др., 1991 г.). На этом основании можно предполагать, что часть разреза акчатауской свиты имеет позднекембрийский возраст.

В горах Шокпактас и хр. Акчатау известны олистолиты известняков с трилобитами позднего кембрия [Геология СССР, 1972; Копяткевич, Конева, 1982], а в хр. Акчатау – глыбы известняков и яшм с конодонтами и радиоляриями раннего-среднего ордовика [Самыгин, 1974].

Ранне(?)-среднеордовикский возраст, по-видимому, имеют терригенные, кремнисто-терригенные и олистостромовые толщи, широко развитые в горах Шокпактас и хр. Акчатау. Кремнисто-туфогенные толщи на северных склонах хр. Акчатау представлены зелено-серыми, голубоватыми, красноватыми и вишневыми песчаниками, алевролитами, кремнистыми алевролитами с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. С более древними комплексами эти образования имеют тектонические соотношения, а их возраст по аналогии с образованиями гор Аркалык и Токай предполагается ранне-среднеордовикским.

Олистостромы изучены в горах Шокпактас [Копяткевич, Конева, 1982; Самыгин, Хераскова, 1994], состоят из мелкообломочного матрикса, в который включены олистолиты и крупные отторженцы более древних пород. Нижняя часть разреза представлена чередованием кремнистых туффитов, туфопесчаников, туфов среднего состава и плохо сортированных гравелитов. Среди них встречаются не выдержанные по простиранию прослой конглобрекций с обломками вмещающих туфопесчаников, кремнистых пород и известняков. Во всех породах отмечаются небольшие (до 3 м) глыбы кремней, известняков и эффузивов. Выше по разрезу в матриксе преоб-

ладают туффиты и туфоалевролиты. Здесь находятся наиболее крупные пластины и олистоплаки. В обломках матрикса преобладает вулканомиктовый материал среднего и основного состава. Общая мощность олистостромы не менее 1000 м. Глыбы и олистоплаки представлены известняками с археоцитами раннего кембрия, базальтами с горизонтами и линзами кремней и известняков, кремнями и фтанитами с конодонтами позднего кембрия, яшмами с радиоляриями раннего–среднего ордовика, андезибазальтами, риолитами, обломочными известняками с примесью пирокластиков основного и кислого состава и с трилобитами позднего кембрия, крупнопорфировыми андезитами и их туфами, кремнистыми туффитами и туфоалевролитами.

Олистостромовая толща, а также пластины более древних пород несогласно перекрываются рифовыми известняками верхнего ордовика (акдомбакская свита). Органических остатков в матриксе олистостромовой толщи не обнаружено, а отношение ее к раннему(?)–среднему ордовику предполагается на основании анализа возраста органических остатков в глыбах и перекрывающих толщах.

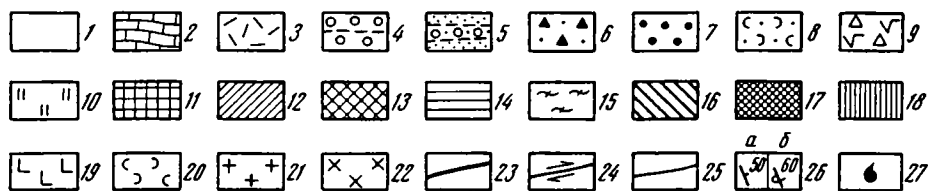
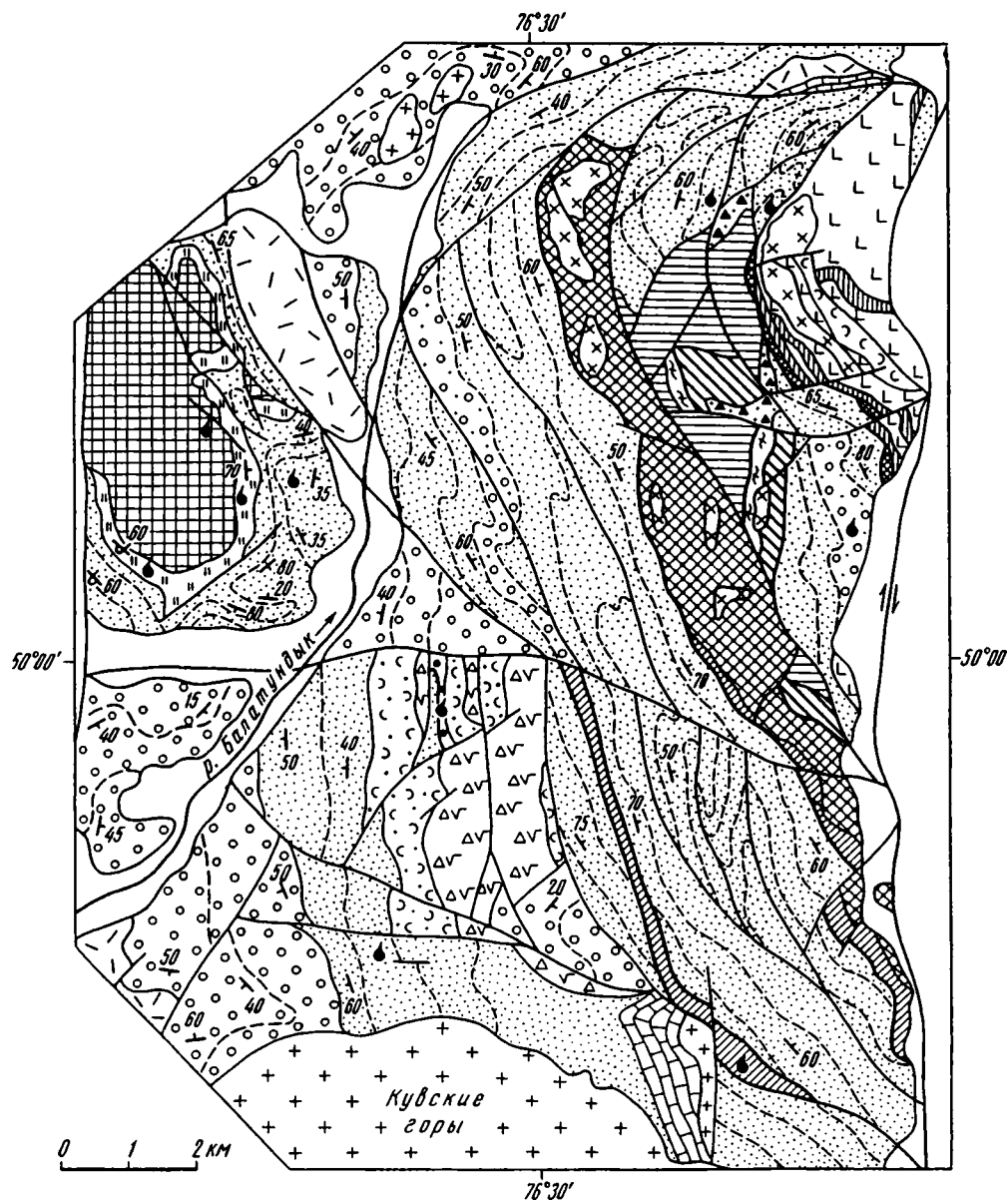
Таким образом, в строении аккреционных комплексов Токайско-Аркалыкской зоны участвуют фрагменты средне-верхнекембрийских и нижнеордовикских базальтовых и кремнисто-базальтовых толщ, верхнекембрийских и нижнеордовикских кремнистых разрезов, редко встречаются глыбы раннекембрийских известняков. Вовлечение этих образований в аккреционные процессы началось в арениге и продолжалось до конца среднего ордовика.

Верхнеордовикско-нижнесилурийские комплексы. Аккреционные комплексы Токайско-Акчатауской зоны несогласно перекрываются терригенно-карбонатной акдомбакской свитой, выходы которой прослеживаются на южных склонах гор Караадыр, в горах Шокпактас, Акдомбак и далее на северных склонах хр. Акчатау. В разрезе свиты выделяются две пачки [Антонюк, Аксаментова, 1964; Никитин, 1972]: нижняя – серые рифогенные коралловые известняки с различными органическими остатками низов ашгилла (мощность 50–400 м); верхняя – зеленые известковистые алевролиты, песчаники и мелкогалечные конгломераты верхнего ашгилла (мощность 100–500 м).

Акдомбакская свита согласно перекрывается преимущественно терригенной альпеисской свитой низов лландовери. В окрестностях гор Шокпактас и к северу от хр. Акчатау эта толща сложена в основном переслаивающимися зеленоцветными и пестроцветными известковистыми песчаниками и алевролитами. Мощность альпеисской свиты меняется от первых сотен до 1500 м. К средней части разреза приурочены выклинивающиеся потоки лав и пачки туфов андезитового и андезибазальтового состава мощностью до нескольких сот метров. К югу от гор Караадыр и в урочище Кисмет (см. рис. 12; вкл.) альпеисская свита имеет исключительно терригенный состав и состоит из зеленых тонкослоистых алевролитов и песчаников (не более 500 м), которые вверх по разрезу постепенно сменяются пестроцветными и красноцветными песчаниками и конгломератами (около 500 м).

Альпеисская свита перекрывается вулканогенно-осадочными породами жумакской свиты среднего лландовери–венлока, которая в окрестностях гор Шокпактас и к северу от хр. Акчатау согласно залегает на альпеисской и сложена лавами и туфами андезибазальтового, андезитового и базальтового состава с редкими прослоями конгломератов и песчаников. Мощность жумакской свиты в этих районах более 1500 м [Бандалетов, 1969; Геология и металлогения..., 1977].

В окрестностях урочища Кисмет образования жумакской свиты с несогласием залегают на различных пачках альпеисской и представлены туфогенными конгломератами, туфами и лавобрекчиями дацитового и андезитового состава с прослоями вишневого алевролитов и алевротуффитов. Их мощность 200–1000 м. Жумакская свита перекрывается мощной (1500–2000 м) толщей красноцветных и пестроцветных песчаников, гравелитов и конгломератов, относящихся к верхнему силуру, выше которых без видимого несогласия залегают эффузивы нижнего девона [Беляев и др., 1989; Дегтярев, Рязанцев, 1993].



Нижнепалеозойские и нижнесилурийские аккреционные комплексы Маялжен-Балкыбекской зоны обнажены на крыльях Акбастауского правого сдвига: в окрестностях хр. Маялжен – на юго-западном и в бассейне рек Балга, Балкыбек, Арслан – на северо-восточном (см. рис. 3; вкл.).

О к р е с т н о с т и х р. М а я л ж е н. Современная *структура* этого участка образована пакетом надвинутых на запад пластин, в строении которых принимают участие средне-верхнекембрийские, ниже-среднеордовикские кремнисто-вулканогенные, а также зеленоцветные терригенные и олистостромовые верхнеордовикские (?) и нижнесилурийские толщи. Они по сложной системе разрывных нарушений сочленяются с ордовикскими и силурийскими толщами Предчингизской зоны (рис. 16).

В окрестностях хр. Маялжен выделяются четыре надвинутые друг на друга пластины, различающиеся составом и возрастом толщ, участвующих в их строении.

Балатундыкская пластина сложена сложнодислоцированными терригенными породами нижнего силура, среди которых присутствует протяженная (около 10 км) пластина нижнеордовикских кремнистых пород.

Осибайская пластина образована кремнисто-вулканогенными толщами нижне-среднего ордовика.

В строении Центрально-Маялженской пластины участвуют амфиболиты, амфиболовые сланцы и толща эффузивов среднего и основного состава, которые перекрываются олистостромами и флишем нижнего силура.

Западно-Маялженская пластина представлена яшмо-базальтовой толщей среднего ордовика.

Маялженская пластина сложена средне-верхнекембрийскими кремнисто-вулканогенными толщами.

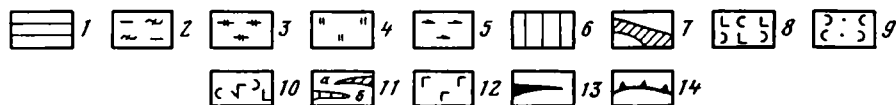
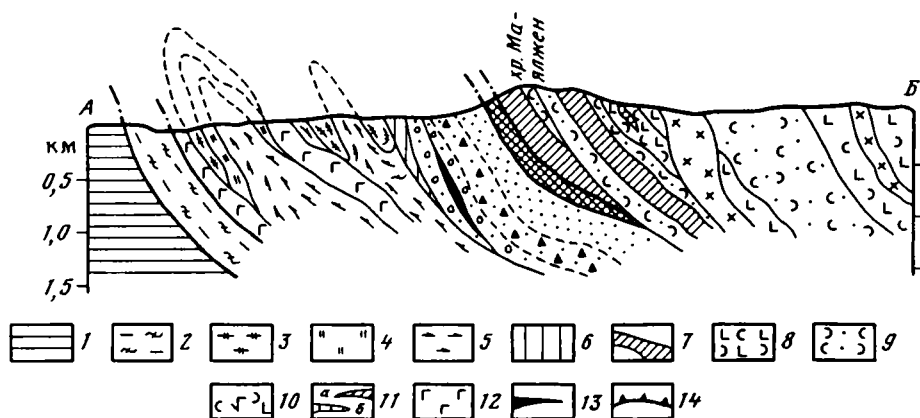
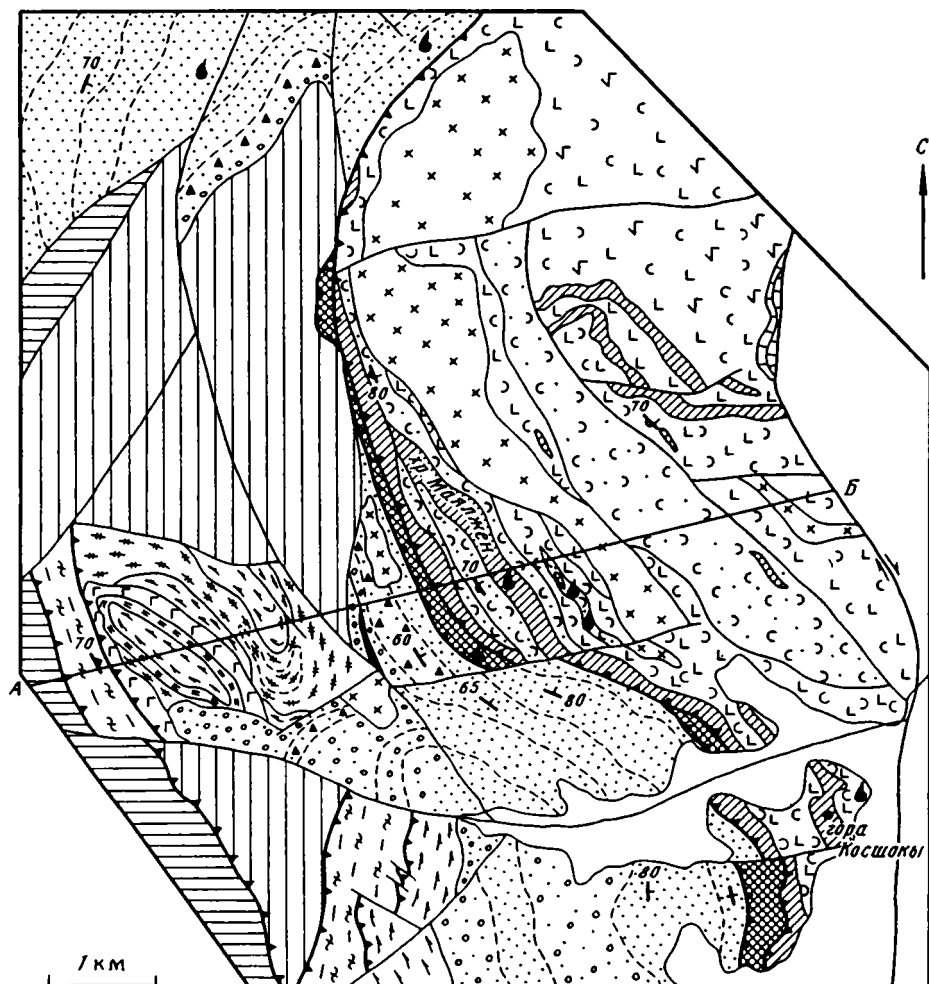
Офиолиты распространены локально и представлены небольшими телами литивитизированных серпентинитов, которые залегают среди олистостромовой толщи верхнего ордовика–нижнего силура в Центрально-Маялженской пластине.

Метаморфический комплекс приурочен к Центрально-Маялженской пластине, где занимает нижнее структурное положение. Его разрез начинается полосча-

←

Рис. 16. Схема геологического строения окрестностей хр. Маялжен и бассейна р. Балатундык (составлена с использованием материалов Н.П. Остробородько, О.Е. Беляева, Л.Т. Протасевича, В.Я. Глухенького)

1 – кайнозойские отложения; 2 – фаменские терригенно-карбонатные толщи; 3 – нижнедевонские кислые эффузивы; 4 – верхнесилурийские красноцветные песчаники и конгломераты; 5 – нижнесилурийские зеленоцветные песчаники, алевролиты с горизонтами конгломератов; 6 – нижнесилурийские олистостромы Маялжен-Балкыбекской зоны; 7–11 – ордовикские комплексы Предчингизской зоны; 7 – песчаники с глыбами известняков верхнего ордовика, 8 – зеленые кремнистые туффы и туфоалевролиты верхнего ордовика, 9 – литокластические туфы и лавобрекнии андезитового и андезибазальтового состава среднего–верхнего ордовика, 10, 11 – кувская свита нижнего–среднего ордовика (10 – верхняя пачка – красные яшмы, туффы и туфоалевролиты лланвирина, 11 – нижняя пачка – туфопесчаники, туфоалевролиты, туфы и лавы среднего состава нижнего ордовика); 12–20 – аккреционные комплексы Маялжен-Балкыбекской зоны; 12 – яшмы и кремнистые алевролиты нижнего–среднего ордовика Балатундыкской пластины, 13 – кремнисто-базальтовые толщи нижнего–среднего ордовика Осибайской пластины, 14–16 – комплексы Центрально-Маялженской пластины (14 – нижнепалеозойские эффузивы среднего и основного состава, 15 – хлорит-серицитовые сланцы, 16 – амфиболиты, гнейсы и амфиболовые сланцы), 17 – яшмо-базальтовая толща среднего ордовика Западно-Маялженской пластины, 18–20 – средне-верхнекембрийские комплексы Маялженской пластины (18 – серые кремни и фтаниты, 19 – базальты и их туфы с линзами серых кремней и известняков, 20 – туфопесчаники и туфоалевролиты); 21 – позднепалеозойские граниты; 22 – среднепалеозойские диориты; 23 – границы тектонических покровов; 24 – Акбастауский правый сдвиг; 25 – прочие разрывные нарушения; 26 – залегание слоистости: наклонное (а), и опрокинутое (б); 27 – места находок органических остатков (за пределами детального участка)



тыми гранатовыми и гранат-пироксеновыми средне-мелкозернистыми амфиболитами с редкими горизонтами гнейсов, а завершается темно-зелеными амфиболовыми сланцами. Общая мощность около 500–700 м. Метаморфические породы смяты в мелкие складки северо-западного простирания и прорваны телами габбро и габбро-диоритов (рис. 17).

Возраст метаморфического комплекса условно принимается раннепалеозойским, хотя по степени метаморфизма он резко отличается от фаунистически охарактеризованных кембрийских кремнисто-базальтовых толщ.

Средне-верхнекембрийские комплексы выделяются в Маялженской пластине и представлены кремнисто-вулканогенными толщами.

К югу от хр. Маялжен, в окрестностях горы Косшоки (см. рис. 17, 18), обнажаются миндалекаменные базальты с протяженными горизонтами серых кремней и фтанитов и мелкими линзами известняков с трилобитами *Chondragraulus ex. gr. minusensis* Lerm., *Olenoides cf. conwensis* Lerm., *Pseudanomocarina* sp., *Kootenia* sp. низов амгинского яруса (определения Н.К. Ившина). Общая мощность толщи более 1000 м, севернее в ее составе уменьшается количество прослоев кремнистых пород и широкое распространение приобретают туфы основного состава.

Средне-верхнекембрийские образования слагают хр. Маялжен и распространены на его восточных склонах (см. рис. 17, 18). Нижняя часть разреза, мощностью около 500–700 м, обнажается на восточных склонах хр. Маялжен, где представлена лавами, лавобрекчиями и туфами базальтового состава с протяженными линзами белых, серых и черных кремней. В верхах разреза в прерывистом горизонте серых и розовых комковатых органогенных известняков собраны трилобиты *Solenopleura* sp., *Schmidtaspis* sp., *Glyphaspis cf. rimus* Ivsh., *Vellonellus* sp., *Semisphaeracephalus nominalis* Ivsh., *Meisterella* sp., *Meisterella cf. meister* Ivsh., *Solenopleura cf. suoris* Ivsh. майского яруса [Геология СССР, 1972]. Эффузивы согласно перекрываются слабослоистыми серыми кремнями с горизонтами фтанитов, кремнистых алевролитов и мелкозернистых песчаников мощностью около 250 м. Они слагают хр. Маялжен, где собраны конодонты (*ЛК-4*) ?*Prooneotodus* sp. позднего кембрия. Соотношения этой толщи с кремнисто-базальтовым разрезом амгинского возраста, по-видимому, имеют тектонический характер.

Нижне-среднеордовикские комплексы участвуют в строении Балатундыкской, Осибайской и Западно-Маялженской пластин. В Осибайской пластине широко распространены миндалекаменные базальты с линзами и прослоями красных яшм, серых кремней и фтанитов, а также – с мощными пачками кремнистых пород. Мощность толщи более 700 м. В кремнистых породах собраны радиолярии раннего-среднего ордовика (Н.П. Остробородько и др., 1990 г.).

В составе Балатундыкской пластины присутствует фрагмент кремнистого разреза, который образует протяженную тектоническую линзу среди терригенных пород нижнего силура (см. рис. 16), которая сложена переслаивающимися сургучными, зеленовато-серыми и красноватыми яшмами и кремнистыми алевролитами мощностью около 400 м. В яшмах собраны конодонты *Periodon cf. aculeatus* Had., *Microzarcodina flabellum cf. parva* Lind., *Prioniodus* sp. позднего аренига-раннего лланвириа.

←

Рис. 17. Схема геологического строения района хр. Маялжен и горы Косшоки

1 – нижне-среднеордовикские кремнисто-базальтовые толщи Осибайской пластины; 2–6 – комплексы Центрально-Аркалыкской пластины: 2 – хлорит-серицитовые метатерригенные сланцы, 3 – амфиболовые сланцы, 4 – гнейсы, 5 – амфиболиты, 6 – нижнепалеозойские эффузивы среднего и основного состава; 7–11 – средне-верхнекембрийские комплексы Маялженской пластины: 7 – горизонты серых кремней и фтанитов, 8 – базальты афировые миндалекаменные, 9 – туфопесчаники и туфоалевролиты, 10 – туфы и лавобрекчии базальтового и андезибазальтового состава, 11 – линзы кремней и фтанитов (а) и известняков (б); 12 – раннепалеозойские габбро и габбро-диориты; 13 – лиственитизированные серпентиниты; 14 – границы тектонических пластин. Остальные условные обозначения см. на рис. 16

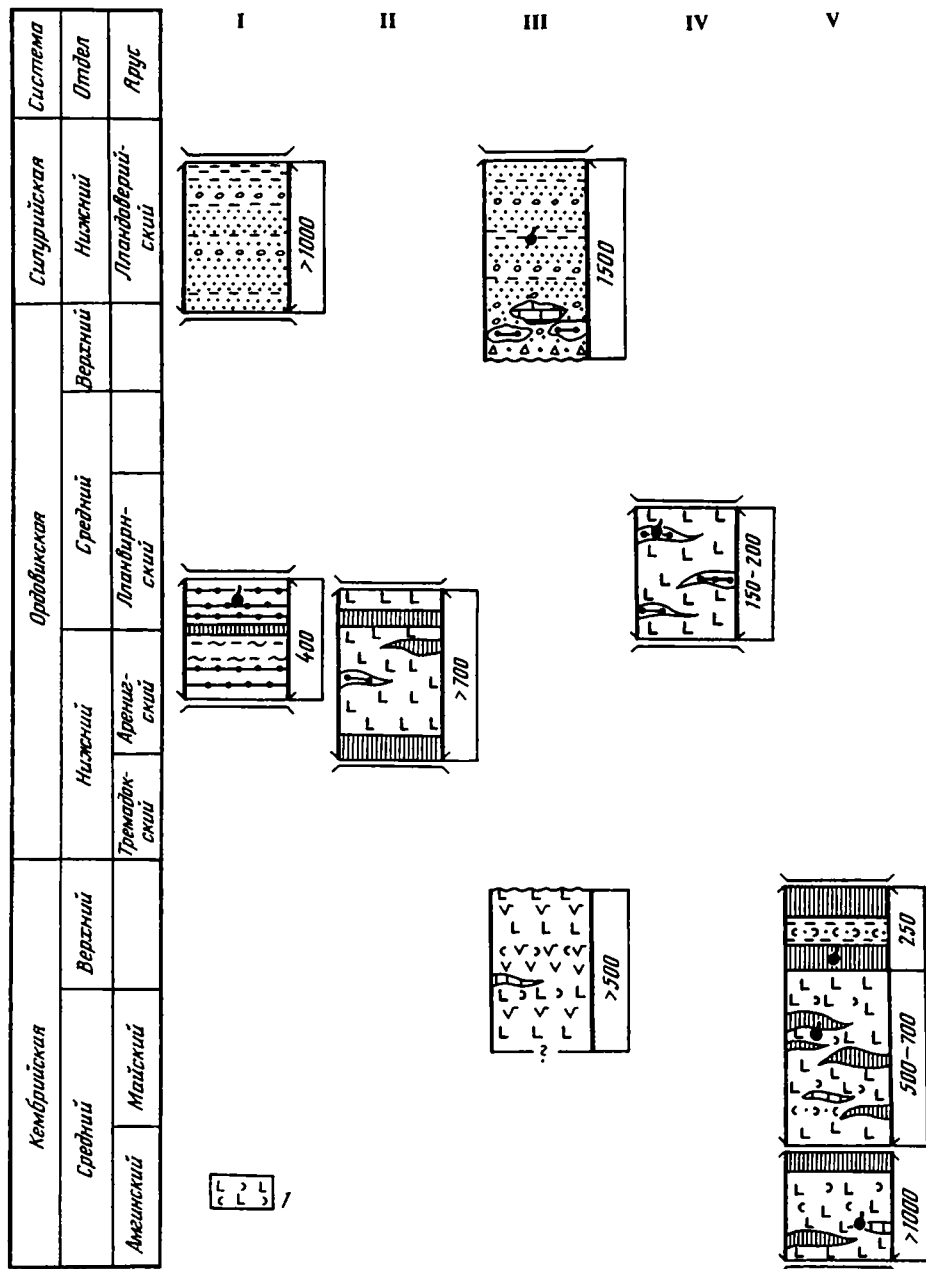


Рис. 18. Основные разрезы нижнепалеозойских и силурийских комплексов Маялжен-Балкыбекской зоны в окрестностях хр. Маялжен

l – туфы базальтов. Остальные условные обозначения см. на рис. 5, 6, 9, 13

Пластины: I – Балатундыкская, II – Осибайская, III – Центрально-Маялженская, IV – Западно-Маялженская, V – Маялженская

Западно-Маялженская пластина образована темно-зелеными подушечными афировыми базальтами с линзами и горизонтами красных слоистых яшм (см. рис. 17, 18). Видимая мощность этой толщи не превышает 150–200 м. В яшмах собраны конодонты (ЛК-5) *Protopanderodus cf. graei* (Hanear), *Periodon* sp., *Prioniodus* (*Oericodus*) sp. раннего лланвирина.

Верхнеордовикско-раннесилурийские комплексы наиболее широко распространены в Балатундыкской и Центрально-Маялженской пластинах.

В Балатундыкской пластине присутствуют разнообразные песчаники и алевролиты мощностью более 1000 м, их раннесилурийский возраст определяется по аналогии с фаунистически охарактеризованными толщами Центрально-Маялженской пластины.

В Центрально-Маялженской пластине терригенные толщи залегают на метаморфических и вулканогенных породах (см. рис. 17, 18). В основании разреза выделяется олистостромовая пачка, сложенная валунными и крупногалечными конгломератами с гальками эффузивов основного состава, яшм, габброидов, известняков, а также глыбами и валунами кремнистых пород и серых известняков с обломками трилобитов кембрийского облика. Верхняя часть разреза имеет флишеоидный облик и сложена переслаивающимися зеленоцветными песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов. В гальке известняков из конгломератов собраны брахиоподы *Atrypida* gen. et. sp. indet (определение И.Ф. Никитина) позднего ордовика–раннего силура. В низах разреза флишеоидной толщи в зеленовато-серых алевролитах собраны граптолиты *Pristiograptus* sp. (определение Н.Ф. Михайловой) силурийского возраста (В.Я. Глухенький и др., 1965 г.). Мощность терригенного разреза Центрально-Маялженской пластины достигает 1500 м.

Б а с с е й н р е к Б а л г а, Б а л к ы б е к и А р с а л а н. *Структура* нижнепалеозойских и силурийских комплексов образована крупными складчатыми покровами, среди которых можно выделить (снизу вверх) Кызылкаинский, Акирекский, Томанский, Балкыбекский и Кызылжальский с общим надвиганием с северо-востока на юго-запад (рис. 19; вкл.).

Кызылкаинский покров представлен сложнопостроенным комплексом, в который входят среднеордовикские яшмо-базальтовые, верхнеордовикские кремнисто-туфогенные и нижнесилурийские олистостромовые толщи. Несколькими чешуйчатыми надвигами покров расчленен на более мелкие пластины.

Комплексы, слагающие Акирекский покров, распространены только в юго-восточной части рассматриваемого района. В строении покрова участвуют аренигские яшмо-базальтовые и яшмовые толщи, а также лланвиринаские кремнисто-туфогенные и олистостромовые комплексы, которые перекрываются и подстилаются верхнеордовикским олистостромом.

Томанский покров перекрывает комплексы Акирекского и верхнеордовикские олистостромы. Образования Томанского покрова образуют крылья крупной синформы, ядро которой слагают Балкыбекский и Кызылжальский покровы. В строении Томанского покрова участвует комплекс меланократовых метаморфических пород, перекрывающихся олистостромовой толщей верхнего ордовика, выше которых залегают пластина однообразных афировых базальтов и андезибазальтов, условно относимая к раннему палеозою. Неясное положение среди комплексов этого покрова занимают блоки андезитов, андезибазальтов и их туфов, содержащих линзы известняков с трилобитами аксак-куяндинского горизонта верхнего кембрия.

Балкыбекский покров в северо-западной части участка надвинут на Кызылкаинский покров, а в юго-восточной – перекрывает комплексы Томанского покрова и верхнеордовикский олистостром. В строении рассматриваемого покрова участвуют щелочные оливиновые базальты с линзами известняков (балкыбекская свита нижнего кембрия) и несогласно перекрывающая его кремнисто-терригенная ушкызыльская свита нижнего ордовика. В бассейне р. Самсы кремнистые породы пе-

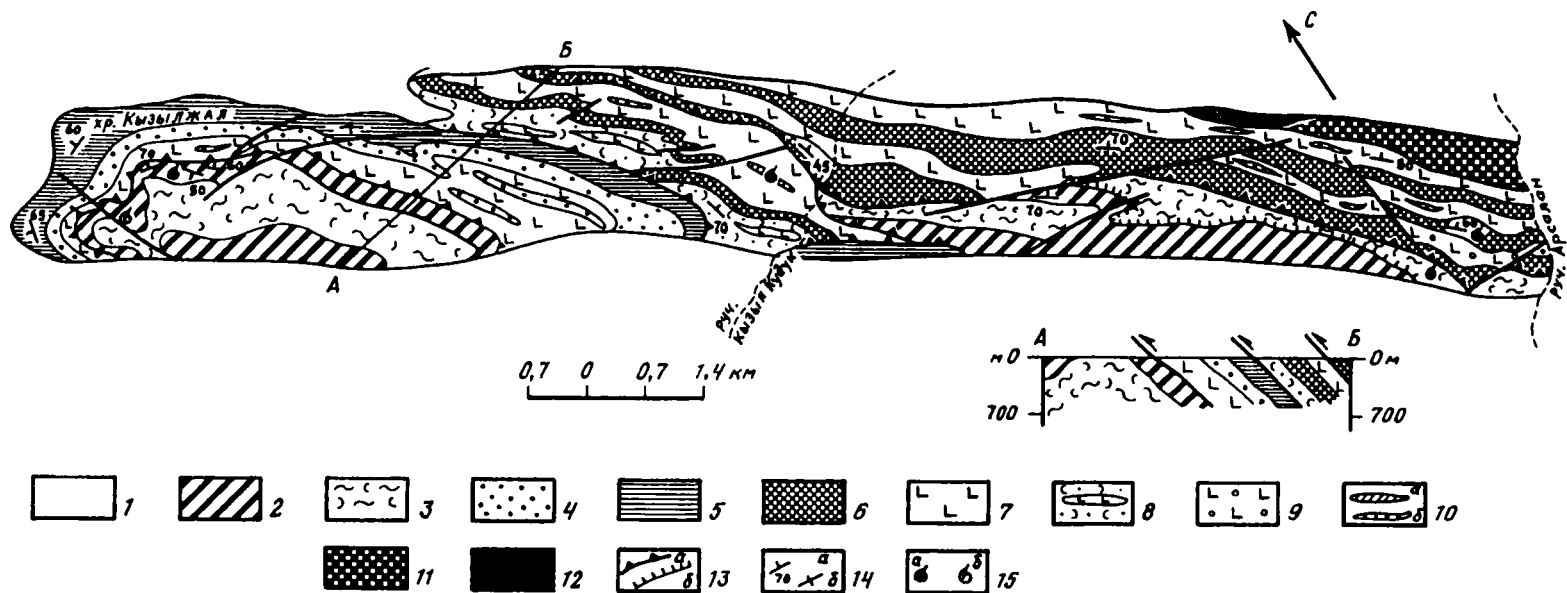


Рис. 20. Схема геологического строения окрестностей хр. Кызылжал и правобережья р. Арсалан

1 – кайнозойские отложения; 2–12 – комплексы Кызылжалского покрова: 2, 3 – яшмо-туфитовая толща нижнего ордовика–лланвирна (2 – красные яшмы с редкими линзами кремней, 3 – зеленые и пестрые кремнистые туфиты), 4–12 – кремнисто-базальтовый комплекс верхнего кембрия (4 – красные яшмы, 5 – переслаивающиеся кремни и фтаниты, 6 – переслаивающиеся фтаниты и красные яшмы, 7 – базальты афировые и мелкопорфировые, 8 – туфогенные песчаники и алевролиты с потоками базальтов, 9 – туфоконгломераты с потоками базальтов, прослоями серых кремней и туфосилицитов, 10 – линзы серых кремней (а) и известняков (б)), 11 – габбро и габбро-нориты Игиликского массива, 12 – лиственитизированные гибберзиты; 13 – границы отдельных пластин Кызылжалского покрова (а) и надвиги (б); 14 – залегание слоистости: наклонное (а) и вертикальное (б); 15 – места находок органических остатков: собранные при работах автора (а) и предшественников (б)

рекрываются верхнеордовикскими андезитами с линзами известняков, а в окрестностях горы Борлыкызыл на балкыбекской свите залегает олистостромовая толща верхнего ордовика.

Кызылжалальский покров обнажен только в северо-восточной части участка, слагающие его комплексы от других структур отделены позднепалеозойскими взбросами, и только в районе горы Борлыкызыл удается установить наиболее высокое структурное положение этого покрова. Он состоит из нескольких пластин, сложенных габброидами и габбро-норитами, верхнекембрийскими кремнисто-карбонатно-базальтовыми и нижнеордовикскими кремнисто-туфогенными толщами.

Офиолиты наблюдаются в северо-западной части Балкыбекского покрова в виде мелких линзовидных тел серпентинитов. Наиболее крупным выходом офиолитов является Игиликский массив [Геологическая карта..., 1979], образующий верхнюю пластину Кызылжалальского покрова; сложен он различными габброидами и отделяется от подстилающих пород зонами расланцевания и лиственитизированными гипербазитами. Породы массива, вероятно, относятся к изотропным габброидам офиолитового разреза. Они лишены ориентированных текстур и представлены среднезернистыми мезо- и меланократовыми габбро и габбро-норитами с линзовидными телами клинопироксенитов. Мощность габброидов не превышает 350–400 м. Они прорваны большим количеством разноориентированных даек габбро-диабазов, габбро-диоритов и плагигранитов.

Метаморфический комплекс занимает самое низкое положение в структуре Томанского покрова и перекрывается верхнеордовикской олистостромовой толщей. В строении комплекса участвуют три различные толщи, по-видимому, имеющие друг с другом тектонические взаимоотношения. Нижнее положение занимают полосчатые амфиболиты (около 200 м), структурно выше располагаются интенсивно расланцованные порфиновые базальты с линзами мраморизованных известняков мощностью не более 100 м, а еще выше – амфиболовые сланцы (более 500 м). К толще амфиболовых сланцев приурочены небольшие расслоенные дунит-клинопироксенитовые и клинопироксенитовые массивы, а также небольшие тела сиенитового состава.

Нижне-среднекембрийские комплексы участвуют в строении Балкыбекского и Томанского покровов. Нижнекембрийские вулканогенные толщи, объединяемые в балкыбекскую свиту, слагают основную часть Балкыбекского покрова (см. рис. 19; вкл.). Нижняя часть свиты представлена грубообломочными туфами базальтового состава с отдельными потоками базальтов. В верхних частях разреза преобладают афировые, иногда порфировые подушечные субщелочные базальты с прослоями и линзами серых и розовых известняков, туфов и лавобрекчий основного состава. Мощность свиты может достигать 1000 м. В известняках собраны водоросли, микрофитолиты и археоциаты *Aldanocyathus meisteri* (Vol.), *Ajacyathus ex. gr. palyseptatus* (Vol.), *Bicyathus ertashresis* Vol., *Dictyocyathus sp.* верхов алданского–низов ленинского ярусов нижнего кембрия [Жаутиков и др., 1976].

Среднекембрийские породы встречаются только в виде глыб известняков с трилобитами амгинского яруса [Геологическая карта..., 1979] в верхнеордовикском олистостроме Томанского покрова.

Верхнекембрийские комплексы в Кызылжалальском покрове образуют четыре пластины, надвинутые на кремнисто-туфогенные породы нижнего ордовика (рис. 20). Толщи, слагающие нижнюю пластину, обнажаются в хр. Кызылжал, где изучен разрез (рис. 21, разрез 14; вкл.), в котором снизу вверх залегают:

Мощность, м

1. Базальты афировые красноватые с линзами розовых известняков и горизонтами сургучных яшм	Более 300
2. Яшмы сургучные	120
3. Фтаниты тонкослоистые с прослоями серых кремней	200

Общая мощность разреза 620 м.

Более сложное строение имеет разрез второй пластины, в котором на правом берегу р. Кызылкудук (см. рис. 21, разрез 15; вкл.) снизу вверх обнажаются:

Мощность, м

1. Песчаники туфогенные и вулканомиктовые зеленые с редкими потоками мелкопорфировых базальтов и андезибазальтов	400
2. Яшмы красные с редкими прослоями серых кремней и фтанитов	50
3. Базальты красноватые и лиловые миндалекаменные и мелкопорфировые с линзами тонкослоистых фтанитов и серых пелитоморфных известняков	500
4. Фтаниты тонкослоистые	40
5. Конгломераты туфогенные крупногалечные. Обломки, как правило, хорошо окатаны и представлены порфировыми базальтами и андезибазальтами, цементом являются литокристаллокластические туфы основного состава. Среди туфоконгломератов присутствуют потоки красноватых порфировых базальтов и андезибазальтов	100

Общая мощность разреза 1100 м.

В разрезах третьей пластины увеличивается количество прослоев кремнистых пород. В качестве примера рассмотрен разрез, составленный на правом берегу ручья Арсалан (см. рис. 21, разрез 16; вкл.), в котором снизу вверх обнажаются:

Мощность, м

1. Яшмы красные и сургучные с редкими прослоями серых кремней и фтанитов	100
2. Конгломераты туфогенные крупногалечные, состоящие из обломков порфировых базальтов и андезибазальтов. Среди конгломератов присутствуют прослои туфов основного состава, туфопесчаников и вишневых и зеленых кремнистых туффитов, кремней и фтанитов, а также отдельные потоки красных афировых базальтов и андезибазальтов с подушечной отдельностью	220
3. Яшмы красные и сургучные с редкими горизонтами фтанитов и серых кремней, в которых собраны конодонты (KC-14) <i>Barnesodus</i> sp. позднего кембрия	150
4. Базальты лиловые и красноватые с линзами яшм, фтанитов и серых известняков	180
5. Переслаивающиеся яшмы, фтаниты и серые кремни	120
6. Базальты красные мелкопорфировые, содержащие прослои и пачки зеленых кремнистых туффитов и фтанитов	200

Общая мощность разрезов около 900 м.

Фрагменты верхнекембрийских толщ присутствуют в Томанском покрове в виде небольших блоков и глыб в олистостромовой толще. Здесь к верхнему кембрию относится пестрая вулканогенно-осадочная толща (см. рис. 21, разрез 13; вкл.), в состав которой входят андезиты, андезибальты, базальты и их туфы, вулканомиктовые песчаники и гравелиты. Вулканические породы содержат многочисленные линзы серых и розовых кристаллических известняков с трилобитами и брахиоподами аксак-куяндинского горизонта верхнего кембрия [Геология СССР, 1972].

Нижнеордовикско-лланвирнские комплексы участвуют в строении Кызылжальского, Балкыбекского и Акирекского покровов и представлены кремнисто-терригенными и яшмо-базальтовыми толщами.

В Кызылжальском покрове кремнисто-терригенные образования слагают ядра антиформ, подстилают покровы, сложенные верхнекембрийскими комплексами, и разделяются на две пачки (см. рис. 21, разрезы 11, 12; вкл.), в которых снизу вверх залегают:

Мощность, м

1. Зеленые и бирюзовые кремнистые алевролиты и туффиты с прослоями вишневых глинистых яшм и серых кремней. На правом берегу р. Арсалан в зеленовато-серых кремнистых туффитах собраны конодонты (KC-15) <i>Cordylodus</i> cf. <i>caboti</i> Bagnoli, Barnes, Stevens, <i>Codylodus</i> cf. <i>lindstroemi</i> Druce et Tones, <i>Teridontus nakamurai</i> (Nogami) раннего тремадока	300
2. Яшмы красные и вишневые с прослоями вишневых и зеленых кремнистых туффитов. На южном склоне хр. Кызылжал в яшмах собраны конодонты (KC-10) <i>Paroistodus originalis</i>	

(Sergeeva), "Cordulodus" cf. horridus (Barnes et Poplavski), Microzarkodina sp., Ansellia sp. позднего аренига–раннего лланвирна100

Общая мощность толщи не превышает 400 м.

В яшмах этой толщи конодонты позднего аренига–раннего лланвирна ранее были собраны на южном склоне хр. Кызылжал (см. рис. 20) [Никитин и др., 1992]). Рассмотренная кремнисто-терригенная толща по возрасту охватывает тремадок, арениг и низы лланвирна.

В Балкыбекском покрове к рассматриваемому возрастному интервалу относится ушкызыльская свита, стратотипический разрез которой хорошо изучен в горах Ушкызыл [Никитин и др., 1992]. Здесь на базальтах балкыбекской свиты нижнего кембрия несогласно снизу вверх залегают несколько пачек (см. рис. 21, разрез 10; вкл.):

Мощность, м

1. Песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломерты кварц-полевошпатовые и вулканомиктовые, часто известковистые с линзой известняков, в которой собраны брахиоподы и трилобиты нижнего ордовика	10–15
2. Алевролиты кремнистые и глинистые яшмы с беззамковыми брахиоподами и конодонтами позднего тремадока	25–30
3. Фтаниты тонкослоистые и серые кремни с прослоями зеленоватых и бурых яшм с конодонтами зоны <i>Prioniodus elegans</i> среднего аренига	5
4. Яшмы буровато-красные и сургучные с редкими прослоями зеленых разновидностей с конодонтами зоны <i>Prioniodus evae</i> среднего аренига	65
5. Яшмы мясо-красные массивные с конодонтами позднего аренига–раннего лланвирна	40

Общая мощность свиты около 200 м.

На правом берегу р. Самсы в окрестностях горы Каранай (см. рис. 19; вкл.) кремнистые породы ушкызыльской свиты несогласно перекрываются туфоконгломератами и известняками верхнего ордовика [Бандалетов, 1969; Никитин, 1972], которые завершают нижнепалеозойский разрез Балкыбекского покрова.

В Акирекском покрове нижнеордовикско-лланвирнские комплексы представлены двумя различными толщами.

В горах Акирек выделяется одноименная толща (см. рис. 21, разрез 9; вкл.), сложенная перемятыми красными и сургучными яшмами, мощностью 150–200 м, с конодонтами раннего, среднего, позднего аренига и раннего лланвирна [Никитин и др., 1992; Корень и др., 1993]. Яшмовая толща образует пластину, которая залегает внутри верхнеордовикской олистостромовой толщи (см. рис. 19; вкл.).

На правом берегу р. Арсалан на безымянных сопках детально изучен разрез балгашокинской свиты [Никитин и др., 1992]. Она слагает опрокинутую на юг синклиналь, на которую с севера надвинуты кембрийские комплексы Томанского покрова (рис. 22). В сводном разрезе балгашокинской свиты снизу вверх залегают (см. рис. 21, разрез 8; вкл.):

Мощность, м

1. Яшмы красные и сургучные тонкослоистые с конодонтами зоны <i>Prioniodus evae</i> среднего аренига	Более 50
2. Базальты зеленовато-серые афировые подушечные с прослоями слоистых красных и зеленоватых кремнистых туффитов и яшм, а также редкие линзы серых известняков. В яшмах – конодонты среднего аренига	100
3. Кремнистые туффиты, туфоалевролиты лиловые и вишневые мусористые, туфопесчаники, тефроиды, содержащие глыбы и отторженцы красных яшм и кремнистых алевролитов. В глыбах яшм конодонты раннего лланвирна	75–80
4. Алевролиты и аргиллиты голубовато-зеленые, содержащие олистолиты и глыбы красных кремнистых алевролитов и яшм	100

Общая мощность разреза 320 м.

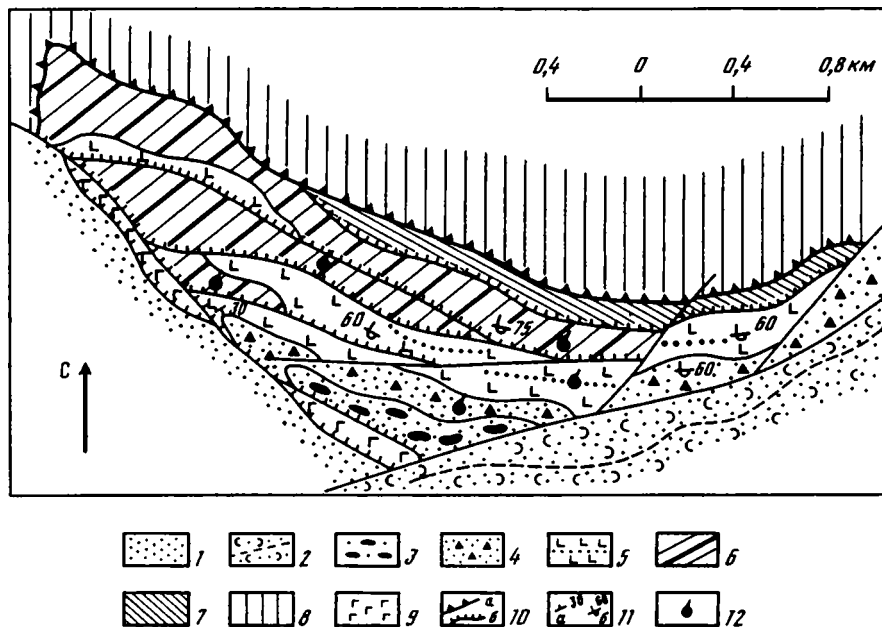


Рис. 22. Схема геологического строения правобережья р. Арсалан (составлена с использованием данных И.Ф. Никитина)

1 – верхнеордовикская олистостромовая толща; 2 – средне-верхнеордовикские кремнисто-туфогенные толщи Кызылкаинского покрова; 3–7 – комплексы Акирекского покрова: 3–6 – балгашокинская свита нижнего–среднего ордовика (3 – аргиллиты и алевролиты с редкими глыбами кремнистых алевролитов и яшм, 4 – конглобрекции, песчаники, туфогенные песчаники, алевролиты, содержащие разнообразные по размеру глыбы красных яшм, 5 – базальты с линзами красных яшм, 6 – яшмы сургучные и красные), 7 – нижнепалеозойские кремни и фтаниты интенсивно перекристаллизованные; 8 – комплексы Томанского покрова, нижнепалеозойские эффузивы основного состава; 9 – габбро и габбро-диориты; 10 – границы: тектонических покровов (а) и отдельных пластин (б); 11 – залегание слоистости: наклонное (а) и опрокинутое (б); 12 – места находок органических остатков

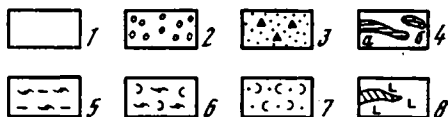
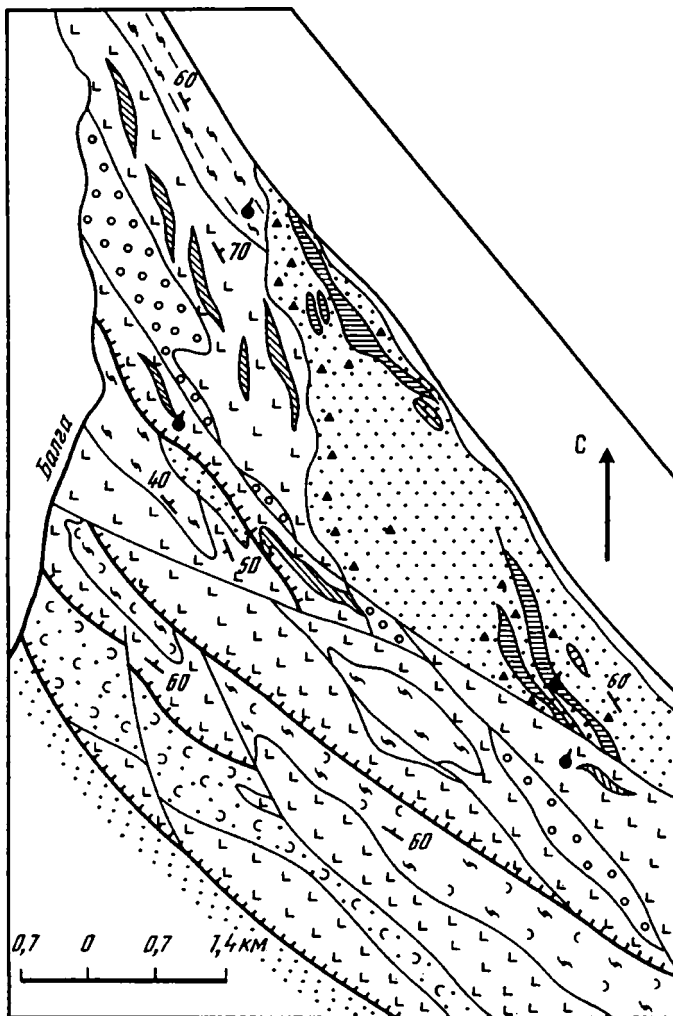
Среднеордовикские комплексы выделяются только в Кызылкаинском покрове, где к ним относится нижняя толща кызылкаинской серии, в которую из-за недостаточной изученности объединены яшмо-базальтовая и кремнисто-туфогенная толщи средне-позднеордовикского возраста. Эти толщи в горах Кызылкаин образуют сложный пакет пластин с общим надвиганием с северо-востока на юго-запад (рис. 23).

Яшмо-базальтовая толща сложена темно-зелеными афировыми массивными, редко подушечными, базальтами с прослоями зеленых, голубовато-зеленых кремнистых туффитов, вишневых и красных тонкослоистых яшм. Кремнистые породы неравномерно распределены по разрезу и встречаются на разных уровнях. Мощность яшмо-базальтовой толщи не превышает 250–300 м (см. рис. 21, разрез 2). В прослоях яшм и кремней, среди базальтов в разных пластинах собраны конодонты *Periodon aculeatus* Had., *Pygodus* sp. C. Lofgren раннего лланвиерна (юго-восточная часть гор Кызылкаин) [Никитин и др., 1992] и *Belodina* sp., *Protopamarodus varicostatus* (Bergstrom), *Pandeodus gracilis* (Branson et Mehl) лландейло (северо-восточная часть гор Кызылкаин, левый берег р. Балга) (А.Р. Квятковский и др., 1991 г.). На основании этих данных может быть принят лланвирн-лландельский возраст яшмо-базальтовой толщи.

Верхнеордовикские комплексы. Среди разрезов верхнего ордовика различают кремнисто-туфогенная и олистостромовая толщи, которые участвуют в строе-

Рис. 23. Схема геологического строения центральной части гор Кызылкаин (составлена по материалам Н.А. Афоничева, Т.Ю. Толмачевой, Т.Н. Херасковой)

1 – кайнозойские отложения; 2 – красноцветные песчаники и конгломераты среднего–верхнего девона; 3 – силурийские олигостромовые и флишoidные толщи; 4 – глыбы и отторженцы: яшм, кремнистых алевролитов (а) и известняков (б); 5–8 – кызылкаинский комплекс среднего–верхнего ордовика: 5 – верхняя толща – глинистые яшмы, кремнистые алевролиты и туффиты, 6 – туфогенные песчаники, алевролиты и туффиты, 7 – туфогенные песчаники, гравелиты, конгломераты, туфы среднего состава, туффиты с редкими глыбами яшм, 8 – нижняя толща – афировые базальты с линзами красных яшм и кремнистых туффитов. Остальные условные обозначения см. на рис. 22



нии всех покровов (см. рис. 21). Кремнисто-туфогенная толща, приуроченная к Кызылкаинскому покрову, образует верхнюю часть одноименной серии.

Разрезы этого типа распространены в северо-восточной части покрова, где изучены Н.А. Афоничевым, Т.Ю. Толмачевой и А.Р. Квятковским (1991 г.). В центральной части гор Кызылкаин (см. рис. 23) верхнеордовикская толща перекрывает базальты среднего ордовика, выше которых снизу вверх залегают (см. рис. 21, разрез 2; вкл.).

Мощность, м

1. Алевропелиты кремнисто-глинистые	25
2. Осадочные брекчии гравелит-песчаниковой размерности темно-серые	5
3. Кремнисто-глинистые алевропелиты неяснослоистые фиолетово- и красновато-бурые с остатками радиолярий	100

4. Кремнистые алевролиты красные и вишневые с конодонтами <i>Periodon grandis</i> (Ethington), <i>Namarodus europaeus</i> (Serpagli), <i>Belodina</i> sp., " <i>Protopanderodus</i> " <i>similaris</i> (Rhodes) карадока–раннего ашгилла	20
5. Кремнисто-глинистые алевролиты фиолетово-бурые	40
6. Песчаники разнородные граувакковые серые	20
7. Алевропелиты фиолетово-серые и красно-бурые	200
8. Песчаники серые и серо-зеленые	20

Общая мощность разреза 430 м.

Грубообломочные кремнисто-туфогенные породы, распространенные в юго-западной части Кызылкаинского покрова, расслаивают кремнисто-базальтовые пласты. Здесь, по данным Т.Н. Херасковой, присутствуют вулканомиктовые и кремнеобломочные, часто туфогенные песчаники, конгломераты и конглобрекции, характерна примесь грубого пирокластического материала с вулканическими бомбами.

В других покровах верхнеордовикские комплексы представлены зеленоцветными терригенными разрезами, в которых часто присутствуют олистростромовые горизонты (см. рис. 21, разрезы 3, 4, 6, 7; вкл.). Общая мощность этих толщ 300–400 м. Олистролиты представлены серыми кремниями, фтанитами и красными известняками с трилобитами среднего и позднего кембрия, присутствуют также крупные отторженцы известняков с позднеордовикскими органическими остатками.

От рассмотренных выше терригенных и кремнисто-туфогенных толщ отличаются разрезы верхнего ордовика, распространенные в северо-восточной части Балкыбекского покрова. Здесь выделяется вулканогенная пачка (см. рис. 21, разрез 5) мощностью 100–150 м, сложенная андезитами, андезибазальтами и их туфами, которая содержит линзы известняков с кораллами и брахиоподами самых верхов ашгилла [Бандалетов, 1969]. Эти породы несогласно залегают на ушкызыльской свите (окрестности горы Каранай) и перекрываются нижнесилурийскими терригенными толщами.

Нижнесилурийские комплексы распространены во всех покровах, где либо перекрывают верхнеордовикские олистростромовые или вулканогенные толщи (Балкыбекский, Томанский покровы), либо залегают на более древних образованиях (Кызылжальский покров). В строении комплексов участвуют различные терригенные породы с прослоями органогенных известняков [Бандалетов, 1969]. В низах разреза иногда отмечаются пачки, имеющие олистростромовое строение (Кызылжальский покров). Отличительными признаками обладают силурийские толщи в Кызылкаинском покрове (см. рис. 23), несогласно перекрывающие средне-верхнеордовикский кремнисто-базальтовый комплекс и представленные зеленоцветными песчаниками и алевролитами, содержащими глыбы и крупные (протяженностью до 2,5 км) отторженцы кремнистых алевролитов с конодонтами *Periodon grandis* (Ethington), *Belodina* sp. карадока–раннего ашгилла (А.Р. Квятковский и др., 1991 г.). Мощность терригенных толщ не превышает 500–700 м.

Таким образом, в строении аккреционных комплексов Маялжен-Балкыбекской зоны участвуют фрагменты ниже-, средне- и верхнекембрийских, ниже- и среднеордовикских базальтовых и кремнисто-базальтовых, а также ниже-среднеордовикских кремнистых толщ. Вовлечение их в аккреционные процессы началось в среднем ордовике и завершилось в раннем силуре.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АККРЕЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЧИНГИЗСКОЙ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

Аккреционные комплексы Чингизской палеоостроводужной системы обладают определенными закономерностями строения и площадного распространения, изменения возраста от зоны к зоне.

Структура аккреционных комплексов во всех зонах отличается покровно-складчатым и чешуйчато-надвиговым строением. При более детальном анализе от-

дельных участков устанавливается, что в одних случаях в структуре преобладают системы смятых в складки тектонических покровов, не связанных с формированием олистостромов (рис. 24, А, Б), а в других – пакеты моноклинально залегающих тектонических пластин (см. рис. 17; 24, В, Г). Характерной чертой смятых в складки тектонических покровов является их дополнительное расчленение надвигами на серию чешуй, в которых происходит многократное дублирование одних и тех же элементов разреза (рис. 25). Независимо от преобладания тех или иных типов структур выявлено, что относительно более высокое положение занимают покровы и пластины, сложенные древними комплексами, а более низкое – молодыми. Особенно отчетливо такие закономерности устанавливаются в горах Токай и Аркалык. В то же время известны случаи, когда такая закономерность нарушается и молодые комплексы располагаются структурно выше. Так, в бассейне рек Балкыбек, Балга, Арсалан нижнекембрийские комплексы Балкыбекского покрова располагаются структурно ниже верхнекембрийских и нижнеордовикских толщ Кызылжалынского покрова.

Структуры, образованные аккреционными комплексами, в большинстве случаев имеют северо-западное простирание, совпадающее с ориентировкой зон Чингизской системы. Исключение составляют районы гор Токай, Караадыр и Аркалык, где преобладают субширотные простирания.

В составе аккреционных комплексов преобладают фрагменты различных слоев коры океанического типа, а также олистостромы и кремнисто-туфогенные толщи, формировавшиеся в основании островодужного склона над погружающейся океанической плитой. Реже в состав аккреционных комплексов входят метаморфические образования и островодужные вулканические серии.

Комплексы коры океанического типа. Среди этих образований выделяются фрагменты мантийных перидотитов и ультрабазит-габбрового комплекса третьего слоя океанической коры, базальтовые и кремнисто-базальтовые комплексы второго и кремнистые комплексы первого слоя.

Фрагменты *мантийных перидотитов и ультрабазит-габбрового комплекса третьего слоя* пользуются в аккреционных комплексах ограниченным распространением и входят в состав серпентинитовых меланжей, расслаивающих кремнисто-базальтовые пластины. Такие меланжи преобладают в горах Аркалык и Токай, реже встречаются аллохтонные массивы, в которых сохраняются слабонарушенные офиолитовые разрезы.

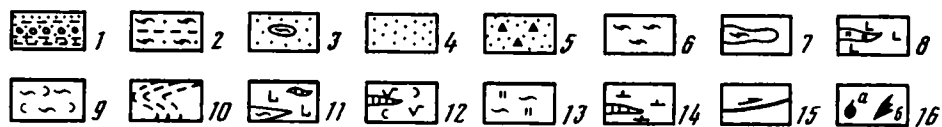
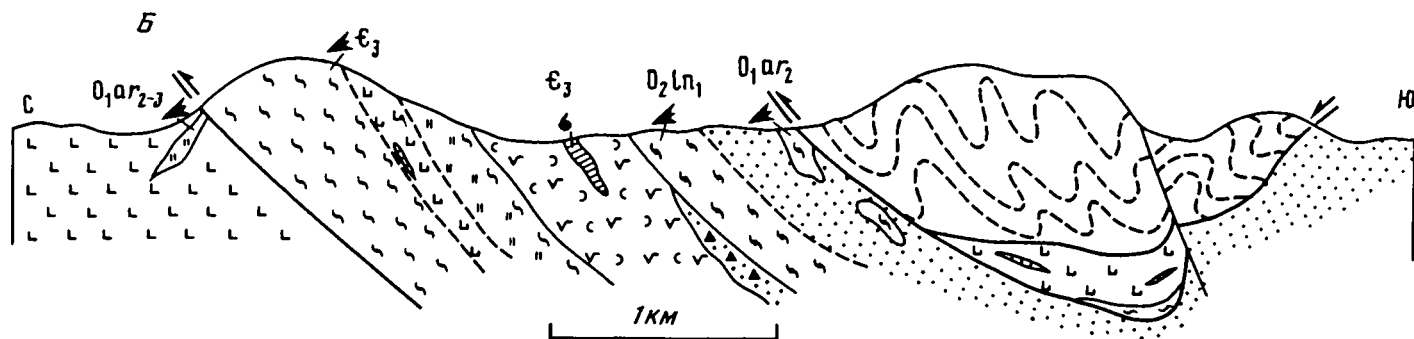
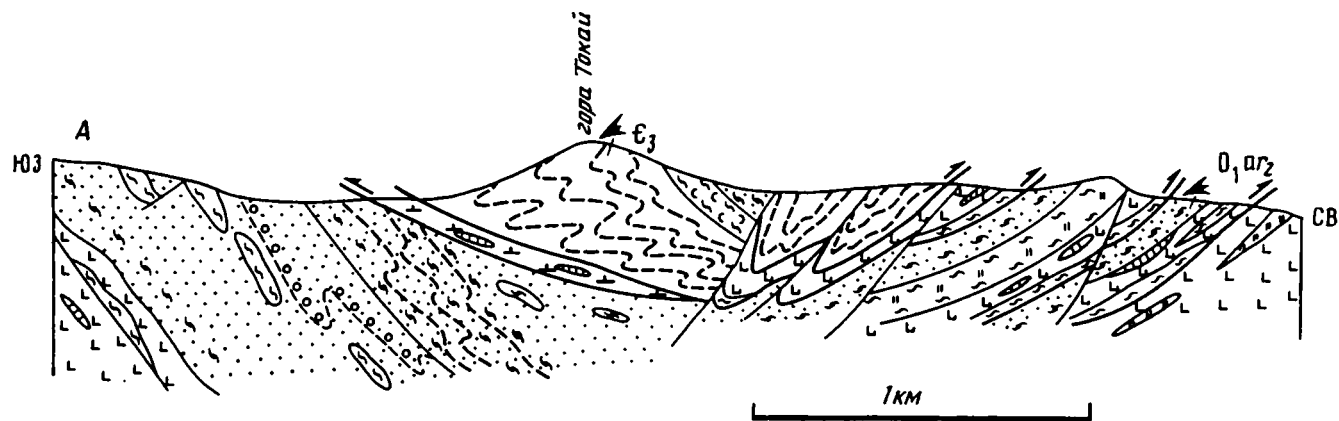
Описание габброидов и ультрабазитов приведено при изучении конкретных участков. Их принадлежность к различным частям офиолитового разреза подтверждается петрогеохимическими характеристиками пород и минералов [Якубчук, 1991].

Базальтовые и кремнисто-базальтовые толщи второго слоя распространены значительно шире, чем ультрабазиты и габброиды, в аккреционных комплексах. Они имеют широкий возрастной диапазон, поэтому для них устанавливаются закономерности изменения их состава в зависимости от возраста.

Базальты и ассоциирующие с ними осадочные породы образуют выдержанные на площади формации, среди которых выделяются карбонатно-базальтовые нижнего кембрия, карбонатно-кремнисто-базальтовые среднего и верхнего кембрия, яшмо-базальтовая нижнего ордовика, туффито-яшмо-базальтовая среднего ордовика.

- Карбонатно-базальтовые формации нижнего кембрия объединяют балкыбекскую свиту одноименного покрова в Маялжен-Балкыбекской зоне и толщу базальтов с линзами известняков гор Окпекты в Бестамак-Окпектинской зоне (рис. 26, разрезы 1, 2).

В составе рассматриваемой формации преобладают эффузивы основного состава (около 80–90%), представленные подушечными миндалекаменными афировыми базальтами, спилитами, иногда андезибазальтами, которые слагают потоки



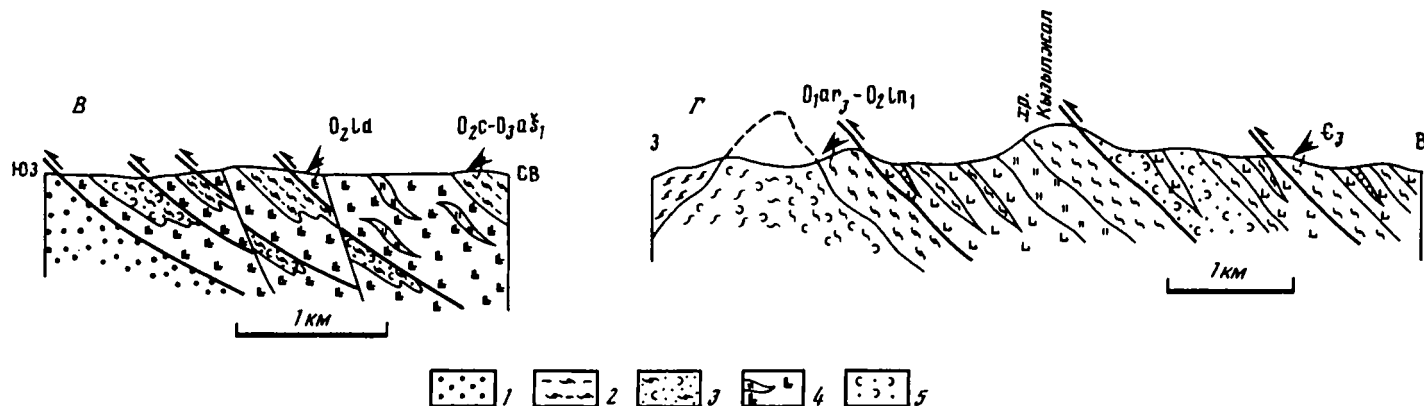
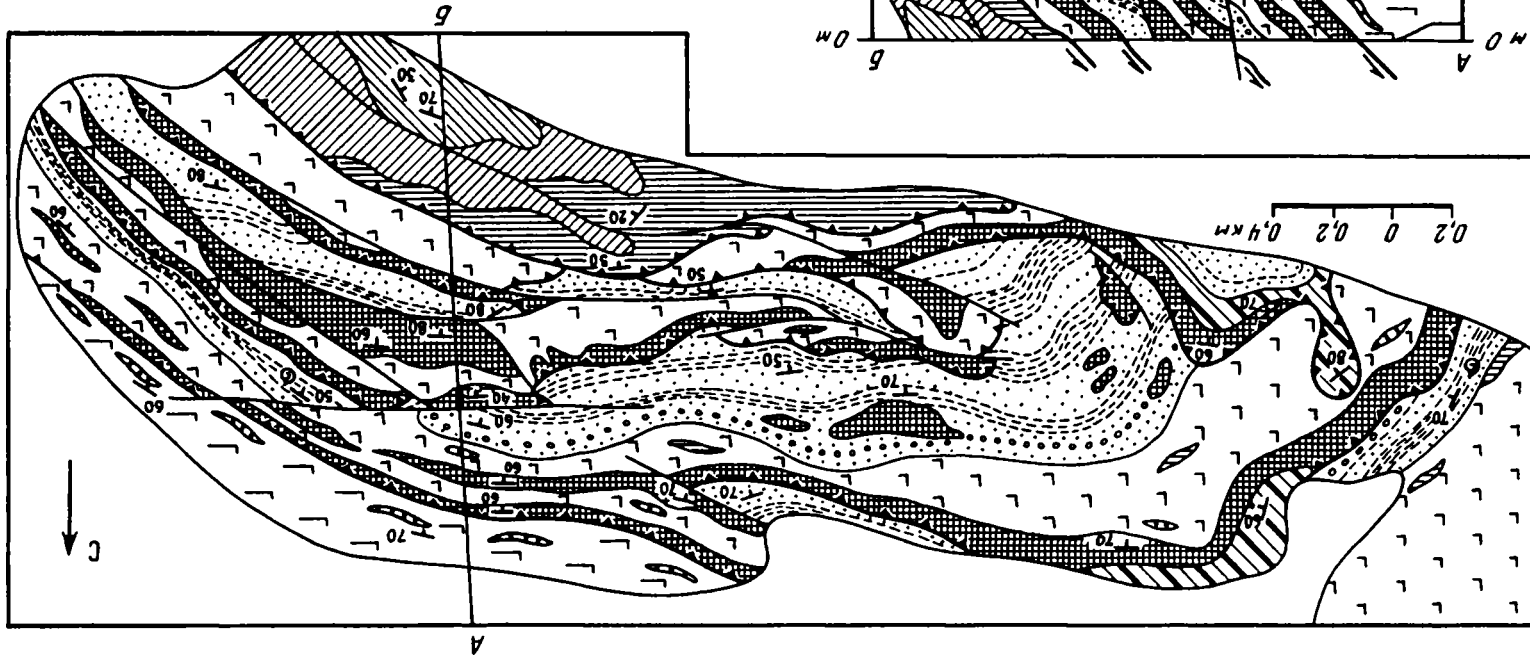
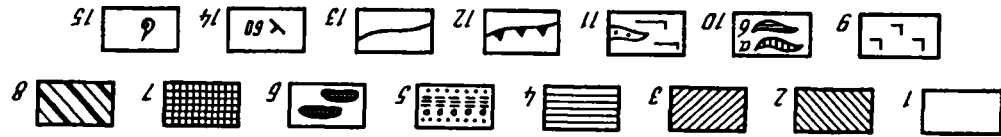


Рис. 24. Типы структур в аккреционных комплексах

Системы смятых в складки тектонических покровов в окрестностях горы Токай (А) и в северо-западной части гор Аркалык (Б). 1–3 – олистостромовая толща нижнего ордовика: 1 – песчаники, алевролиты, конгломераты, 2 – кремнистые алевролиты, туффы, глинистые яшмы, 3 – глыбы кремней; 4–7 – олистостромовая толща среднего ордовика: 4 – песчаники, алевролиты, 5 – конгломераты с глыбами яшм, 6 – вишневые глинистые яшмы, 7 – глыбы глинистых яшм; 8 – яшмо-базальтовая толща нижнего ордовика; 9 – кремнистые туффы тремадока; 10 – кремни, фтаниты и яшмы верхнего кембрия; 11–13 – кремнисто-базальтовая толща верхнего кембрия: 11 – базальты с линзами кремней и известняков, 12 – туфы, лавобрекчии и лавы андезибазальтового и андезитового состава с линзами известняков, 13 – пачки яшм, кремней и фтанитов; 14 – базальты с линзами известняков среднего-верхнего кембрия; 15 – границы тектонических покровов и пластин; 16 – места находок органических остатков: трилобитов и брахиопод (а) и конодонтов (б)

Пакеты моноклиналино залегающих тектонических пластин в центральной части гор Кызылкаин (В) и в районе хр. Кызылжал (Г). 1 – силурийские песчаники и алевролиты; 2, 3 – верхнеордовикские: 2 – глинистые яшмы и кремнистые туффы, 3 – туфопесчаники, туфоалевролиты, туффы; 4 – базальты с линзами яшм среднего ордовика; 5 – туфогенные песчаники с потоками базальтов верхнего кембрия. Остальные условные обозначения см. на рис. А, Б



мощностью от первых до нескольких десятков метров. В подчиненном количестве встречаются лавобрекчии и туфы основного состава. По петрохимическим свойствам базальты относятся к щелочной оливин-базальтовой формации с высоким содержанием калия и фосфора [Хераскова, 1986]. Осадочные прослои среди базальтов образуют темно-серые и розовые известняки, которые представляют собой прерывистые биостромы, переходящие в уплощенные биогермы. В их составе преобладают водоросли, а археоциаты имеют резко подчиненное значение [Жаутиков и др., 1976]. Мощность карбонатно-базальтовой формации достигает 1000 м. Ассоциация базальтов повышенной щелочности с археоциатовыми известняками могла формироваться во внутриокеанических поднятиях с утолщенной корой в мелководных обстановках.

● Карбонатно-кремнисто-базальтовые формации среднего–верхнего кембрия объединяют базальтовые толщи Омарбулакского покрова в горах Аркалык (Аркалык-Абралинская зона), Токайского покрова в горах Токай, карабулакской свиты гор Караадыр (Токай-Акчатауская зона) и Маялженской пластины в окрестностях хр. Маялжен (Маялжен-Балкыбекская зона).

В составе рассматриваемой формации преобладают эффузивы основного состава (более 90% общего объема). Это зеленокаменные афировые вариолитовые базальты и спилиты темно-зеленого цвета, миндалекаменные с подушечной отдельностью. Межшаровое пространство заполнено либо карбонатным материалом, либо десквамационной гиадокластикой. Мощность отдельных потоков изменяется от первых до нескольких десятков метров. Широко распространены туфы и лавобрекчии основного состава, часто присутствуют прослои вулканогенно-обломочных пород (см. рис. 26, разрезы 3, 4). Среди осадочных пород наиболее характерны кремни и фтаниты, образующие как мощные (до 100 м) пакки и горизонты, так и небольшие линзы среди эффузивов и туфов. Известняки, представленные в основном органогенно-обломочными разностями, образуют линзы мощностью до 2–3 м и протяженностью до 10–15 м. В известняках присутствует большое количество остатков бентосной фауны (трилобиты, брахиоподы), а в кремнистых породах редко встречаются конодонты. Мощность карбонатно-кремнисто-базальтовых формаций 1000 м.

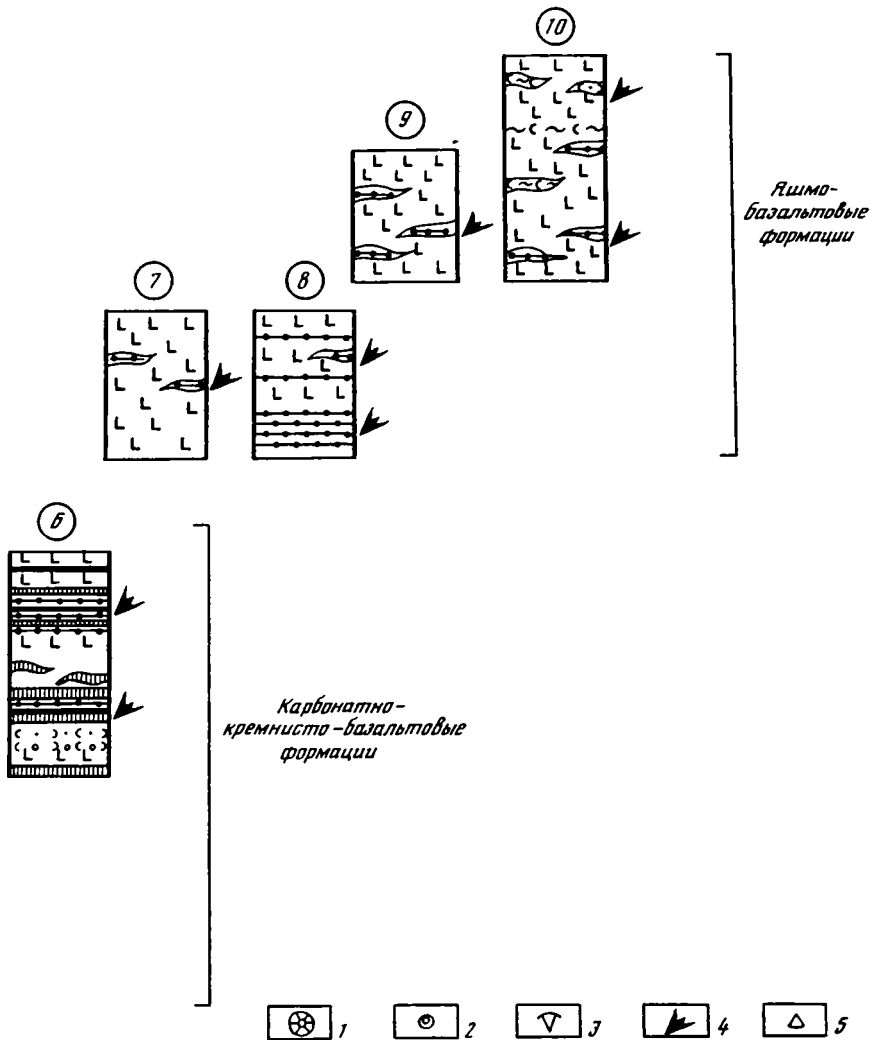
● Карбонатно-кремнисто-базальтовая формация верхнего кембрия объединяет актасскую толщу гор Аркалык, кремнисто-базальтовые толщи Западно-Токайского покрова гор Токай, а также верхнекембрийские толщи Кызылжальского покрова (см. рис. 26, разрезы 5, 6). Позднекембрийский возраст формации определяется на основании находок трилобитов, конодонтов и беззачатковых брахиопод в карбонатных и кремнистых породах.

В рассматриваемой формации вулканические и пирокластические породы составляют 50–80% общего объема. Они представлены мелкопорфировыми, реже афировыми, миндалекаменными базальтами, крупнопорфировыми андезибазальтами и андезитами. Породы имеют зеленую, лиловую, красноватую окраску, эффузивы основного состава иногда – подушечную отдельность. Базальты образуют потоки мощностью до первых метров. Андезиты, андезибазальты и их туфы распространены ограниченно и образуют маломощные потоки и прослои в тесной ас-

←

Рис. 25. Структура Западно-Токайского покрова севернее горы Токай

1 – кайнозойские отложения; 2–4 – комплексы Токайского покрова – токайская свита верхнего кембрия, пакки: 2 – верхняя, 3 – средняя, 4 – нижняя; 5–10 – комплексы Западно-Токайского покрова: 5, 6 – олигостромовая толща нижнего ордовика (5 – пестроцветные конгломераты, песчаники и алевролиты с глыбами кремней, 6 – глыбы серых кремней и фтанитов), 7–10 – кремнисто-базальтовая толща верхнего кембрия (7 – серые кремни и фтаниты, 8 – красные яшмы, 9 – афировые базальты, 10 – линзы известняков (а) и кремней (б)); 11 – комплексы Северо-Токайского покрова – базальты с линзами красных яшм мансурской толщи нижнего (?) ордовика; 12 – границы тектонических покровов и пластин; 13 – прочие разрывные нарушения; 14 – залегание слоистости; 15 – места находок органических остатков



социации с органогенными известняками. Характерная черта всех эффузивных пород – их порфировая структура, причем в подавляющем большинстве случаев вкрапленники представлены плагиоклазом. В отдельных разрезах среди базальтов встречаются крупногальчатые туфоконгломераты и туфогенные песчаники, образующие пачки мощностью до нескольких десятков метров. Гальки представлены только разнообразными порфировыми базальтами, а цемент образован туфами основного состава. В пачках туфоконгломератов часто встречаются потоки базальтов и прослои туфосилицитов.

Среди осадочных пород преобладают кремнистые и карбонатные. Кремнистые породы, образующие как мощные (до 50–100 м) пачки, так и небольшие линзы среди базальтов, представлены серыми массивными кремнями, полосчатыми фтанитами, реже красными яшмами. Характерная черта рассматриваемой формации – переслаивание в кремнистых пачках яшм и фтанитов. Известняки слагают небольшие (мощностью до 10 м) линзы среди вулканических пород и представлены серыми и розовыми водорослевыми и органогенно-обломочными разностями. Некоторые линзы целиком сложены обломками трилобитов и брахиопод. В ряде случаев отмечается ленточное переслаивание известняков и красных яшм. Встречаются также линзы известняков, содержащие обломки различных карбонатных, кремнистых и вулканогенных пород.

Для карбонатно-кремнисто-базальтовых формаций характерна ассоциация базальтов, фтанитов, яшм и известняков, что может свидетельствовать о более глубоководных, чем для карбонатно-базальтовой формации, обстановках осадконакопления.

- Яшмо-базальтовая формация нижнего ордовика объединяет аркалыкскую толщу гор Аркалык (Аркалык-Абралинская зона), мансурскую толщу гор Токай (Токайско-Акчатауская зона) и нижнюю часть балгашокинской свиты (Маялжен-Балкыбекская зона). Возраст формации определяется по находкам конодонтов в яшмовых прослоях среди базальтов (см. рис. 26, разрезы 7, 8).

В рассматриваемой формации вулканогенные породы составляют более 90% общего объема. Среди них встречаются афировые и мелкопорфировые миндалекаменные подушечные базальты темно-зеленого цвета. Они имеют вариолитовую и диабазовую структуру, вкрапленники представлены пироксенами и плагиоклазом. Среди эффузивов редко присутствуют маломощные прослои литокластических туфов базальтового состава, а также тефроиды и туффиты.

Осадочные породы в яшмо-базальтовой формации представлены исключительно кремнистыми разностями: слоистые красные и сургучные яшмы образуют прослои и линзы мощностью до 5 и протяженностью до 50 м. В подошве яшмовых прослоев наблюдаются следы размыва, фиксирующие взламывание корки базальтов с появлением песчинок и мелких обломков. В кровле яшм отмечается зона заделки мощностью 1–2 см.

- Туффито-яшмо-базальтовая формация среднего ордовика распространена только в Маялжен-Балкыбекской зоне, где к ней относятся яшмо-базальтовая толща Западно-Маялженской пластины (окрестности хр. Маялжен) и нижняя часть разреза кызылкаинского комплекса (бассейн рек Балкыбек и Балга). Ее возраст устанавливается по находкам конодонтов в яшмовых прослоях среди базальтов (см. рис. 26, разрезы 9, 10).

Вулканические породы составляют около 80–90% общего объема формации. Они представлены зеленокаменными афировыми миндалекаменными базальтами, часто не имеющими подушечной отдельности и образующими потоки мощностью до 15–20 м. На границе яшм и базальтовых потоков встречаются кремнисто-железистые образования мощностью до 1 м, которые обладают флюидално-полосчатой текстурой с включениями обломков базальтов, яшм и плагиоклазов (размером до 1–2 см), вытянутыми субпараллельно флюидалности.

Осадочные породы формации образованы яшмами, кремнистыми туффитами, туфоалевролитами и туфопесчаниками. Они слагают пласты и линзы среди базальтов мощностью 0,5–5 м. Яшмы имеют вишневую окраску, полосчатую и линзовидно-полосчатую, а иногда брекчиевидную текстуру, а также содержат многочисленные остатки радиолярий и спикул губок. Кремнисто-туфогенные породы представлены градиционно-слоистыми или однородными разностями. Туфогенный материал среднего и кислого состава представлен кварцем и альбитом, по-видимому, приносился из удаленного источника сноса (микрослоистые разности) или являлся результатом отложения пеплопадов (слои с однородной текстурой) [Самыгин, Хераскова, 1994].

Характерные черты яшмо-базальтовой и туффито-яшмо-базальтовой формаций нижнего–среднего ордовика – отсутствие в разрезах карбонатных пород и явное преобладание яшм среди кремнистых пород, что может свидетельствовать об интенсивной вулканической деятельности и более глубоководных обстановках осадконакопления по сравнению со средне-позднекембрийскими формациями.

Среди базальтов верхнего кембрия–среднего ордовика различных формаций выделяются одни и те же петрохимические серии, характерные для различных структур с корой океанического типа. Большинство базальтов относится к толеитовой серии, хотя присутствуют и известково-щелочные, а также базальты океанических островов, толеиты островных дуг и высокожелезистые толеиты и др.

Анализируя особенности состава и строения кремнисто-базальтовых формаций, можно сделать некоторые выводы.

1. В течение кембрия–среднего ордовика происходило изменение состава ассоциирующих с базальтами осадочных пород: известняков – в раннем кембрии, фтанитов, кремней и известняков – в среднем–позднем кембрии и яшм – в нижнем–среднем ордовике. Иными словами, происходило вытеснение из разрезов известняков, фтанитов и кремней и замещение их яшмами.

2. В разрезах разных формаций соотношения эффузивов и осадочных пород значительно изменялись, что может быть связано с неравномерной вулканической активностью в пределах различных структур бассейна с океанической корой.

3. Принадлежность базальтов к тем или иным петрохимическим сериям не зависит от конкретной формации.

4. В большинстве формаций отсутствуют признаки синхронного островодужного вулканизма.

Следовательно, кремнисто-базальтовые формации по составу базальтов, осадочных пород и ассоциации с габбро-ультрабазитовой частью офиолитового разреза могут интерпретироваться как фрагменты разновозрастной (нижне-, средне-верхнекембрийской, ниже-среднеордовикской) коры океанического типа.

Кремнистые комплексы первого слоя повсеместно ассоциируют с кремнисто-базальтовыми формациями, непосредственно перекрывают базальты или участвуют в строении более молодых олистостромовых толщ. Выделяются основные типы формаций: яшмовые, кремнисто-фтанито-яшмовые, кремнисто-туффитовые и фтанитовые. Возраст этих формаций, установленный по находкам конодонтов, охватывает интервал от позднего кембрия до раннего лланвирина включительно.

- Яшмовые формации объединяют коктаасскую толщу верхнего кембрия–нижнего ордовика, ушкызыльскую свиту и акирекскую толщу нижнего ордовика в бассейне рек Балкыбек, Балга, Арсалан (рис. 27, разрезы 2, 4, 5).

Рассматриваемые формации отличаются однообразностью строения и состоят в основном из красных и сургучных яшм, реже встречаются зеленые и коричневатые разности. Породы, как правило, образуют слои мощностью 5–20 см, разделенные глинистыми примазками. На поверхности напластования наблюдаются бугорковые иероглифы и следы ползания червей. Мощность яшмовых формаций не превышает первых сотен метров.

- Кремнисто-фтанито-яшмовые формации объединяют токайскую свиту верхнего кембрия окрестностей горы Токай и кремнистую толщу нижнего ордовика гор Аркалык (см. рис. 27, разрезы 1, 6).

Эти формации отличаются от рассматриваемых выше большим разнообразием состава кремнистых пород, среди которых выделяются красные, сургучные и бирюзовые яшмы, серые, желтые и белые кремни, полосчатые фтаниты, образующие пачки мощностью в несколько десятков метров и чередующиеся друг с другом. Встречаются маломощные прослои кремнистых алевролитов и аргиллитов. Мощность кремнисто-фтанито-яшмовых формаций 200–300 м.

- Кремнисто-туффитовые формации представлены толщей кремнистых туффитов тремадока(?) окрестностей горы Токай и яшмово-туффитовой толщей трема-

Кембрийская	Ордовикская			Система
Верхний	Нижний		Средний	Отдел
	Трематодский	Аренчигский	Лландивирнский	Ярус

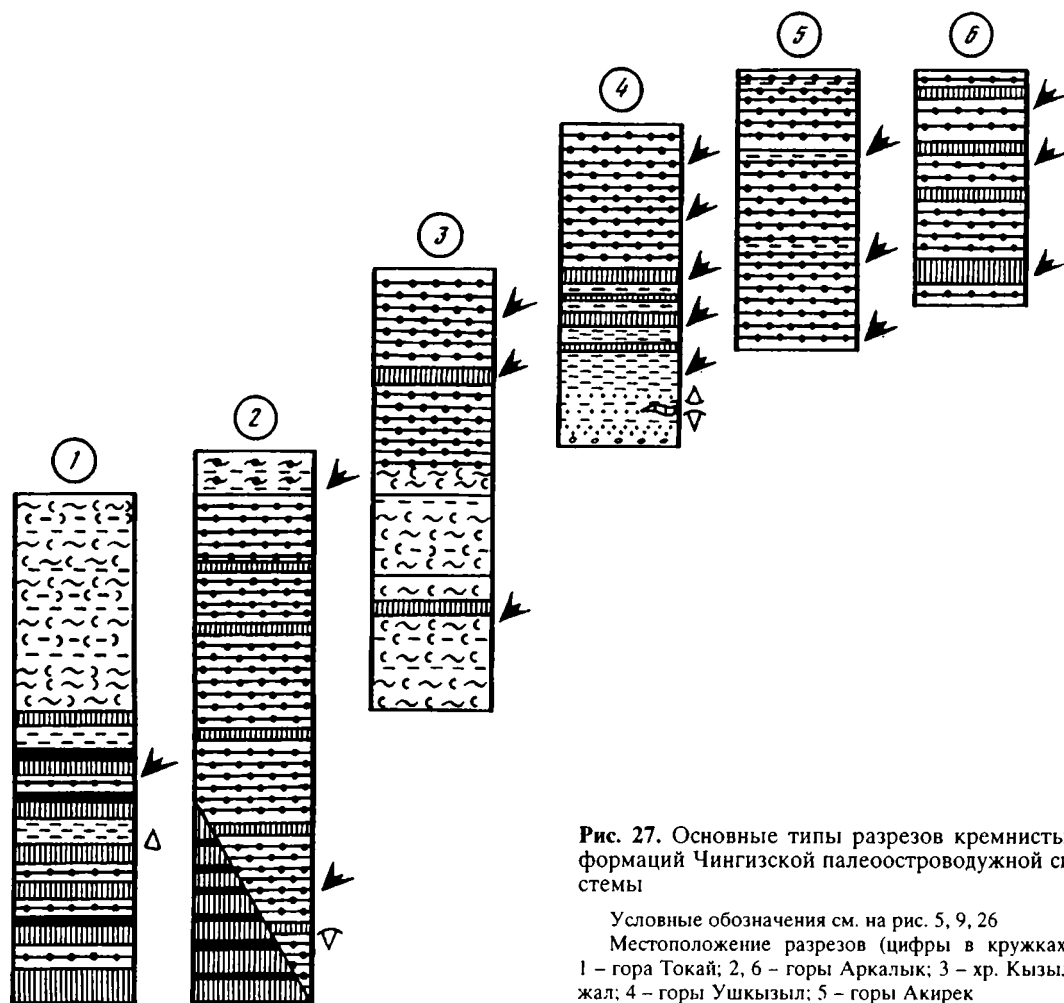


Рис. 27. Основные типы разрезов кремнистых формаций Чингизской палеоостроводужной системы

Условные обозначения см. на рис. 5, 9, 26

Местоположение разрезов (цифры в кружках):
1 – гора Токай; 2, 6 – горы Аркалык; 3 – хр. Кызыл-
жал; 4 – горы Ушкызыл; 5 – горы Акирек

дока—нижнего лланвирна Кызылжалского покрова в бассейне рек Балкыбек, Балга и Арсалан (см. рис. 27, разрезы 1, 3). Здесь преобладают кремнисто-туфогенные породы, представленные разнообразными, часто тонкопереслаивающимися зелеными, красными, вишневыми и лиловыми кремнистыми туффитами и туфосилицитами. В перечисленных породах всегда присутствует примесь пирокластического материала среднего и кислого состава, свидетельствующая о синхронном вулканизме известково-щелочного состава. Подчиненное значение имеют кремнистые породы, представленные яшмами и образующие выдержанные пачки мощностью в несколько десятков метров. Общая мощность формаций не превышает 500 м.

- Фтанитовые формации объединяют верхнекембрийские акчатаускую свиту хр. Акчатау и толщу фтанитов с прослоями серых кремней в горах Аркалык, в строении которых принимают участие тонкослоистые черно-белые фтаниты, черные и серые слабоуглеродистые глинисто-кремнистые сланцы, а также прослои серых и белых кремней. Часто в значительном количестве присутствует пирит. Мощность фтанитовых формаций не превышает сотен метров.

Анализ строения и состава кремнистых комплексов позволяет сделать следующие выводы.

1. В составе кремнистых толщ с позднего кембрия до раннего лланвирна происходило постепенное замещение кремней и фтанитов различными яшмами, что может указывать на постепенное увеличение глубины осадконакопления.

2. В кремнистых толщах отсутствуют карбонатные прослои и примесь терригенного материала, что может свидетельствовать о глубинах осадконакопления ниже уровня карбонатной компенсации и об удаленности от источников сноса обломочного материала.

3. Среди органических остатков в кремнистых породах присутствуют только планктон (радиолярии и мелкие беззачатковые брахиоподы) и конодонты, полностью отсутствуют бентосные формы, что может подтвердить вывод о значительных глубинах осадконакопления.

Таким образом, по особенностям состава и строения кремнистых формаций, а также по ассоциации их с разновозрастными кремнисто-базальтовыми можно отнести рассматриваемые толщи к фрагментам осадочного чехла бассейна с корой океанического типа.

Кремнисто-туфогенные и олистостромовые формации входят в состав аккреционных комплексов и имеют широкое площадное распространение. Выделяются кремнисто-туфогенные формации нижнего, среднего и верхнего ордовика, олистостромовые формации с кремнисто-туфогенным матриксом (нижне-среднеордовикские) и с терригенным (средне-верхнеордовикские и нижнесилурийские).

- Кремнисто-туфогенные формации объединяют кремнисто-туфогенную толщу нижнего ордовика окрестностей горы Токай, тасшокинскую – среднего ордовика в горах Аркалык, а также верхи разреза кызылкаинского комплекса среднего–верхнего ордовика в бассейне рек Балкыбек, Балга, Арсалан (рис. 28, разрезы 2, 5). Возраст этих формаций определяется по находкам конодонтов в кремнистых туффитах и глинистых яшмах.

В состав указанных формаций входят градационно-слоистые пачки, нижние элементы ритма в которых образованы песчаниками и гравелитами, а верхние – кремнистыми туффитами, алевролитами и глинистыми яшмами. Для песчаников типична параллельная, волнистая и косоволнистая слоистость. Характерная черта рассматриваемых формаций – полное отсутствие карбонатного материала как в обломках, так и в цементе.

- Олистостромовые формации с кремнисто-туфогенным матриксом объединяют микститовые толщи нижнего ордовика окрестностей горы Токай, среднего ордовика гор Аркалык и верхи разреза балгашокинской свиты нижнего–среднего ордовика в бассейне рек Балкыбек, Балга, Арсалан (см. рис. 28, разрезы 1, 3). Возраст

Ордовикская			Силурийская	Система
Нижний	Средний	Верхний	Нижний	Отдел
Аренаский	Лландбурнский	Ашеильский	Лландверийский	Ярус
	Лландейльский карабонский			

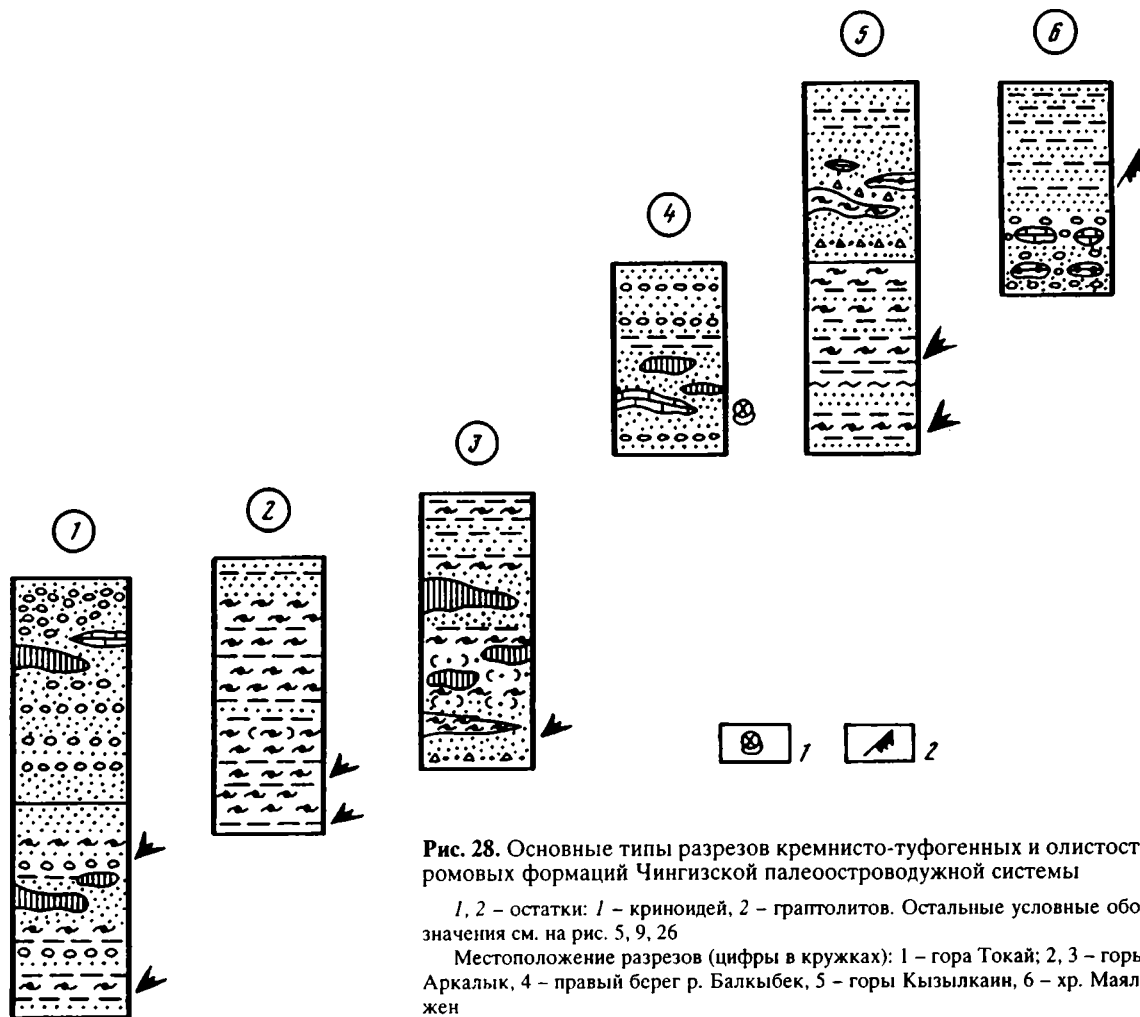


Рис. 28. Основные типы разрезов кремнисто-туфогенных и олистостромовых формаций Чингизской палеоостроводужной системы

формаций определяется на основании находок конодонтов в породах матрикса. Образования этого типа, как правило, с несогласием залегают на более древних кремнисто-базальтовых толщах.

В составе олистостромов преобладают глыбы, отторженцы и запечатанные пластины (протяженностью в несколько километров), которые сложены почти исключительно кремнистыми породами. Часто они имеют сложноскладчатую структуру, дискордантную их ограничениям. Кроме кремнистых пород, небольшие глыбы редко сложены базальтами и в единичных случаях габброидами.

В разрезах олистостромовых толщ отмечается чередование горизонтов, насыщенных глыбами, и пачек, сложенных в основном матриксом, который образован вулканомиктовыми и туфогенными песчаниками, алевролитами, туффитами, кремнистыми алевролитами и глинистыми яшмами, реже присутствуют гравелиты, конгломераты и осадочные брекчии. Все породы матрикса имеют красные и вишневые цвета и оттенки, а их текстурно-структурные особенности аналогичны таковым кремнисто-туфогенных формаций. Отличительная черта этих олистостромов – отсутствие как в глыбах, так и в матриксе карбонатных пород. Состав обломочного материала в песчаниках различается от разреза к разрезу, что может быть связано со степенью насыщенности глыбами. В обломках преобладают кремнистые породы, часто встречаются эффузивы основного и среднего состава, а также крупные хорошо сохранившиеся обломки пироксенов и роговой обманки.

Особенности строения и состава кремнисто-туфогенных формаций и олистостромов с кремнисто-туфогенным матриксом могут свидетельствовать о глубинах осадконакопления ниже уровня карбонатной компенсации. В их формировании значительную роль играли процессы разрушения тектонических покровов и пластин, сложенных кремнистыми и кремнисто-базальтовыми комплексами. Появление в значительном количестве туфогенного материала среднего состава может говорить о приближении областей осадконакопления к вулканическим дугам.

• Олистостромовые формации с терригенным матриксом распространены преимущественно в Мялжен-Балкыбекской зоне. Возраст этих толщ определяется по находкам брахиопод и криноидей в глыбах известняков и редких граптолитов в матриксе. Микститы этого типа формаций часто наращивают более древние олистостромы с кремнисто-туфогенным матриксом (см. рис. 28, разрезы 1, 4–6).

В составе рассматриваемых образований – глыбы различных пород, среди которых преобладают яшмы, кремни и известняки. Олистоциты, имеющие небольшую (до нескольких десятков метров) протяженность, неравномерно распределены по разрезу. В целом же преобладают породы матрикса, который представлен зеленоцветными крупно-среднезернистыми песчаниками и алевролитами, реже гравелитами и конгломератами. Олистостромы по простиранию и вверх по разрезу могут замещаться флишоидными толщами, что особенно характерно для силурийских разрезов. Терригенные породы, как правило, имеют массивную текстуру, градиционная слоистость отмечается редко. В составе обломков преобладают кремнистые породы, в то же время часто встречаются эффузивы среднего и основного составов.

Анализ состава кремнисто-туфогенных и олистостромовых формаций позволяет сделать следующие выводы.

1. Формирование кремнисто-туфогенных толщ и олистостромов с кремнисто-туфогенным матриксом происходило в глубоководной обстановке, по-видимому, ниже уровня карбонатной компенсации. Присутствие синхронного и тонкого пирокластического материала свидетельствует об относительной удаленности от области осадконакопления вулканической островной дуги.

2. Олистостромы с терригенным матриксом имеют в целом более молодой возраст, их накопление происходило в обстановках, приближенных к вулканической островной дуге, которая являлась источником сноса большого количества обломочного материала.

3. Процессы аккреции, которые выражались в срыве кремнистых и кремнисто-базальтовых комплексов с их основания и в их разрушении, начались в конце нижнего–начале среднего ордовика в относительно глубоководной обстановке и сопровождались формированием олистостромов с кремнисто-туфогенным матриксом, а продолжались в среднем–верхнем ордовике и нижнем силуре в условиях, приближенных к вулканической дуге, когда происходило формирование олистостромов с терригенным матриксом и флишевых толщ.

Метаморфические образования распространены локально и приурочены к Маялжен-Балкыбекской зоне, где слагают отдельные пластины внутри олистостромовых толщ верхнего ордовика–нижнего силура (см. рис. 17, 19; вкл.). Метаморфиты представлены полосчатыми гранатовыми и гранат-пироксеновыми средне-мелкозернистыми амфиболитами с редкими горизонтами гнейсов, а также темно-зелеными амфиболовыми сланцами, общая мощность которых составляет около 500–700 м. Иногда присутствуют пластины интенсивно рассланцованных порфировых базальтов с линзами мраморизованных известняков. Формирование данного комплекса, по-видимому, произошло в результате метаморфизма (до амфиболитовой фации) основных магматических пород, являвшихся частями офиолитовой ассоциации, тем более что к рассматриваемым образованиям приурочены небольшие расслоенные дунит-пироксенитовые, пироксенитовые и габбровые массивы, которые прорывают амфиболиты.

Появление метаморфических пород в составе аккреционных комплексов могло быть обусловлено как процессами в самом бассейне с океанической корой, так и метаморфизмом нижних частей офиолитового разреза при формировании рассматриваемых образований [Тарарин, 1997].

Островодужные образования объединяют вулканогенные толщи, которые входят в состав аккреционных комплексов как в виде отдельных глыб и отторженцев, так и в виде крупных блоков. Наиболее значительными являются выходы вулканических толщ в окрестностях горы Жандос, в северной части гор Аркалык и в районе гор Ушкызыл и р. Балга (см. рис. 7, 19).

В разрезах этих толщ преобладают эффузивы среднего и основного состава с линзами известняков. Формирование этих образований происходило в течение короткого возрастного интервала. Так, в районе горы Жандос это верхняя часть амгинского яруса среднего кембрия, в горах Аркалык – аренигский ярус, а в районе гор Ушкызыл и р. Балга – верхи ашгильского яруса. Островодужные комплексы на этих участках перекрываются, а иногда и подстилаются кремнисто-базальтовыми, кремнистыми или кремнисто-туфогенными толщами. Формирование подобных комплексов, по-видимому, было связано с функционированием короткоживущих энсиматических вулканических центров, осложнявших структуру бассейна с корой океанического типа.

Анализ строения и возраста аккреционных комплексов позволяет сделать некоторые выводы.

1. Время начала аккреционных процессов во фронтальной части Чингизской островной дуги может фиксироваться по возрасту наиболее древних олистостромовых толщ, которые известны к пределам Токайско-Акчатауской зоны и датируются серединой аренига. Островодужный же магматизм в Чингизской дуге начался значительно раньше – в начале среднего кембрия и продолжался в позднем кембрии и раннем ордовике.

В аккреционных комплексах широко распространены кремнистые и кремнисто-базальтовые толщи этого возраста, формирование которых происходило в бассейне с корой океанического типа. Следовательно, в среднем–позднем кембрии наряду с островной дугой существовал и океанический бассейн. В настоящее время не ясна обстановка в зоне сочленения этого бассейна с Чингизской дугой. Вероятнее всего, субдукция не сопровождалась аккрецией, а вся океаническая кора была поглощена. Это предположение может быть подтверждено анализом площадного распростране-

ния ранне-среднеордовикских олистостромовых толщ. Так, аренигские олистостромы встречаются локально только в окрестностях горы Токай, среднеордовикские – занимают значительно большие площади в Аркалык-Абралинской и Токайско-Акчатауской зонах. На этом основании можно предположить, что на протяжении аренига–среднего ордовика происходила постепенная перестройка от нейтрального режима субдукции к субдукционной аккреции.

2. Процессы аккреции продолжались во фронтальной части Чингизской островной дуги в течение аренига–раннего силура, когда происходило некоторое омоложение комплексов, вовлекавшихся в аккреционные процессы. В то же время наряду с более молодыми комплексами в аккреции всегда участвовали и все более древние. Так, в строении досреднекарадокских аккреционных комплексов присутствуют фрагменты средне-верхнекембрийских и нижнеордовикских кремнисто-базальтовых и кремнистых толщ, а в позднеордовикско-раннесилурийских – кремнисто-базальтовых и кремнистых толщ этого же возраста наряду со среднеордовикскими. Вовлечение в аккреционные процессы одних и тех же комплексов на протяжении достаточно длительного возрастного интервала может быть объяснено косяй субдукцией океанической плиты под островную дугу. При таком процессе в аккрецию будут вовлекаться участки океанической плиты с корой одного и того же возраста, а с течением времени и более молодого.

3. На протяжении среднего ордовика–раннего силура происходили постепенное омоложение и смещение более молодых аккреционных комплексов в юго-западном направлении (современные координаты), что сопровождалось омоложением перекрывающих комплексов преддуговых бассейнов и островодужных вулканитов.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРДОВИКско-СИЛУРИЙских ФЛИШОИДных И ОСТРОВОДУЖных КОМПЛЕКСОВ

Ордовикские флишоидные и островодужные комплексы распространены во всех зонах Чингизской системы, в то время как силурийские – лишь в Токайско-Акчатауской зоне.

Флишоидные комплексы объединяют флишевые и зеленоцветные терригенные толщи, близкие к молассам, представлены саргалдакской свитой нижнего карадока (Бестамак-Окпектинская зона), талдыбойской свитой среднего–верхнего карадока (Аркалык-Абралинская зона) и альпейской нижнего лландовери (Токайско-Акчатауская зона) (рис. 29).

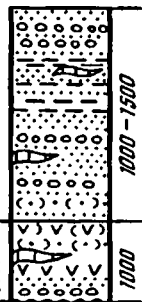
Флишевые толщи сложены ритмично переслаивающимися песчаниками и алевролитами с редкими прослоями гравелитов и конгломератов. Для всех пород характерна градационная слоистость. Среди органических остатков преобладают граптолиты, а также встречаются трилобиты и брахиоподы. Рассматриваемые толщи характеризуются относительно глубоководными обстановками осадконакопления, обломочный материал во флишевый прогиб поступал как из области островной дуги, так и с формирующейся аккреционной призмы.

Кроме флишевых толщ, здесь широко распространены зеленоцветные терригенные толщи, состоящие из полимиктовых песчаников, алевролитов, конгломератов и гравелитов с линзами органогенных известняков с разнообразной бентосной фауной. Они формировались в более мелководных обстановках, чем флишевые. Эти терригенные толщи перекрывают более древние аккреционные и островодужные комплексы и имеют достаточно простую складчатую структуру и значительные мощности (более 1000 м).

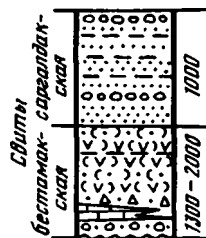
Островодужные комплексы могут быть разделены на дифференцированные вулканические серии, формирующиеся в пределах вулканических дуг (абаевская свита Центрально-Чингизской и бестамакская свита Бестамак-Окпектинской зон

Ордовикская			Силурийская			Система
Средний		Верхний	Нижний		Верхний	Отдел
Лландильтский	Карадзский	Ашгитский	Лландильтский	Венлокский		Ярус

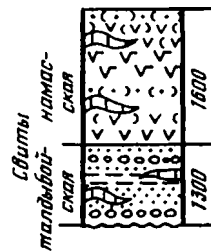
Абасейская свита



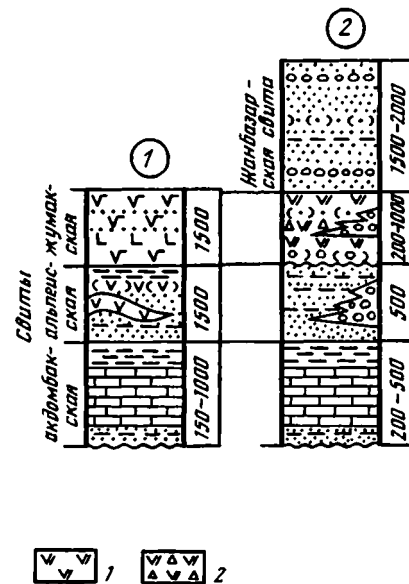
I



II



III



IV

Рис. 29. Схематические разрезы ордовикско-силурийских островодужных и флишеидных комплексов различных зон Чингизской палеостроводужной системы

1 – андезидациты; 2 – лавобрекчии андезидацитового состава. Остальные условные обозначения см. на рис. 5, 6, 9

Зоны: I – Центральнo-Чингизская, II – Бестамак-Оклетинская, III – Аркалык-Абралинская, IV – Токайско-Акчатауская (цифры в кружках): 1 – хр. Акчатау и горы Шокпактас, 2 – горы Карадыр и ур. Кисмет

среднего ордовика, намасская свита верхнего ордовика Аркалык-Абралинской и жумацкая свита нижнего силура Токайско-Акчатауской зон), и на рифогенные терригенно-карбонатные толщи, маркирующие невулканические дуги (акдомбаская свита Токайско-Акчатауской зоны). Вулканические островодужные серии могут перекрывать более древние флишеидные, островодужные и аккреционные комплексы, на которых залегают рифовые известняки (см. рис. 29).

Вулканогенные комплексы, как правило, представлены мощными (1000–1500 м), преимущественно эффузивными сериями андезитового, андезибазальтового, реже андезидацитового и дацитового состава. К ним приурочены линзы органогенных известняков. Эффузивы среднего ордовика относятся к известково-щелочной серии, а вулканы верхнего ордовика и нижнего силура – к андезитово-базальтовой. К островодужным комплексам относятся и флишеидные тефрогенно-терригенные толщи (1300–2000 м), состоящие из переслаивающихся туфопесчаников, туфогравелитов, туффитов, тефroidов с отчетливой градиционной слоистостью. В них наблюдаются горизонты грубообломочных микститов. Особенности строения и состава вулканических и тефрогенно-терригенных толщ позволяют относить их к формациям вулканических островных дуг [Тектоника Казахстана, 1982; Самыгин, Хераскова, 1994].

Рифогенные терригенно-карбонатные толщи представлены акдомбаской свитой верхнего ордовика, образованной рифовыми коралловыми постройками, участки между которыми заполнены терригенно-карбонатными породами. Эти толщи приурочены к Токайско-Акчатауской зоне, где залегают на более древних аккреционных комплексах. Рифовые известняки, по-видимому, маркируют невулканическую дугу, сформировавшуюся на аккреционной призме.

Анализ состава, строения, площадного распространения и возраста флишеидных и островодужных комплексов позволяет сделать следующие выводы (см. рис. 29).

1. В течение среднего ордовика–раннего силура с северо-востока на юго-запад происходило омоложение возраста флишеидных комплексов.

2. В течение среднего ордовика–раннего силура изменялся состав островодужных комплексов от известково-щелочных до близких к шошонитовым.

3. С северо-востока на юго-запад происходило омоложение возраста островодужных вулканических серий (от лланвиерна до раннего силура), сопровождавшееся миграцией в этом же направлении вулканического фронта Чингизской палеостроводужной системы, перед которым в течение каждого временного интервала формировались аккреционные комплексы, в дальнейшем перекрывавшиеся более молодыми островодужными вулканическими сериями.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЧИНГИЗСКОЙ ПАЛЕОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

Эволюция Чингизской палеостроводужной системы с разной степенью детальности может быть восстановлена с начала среднего кембрия, когда, вероятно, уже существовал бассейн с океанической корой, о чем свидетельствуют карбонатно-базальтовые формации раннего кембрия. Вулканическая островная дуга, заложившаяся в это время, развивается до раннего силура включительно. Реконструкция среднекембрийско-раннеордовикского этапа тектонической эволюции этой дуги затруднена, так как соответствующие островодужные комплексы не имеют стратиграфических взаимоотношений с подстилающими образованиями. Можно только предполагать, что в течение среднего кембрия–раннего ордовика существовал бассейн с океанической корой, фрагменты которой представлены офиолитами, кремнисто-базальтовыми и кремнистыми комплексами. Островная дуга развивалась синхронно, в ее пределах накапливались известково-щелочные вулканические серии. Отсутствие

ние аккреционной призмы по-прежнему продолжается только в Маялжен-Балкыбекской зоне.

Таким образом, в течение среднего ордовика–раннего силура во фронтальной части Чингизской островной дуги происходила аккреция более древней океанической коры, которая сопровождалась миграцией фронта островодужного магматизма в юго-западном направлении. При этом площадь островной дуги за счет причленившихся аккреционных комплексов увеличивалась. Характерная черта рассматриваемой дуги – незначительное распространение преддуговых флишевых комплексов перед ее фронтом, широкое распространение которых установлено для среднепалеозойского этапа развития активной окраины Казахстана [Рязанцев, 1998]. В настоящее время нет данных, указывающих на смену полярности Чингизской дуги ни в позднем [Самыгин, 1982], ни в среднем [Дегтярев, 1997] ордовике. Можно утверждать, что с середины аренига – времени начала аккреции – полярность дуги не изменялась и фронтально она была обращена на юго-запад, в сторону бассейна с океанической корой.

Глава 2

БОЩЕКУЛЬСКАЯ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА

Комплексы, слагающие Бошкекульскую палеоостроводужную систему, распространены на северо-востоке Казахстана и протягиваются на 250–300 км в субширотном и северо-восточном направлениях (см. рис. 2; вкл.). В строении системы принимают участие нижнепалеозойские и силурийские вулканические серии, аккреционные и флишевые комплексы. Бошкекульская система может рассматриваться как продолжение Чингизской, но имеет от последней отличия. Так, в Бошкекульской системе распространение некоторых комплексов не ограничивается одной зоной, а охватывает гораздо более широкие площади. Значительную роль в эволюции этой системы играют позднеордовикские события, когда в результате совмещения более древних островодужных и аккреционных комплексов сформировались мощные олистостромовые толщи. Процессы формирования тектонических покровов продолжались здесь не только в раннем, но и в среднем палеозое, что привело к надвиганию нижнепалеозойских образований на дислоцированные силурийские толщи. Эти особенности значительно осложняют проведение тектонического районирования нижнепалеозойских комплексов Бошкекульской системы.

В пределах Бошкекульской системы с северо-запада на юго-восток выделяются следующие зоны, различающиеся по соотношению разновозрастных островодужных, аккреционных и флишевых комплексов: Джангабульская, Кендыктинская, Майсор-Адильбекская, Агырек-Ангренсорская и Майкаинская (рис. 31; вкл.).

ДЖАНГАБУЛЬСКАЯ ЗОНА

В строении зоны участвуют докембрийские и кембрийские метаморфические и островодужные комплексы, имеющие сложную структуру. Кембрийские островодужные вулканы близки к образованиям Центрально-Чингизской зоны. Отличия отмечаются только в возрастном диапазоне вулканогенных толщ: присутствуют нижнекембрийские дифференцированные эффузивы, майский ярус представлен вулканогенными породами, а верхний кембрий – маломощной терригенно-карбонатной толщей [Хромых, 1986].

Более молодые вулканогенные комплексы представлены толщей эффузивов андезидацитового, андезитового и андезибазальтового состава, туфов, туфоконг-

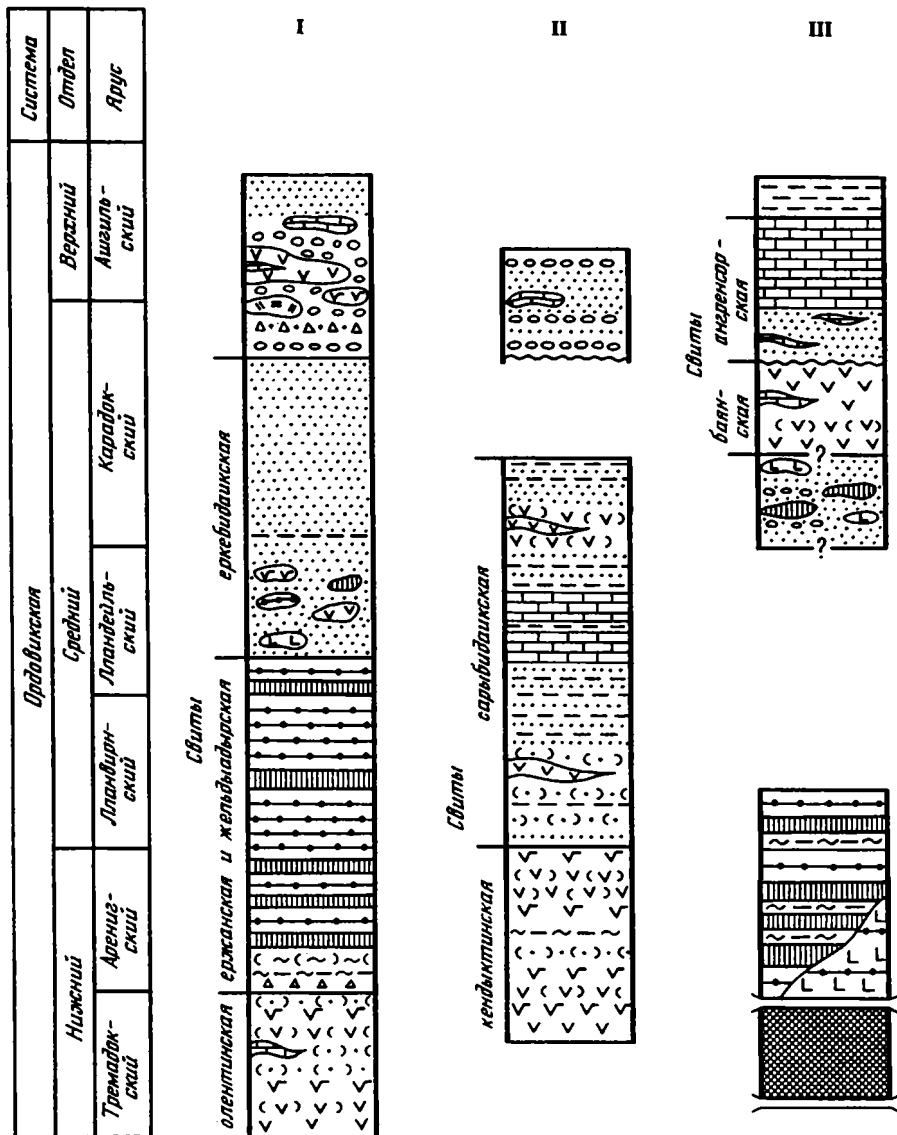


Рис. 32. Схематические разрезы нижнепалеозойских комплексов Джангабульской (I), Кендыктынской (II) и Майсор-Адилбекской (III) зон Божекульской палеоостроводужной системы

Условные обозначения см. на рис. 5, 6, 9

ломератов с прослоями кремнистых туффинов и линзами известняков – олентинской свитой верхнего тремадока мощностью до 500 м [Никитин, 1972] (рис. 32).

Трематокские и более древние образования Джангабульской зоны перекрываются толщей кремней, кремнистых алевролитов и яшм – ержанской и жельдядырской свитами аренига–лландейло мощностью 20–300 м. В основании кремнистого разреза часто наблюдается олистостромовая пачка, состоящая из брекчий, конглобрекчий, песчаников, алевролитов, кремнистых алевролитов с глыбами вулканогенных и интрузивных пород, подстилающих кремнистую толщу [Рязанцев,

Румянцева, 1987]. Кремнистые породы перекрываются мощной флишевой толщей – еркебидаикской свитой карадока (700–2000 м). В основании этой свиты в отдельных разрезах выделяется олистостромовая толща, мощность которой изменяется от первых десятков до сотен метров. В глыбах отмечаются различные вулканогенные, кремнистые и интрузивные породы из подстилающих кембрийско-нижеордовикских комплексов. Нижнепалеозойский разрез джангабульской зоны завершает мощная верхнеордовикская олистостромовая толща (до 1000 м), перекрывающая терригенные породы еркебидаикской свиты. Разрезы этой толщи отличаются значительной изменчивостью – от терригенных флишеидных до крупноглыбовых олистостромов, в которых глыбы сложены кремнистыми и вулканогенными породами. В некоторых разрезах отмечается присутствие эффузивов среднего состава, туфогенных и туфотерригенных пород [Рязанцев, Румянцева, 1987].

КЕНДЫКТИНСКАЯ ЗОНА

В строении расположенной к юго-востоку Кендыктинской зоны принимают участие только ордовикские островодужные вулканогенные и терригенные толщи, стратиграфические соотношения которых с более древними образованиями Джангабульской зоны не установлены (см. рис. 31; вкл.).

В основании разреза Кендыктинской зоны выделяется толща эффузивов и туфов базальтового, андезибазальтового и андезитового состава с прослоями кремнистых алевролитов и туфопесчаников мощностью до 2000 м – кендыктинская свита нижнего ордовика [Никитин, 1972]. Далее разрез наращивается зелеными мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, кремнистыми туффитами с лавами андезитового и андезибазальтового состава, среди которых прослеживается пачка серых известняков – сарыбидаикская свита лланвиерна–лландейло (до 1500 м). Залегающие выше в непрерывном разрезе туфы среднего состава, алевролиты и мелкозернистые песчаники с фауной раннего карадока сопоставляются с еркебидаикской свитой (см. рис. 32). Сарыбидаикская свита в отдельных структурах с несогласием перекрывается зеленоцветной песчано-конгломератовой толщей верхнего ордовика [Никитин, 1972].

МАЙСОР-АДИЛЬБЕКСКАЯ ЗОНА

Эта зона выделяется впервые. В ее строении участвуют досреднекарадокские аккреционные комплексы, среднеордовикские островодужные вулканы, ранее относившиеся к различным структурам [Якубчук, 1990; Степанец, 1992]. Эта зона располагается к юго-востоку от Кендыктинской.

Нижнее положение в структуре зоны занимают аккреционные комплексы, которые ранее могли слагать единый покров, шарьированный на нижнепалеозойские и силурийские образования Джангабульской и Агырек-Ангренсорской зон, а в некоторых районах и на более молодые комплексы Майсор-Адильбекской зоны. Фрагменты этого покрова обнажены в районе оз. Майсор, ур. Одак, гор Жаман-и Жаксы-Букумбай и непрерывной полосой протягиваются от окрестностей горы Адильбек до оз. Кудайколь (см. рис. 31; вкл.).

В строении аккреционных комплексов преобладает меланж, который состоит из серпентинитового матрикса и погруженных в него глыб и отторженцев габброидов, плагиогранитов, диабазов, базальтов и кремнистых пород (см. рис. 32). В кремнистых породах собраны конодонты позднего кембрия (горы Жаман-Букумбай), различных частей аренига и раннего лланвиерна (горы Жаман-Букумбай и Адильбек) [Степанец, 1992].

Олистостромы в пределах Майсор-Адильбекской зоны распространены локально и залегают структурно выше серпентинитового меланжа. Они представлены глыбами и крупными отторженцами кремнистых пород и базальтоидов, погру-

женных в терригенный матрикс (см. рис. 32). В кремнистых породах собраны конодонты аренига и раннего лланвирна (гора Байахмет). Органических остатков в матриксе не обнаружено, ранее его возраст считался позднеордовикским [Степанец, 1992]. Однако положение олистостромых толщ ниже фаунистически охарактеризованных среднекарадокских эффузивов позволяет относить их к среднему ордовику.

Более молодые образования Майсор-Адилбекской зоны представлены островодужными вулканическими и карбонатными толщами. Как правило, они имеют тектонические взаимоотношения с аккреционными комплексами, но в целом ряде случаев можно предполагать их стратиграфические контакты (севернее гор Жаман-Букумбай, северо-западнее гор Адильбек и Байахмет).

Аккреционные комплексы перекрываются эффузивами и их туфами андезитового состава с прослоями туфогенных песчаников, алевролитов и линзами серых и розовых известняков мощностью до 1500 м – баянская свита среднего карадока [Никитин, 1972]. В свою очередь, она перекрывается терригенно-карбонатной ангренсорской свитой верхнего ордовика (мощностью до 500–600 м), содержащей в средней части разреза пачку коралловых известняков, аналогичных рифовым образованиям акдомбакской свиты Чингизской системы.

АГЫРЕК-АНГРЕНСОРСКАЯ ЗОНА

В строении этой зоны, располагающейся к юго-востоку от Майсор-Адилбекской, участвуют нижнепалеозойские аккреционные и флишевые комплексы (см. рис. 31, вкл.). Детально изучена юго-западная часть зоны – район гор Агырек, Косгомбай и Толпак. Его стратиграфии, структуре и составу вулканогенно-кремнистых, кремнисто-терригенных и олистостромовых толщ в последнее десятилетие посвящено большое количество публикаций [Якубчук и др., 1988, 1989; Степанец, 1992; Новикова и др., 1993]. Меньше данных имеется для северо-восточной части зоны – окрестностей оз. Ангренсор.

В районе гор Агырек, Косгомбай развит мощный олистостромовый комплекс, в котором запечатаны пластины и отторженцы офиолитов, кремнисто-базальтовых и флишевых разрезов (рис. 33).

Офиолиты в горах Агырек и Косгомбай представлены серпентинитами, которые приурочены к подошвам кремнисто-базальтовых пластин или в виде обломков входят в состав олистостромов.

Наиболее древней в горах Агырек является толща афировых и порфирировых базальтов, туфов и туфоконгломератов основного состава с линзами археоциатовых известняков и алевролитов – агырекская “толща” ленского яруса нижнего кембрия. Она образует небольшой (110×150 м) тектонический блок в олистостромовой толще в западной части гор Агырек. Только в олистостромах известны глыбы известняков с трилобитами низов амгинского яруса, брахиоподами и конодонтами позднего кембрия [Конева, 1979].

Ниже-среднеордовикские вулканогенно-кремнистые образования в горах Агырек и Косгомбай объединяются в косгомбайскую серию, разделяющуюся на базальтовую и кремнистую толщи (рис. 34).

Базальтовая толща либо слагает блоки и глыбы в серпентинитовом меланже, либо вместе с кремнистой толщей образует тектонические пластины, запечатанные в олистостромах. Она представлена однородными темно-серыми, вишнево-серыми афировыми, миндалекаменными субщелочными базальтами и трахибазальтами. Среди них редко наблюдаются прослои красных яшм (до 5 м), голубовато-зеленых туффитов и туфоалевролитов. Видимая мощность толщи около 500 м. В восточной части гор Агырек в прослоях яшм среди базальтов собраны конодонты нижней части среднего аренига [Новикова и др., 1993]. В этом же разрезе были обнаружены конодонты позднего аренига и раннего лланвирна [Степанец, 1992]. Та-

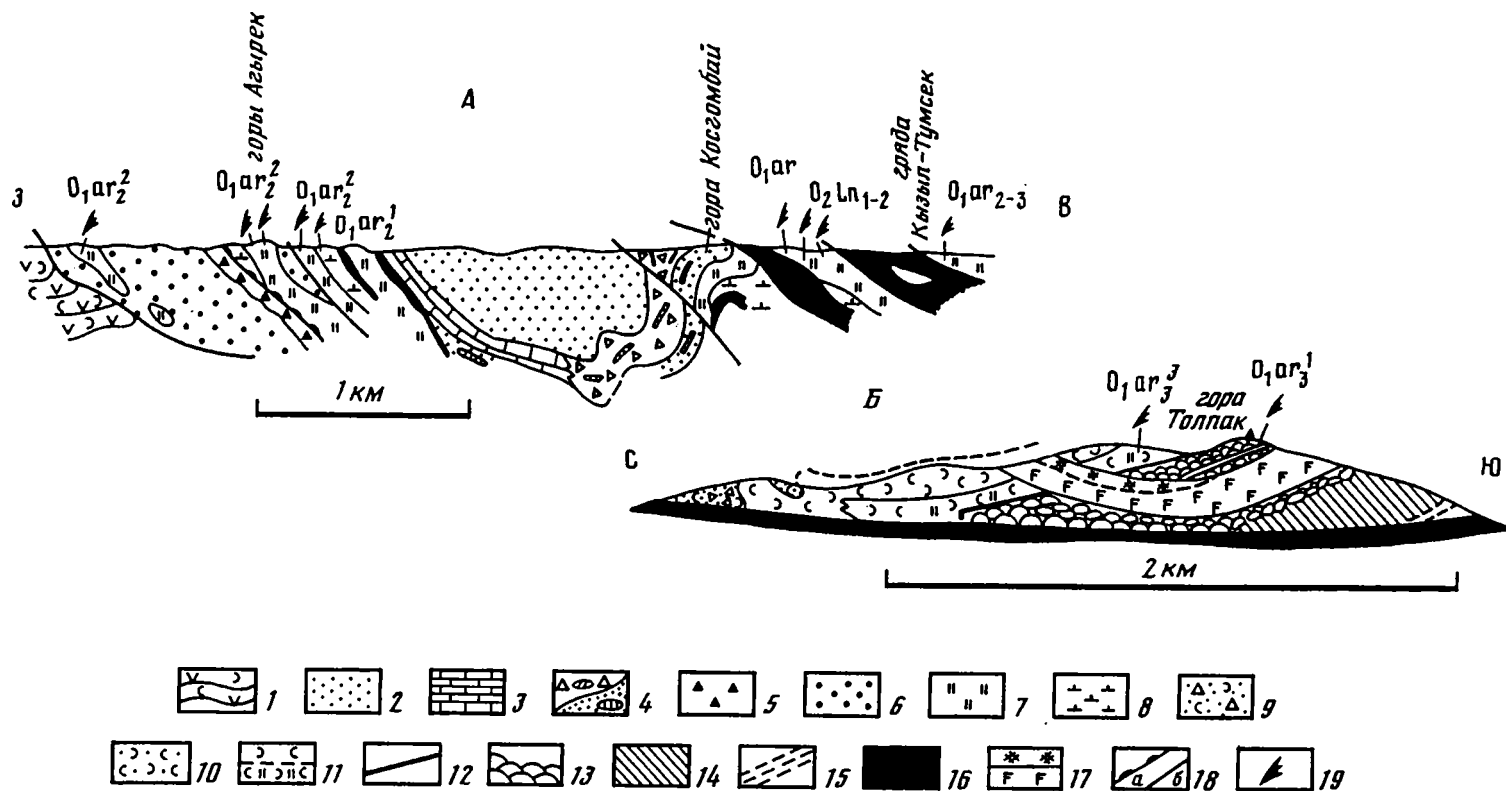


Рис. 33. Схематические геологические разрезы Агрык-Ангренсорской зоны в районе гор Агрык, Косгомбай (А) и Толпак (Б) (по данным А.С. Якубчука и М.З. Новиковой)

1 – туфы среднего состава нижнего девона; 2 – песчаники и алевролиты нижнего силура, 3 – верхнеордовикские известняки; 4 – олистостромы верхнего ордовика, перекрывающие яшмо-базальтовые пластины; 5 – олистостромы среднего ордовика, подстилающие яшмо-базальтовые пластины; 6 – флиш и олистостромы еркебиданской свиты среднего ордовика; 7 – кремнистая "толща" нижнего ордовика-лланвира; 8 – базальтовая "толща" нижнего ордовика; 9 – олистостром с кремнисто-туфогенным матриксом; 10 – туфопесчаники; 11 – туфосилициты и туфоалевролиты; 12 – железистые яшмы; 13 – подушечные базальты; 14 – параллельные дайки; 15 – габбро; 16 – серпентинитовый меланж; 17 – щелочные габбро, эссекситы; 18 – конседиментационные покровы (а), соскладчатые покровы и надвиги (б); 19 – места находок конодонтов

Ордовикская				Силурий-ская	Система
Нижний	Средний		Верхний	Нижний	Отдел
	Лландейл-ский	Карайский			
Аренгский	Лландейл-ский	Ашгильский	Лландо-верийский	Ярус	

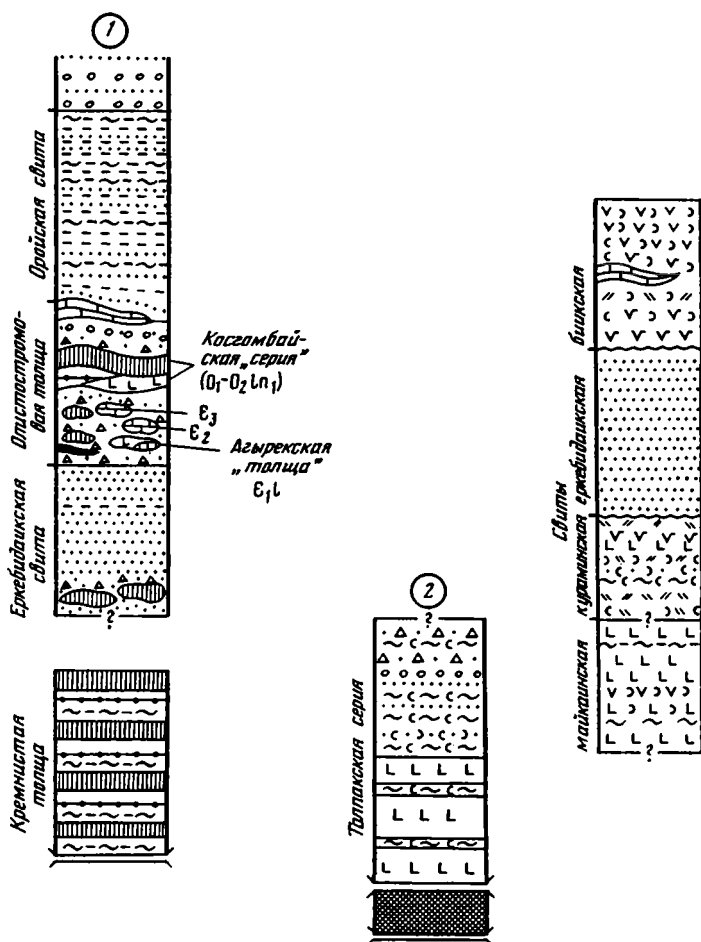


Рис. 34. Схематические разрезы нижнепалеозойских комплексов Агырек-Ангренсорской (I) и Майкаинской (II) зон Божекульской палеоостроводужной системы

Условные обозначения см. на рис. 5, 6, 9

Местоположение разрезов (цифры в кружках): 1 – горы Агырек, Косгоббай и оз. Ангренсор, 2 – горы Толпак

ким образом, возрастной интервал базальтовой толщи охватывает средний арениг-ранний лланвир.

Кремнистая толща слагает тектонические пластины, участвующие в строении пакетов покровов, а также глыбы и олистоплаки в олистостромах. Она представлена кремнями, фтанитами, яшмами, кремнистыми алевролитами, углеродистокремнистыми сланцами. Мощность толщи не превышает 50–100 м. Ее возраст обоснован многочисленными находками конодонтов и охватывает интервал от второй половины среднего аренига до среднего ордовика включительно.

В горах Агырек условно выделяется еркебидаикская свита нижнего карадока, где к ней отнесены терригенные образования, развитые в западной части гор Агырек и внутри Агырекской гряды (см. рис. 33). Здесь терригенные породы залегают на яшмах косгомбайской серии, совместно с которыми участвуют в строении тектонических покровов. В западной части гор Агырек свита сложена зелено- и сероцветными полимиктовыми песчаниками и алевролитами с линзами полимиктовых гравелитов и редкими прослоями туфогенно-осадочных пород. В разрезе отмечается ритмичное переслаивание разностей с градационным распределением материала. Мощность свиты около 900 м. Важной особенностью является наличие в ее разрезе олистолитов и олистоплаков кремнистых пород с конодонтами раннего ордовика.

Породы, отнесенные к еркебидаикской свите, без признаков несогласия перекрываются олистостромом среднего–низов верхнего ордовика, внутри которого “запечатаны” кремнисто-базальтовые тектонические покровы.

Олистостромовая толща – типичный пример хаотических образований. Она характеризуется крайне неравномерным распределением обломочного материала различной размерности и состава, отсутствием нормальных осадочных структур и стратификации. На отдельных участках большую часть объема толщи занимают осадочные брекчии и конглобрекчии, включающие “запечатанные” тектонические покровы, крупные глыбы и олистоплаки, состоящие преимущественно из кремнистых пород и пород офиолитовой ассоциации.

В горах Агырек нижние части разреза толщи, подстилающие покровные пластины, содержат глыбы известняков раннего, среднего и позднего кембрия, а также раннеордовикских базальтов, яшм, микрокварцитов, диабазов, туфопесчаников и др. Образования, перекрывающие покровы, сложены осадочными брекчиями, в нижней части преимущественно кремнеобломочными (среди обломков преобладают кремни, яшмы, фтаниты, микрокварциты), в верхней – полимиктовыми (кроме кремнистых пород, появляются базальты, диабазы, габбро, песчаники, известняки, гранитоиды и др.). В эти породы включены глыбы и олистолиты, среди которых преобладают кремнистые породы, песчаники, известняки. Мощность олистостромовой толщи 850–1000 м.

Возраст олистостромовой толщи охватывает интервал верхов среднего–низов позднего ордовика. Он устанавливается на основании присутствия в глыбах и олистолитах разновозрастных пород – от кембрия до среднего ордовика, а также исходя из залегания олистострома под рифогенными известняками верхнего ордовика [Никитин, 1972], которые далее в горах Косгомбай распадаются на отдельные глыбы, также входящие в состав олистостромовой толщи.

Оройская свита завершает разрез нижнепалеозойских комплексов, согласно перекрывает известняки (горы Агырек) и олистостромовую толщу (горы Косгомбай) (см. рис. 31, вкл.; 33). Постоянные компоненты разреза – алевролиты, разнотекстурированные песчаники и карбонатные породы. Преобладают тонкослоистые алевролиты и их кремнистые разновидности, пестроокрашенные, но чаще вишневые в нижней части разреза, зелено-серые – в верхней. Песчаники и карбонатные породы слагают среди алевролитов тонкие прослои. Мощность оройской свиты около 1000–1100 м. Позднеордовикский возраст обоснован находками кораллов и граптолитов верхов ашгилла [Никитин, 1972].

Нижнесилурийские толщи согласно перекрывают оройскую свиту и представлены зелено- и пестроцветными терригенными породами мощностью до 1500 м [Бандалетов, 1969; Дегтярев, Рязанцев, 1993].

Северо-восточнее гор Агырек и Косгомбай подобные комплексы широко распространены в окрестностях оз. Ангренсор (см. рис. 31; вкл.), здесь преобладают терригенные породы еркебидаикской свиты карадока. На некоторых участках, так же как и в горах Агырек, свита подстилается кремнистой толщей, являющейся аналогом косгомбайской серии. Флиш еркебидаикской свиты перекрывается зелено-

цветными алевролитами и песчаниками, вулканомиктовыми и полимиктовыми конгломератами с линзами известняков и рифовыми известняками верхнего ордовика. В северо-восточном направлении эти породы по простиранию замещаются олистостромами, содержащими глыбы и отторженцы кремнистых пород и базальтов нижнего–среднего ордовика (В.Я. Глухенький и др., 1989 г.).

В горах Толпак структура образована пакетом пластин, сложенных офиолитами, базальтовыми и кремнисто-туфогенными толщами, которые надвинуты на нижнепалеозойские образования гор Агырек и Косгомбай (см. рис. 33). Выделяются Нижне- и Верхнетолпакский покровы, сложенные различающимися по строению и петрохимическим особенностям, но близкими по возрасту офиолитовыми ассоциациями.

Нижнетолпакский покров образован (снизу вверх) метаморфическими серпентинизированными гарцбургитами и дунитами, расслоенным дунит-верлит-клинопироксенитовым комплексом (300 м), габброидами (300–350 м) с кварцевыми диоритами, дайками диабазов (550–600 м). Базальты (250–300 м) почти повсеместно сорваны со своего меланократового основания, интенсивно брекчированы.

Офиолиты Верхнетолпакского покрова включают серпентинизированные гипербазиты, кумулятивные габбро (50 м) и дайки диабазового состава (300 м). Вулканогенно-кремнистые образования покрова объединены в толпакскую серию нижнего–среднего ордовика, состоящую из базальтовой и кремнисто-терригенной толщ.

Базальтовая толща сложена преимущественно базальтами с повышенным содержанием калия, которые слагают потоки мощностью от 5 до 25 м, чаще 15 м. Базальты разделены прослоями и пачками кремнистых алевролитов, туфосилицитов, пепловых туфов и туффитов кислого состава. Нижняя граница толщи с комплексом диабазовых даек тектоническая, часто вместе с последними базальты превращены в тектонические брекчии. Мощность толщи около 300 м. В средней части разреза в прослое тонкополосчатых вишнево-красных и зеленых кремнистых алевролитов и туффитов собраны конодонты, характерные для нижней части позднего аренига. На основании этих находок возраст толщи принят позднеаренигским.

Кремнисто-терригенная толща перекрывает базальты и состоит из пестроокрашенных слабокремнистых алевролитов, туфоалевролитов, туффитов, разнотекстурных вулканомиктовых и полимиктовых песчаников, гравелитов, осадочных брекчий. По преобладанию различных типов пород толща делится на две пачки.

В нижней пачке преобладают темно-вишневые, серовато-красно-вишневые кремнистые алевролиты и туффиты с тонкими прослойками и линзами пеплового и вулканомиктового материала, с прослоями зеленовато- и буровато-серых туффитов. Отмечаются многочисленные подводно-оползневые текстуры. По простиранию и вверх по разрезу кремнистые алевролиты и туффиты насыщаются песчаногравийным материалом разнообразного состава. В обломках преобладают породы офиолитовой ассоциации (в основном базальты), кремнистые алевролиты и туффиты, вулканиты дацитового и андезитового состава, плагиоклазы и пироксены. Мощность нижней пачки 300–350 м.

В разрезе верхней пачки основную роль играют несортированные осадочные брекчии и конглобрекчии с редкими маломощными линзами алевролитов, песчаников и гравелитов. Состав обломков аналогичен нижней пачке. В песчано-конгломератовую массу включены крупные глыбы и фрагменты пластов вишневых и зеленых кремнистых алевролитов и туффитов, песчаников, реже базальтов, диабазов, габброидов. Распределение глыб по площади крайне неравномерное. Мощность верхней пачки около 150 м, всей толщи – около 500 м.

Среднеордовикский возраст кремнисто-терригенной толщи устанавливается на основании находок раннелланвирских конодонтов в нижней пачке.

МАЙКАИНСКАЯ ЗОНА

Майкаинская зона сложена островодужными и флишевыми толщами среднего–верхнего ордовика, образующими пакет пластин, надвинутых в северо-западном направлении на комплексы Агырек-Ангренсорской зоны, в окрестностях пос. Майкаин (см. рис. 31; вкл.).

Наиболее древними являются миндалекаменные базальты, андезибазальты, трахиандезибазальты, туфы среднего и основного состава с прослоями кремнистых алевролитов, яшм мощностью до 1500 м – майкаинская свита нижнего (?) ордовика–лланвирна [Михайлова и др., 1981; Степанец, 1992]. Более высокое положение занимают агломератовые туфы и лавы дацитового состава с прослоями туфосилицитов, вулканогенно-осадочных пород и потоками базальтов и андезибазальтов мощностью 500–700 м – кураминская свита среднего ордовика [Степанец, 1992] (см. рис. 34). С эффузивными породами этой толщи связано большое количество субвулканических тел дацитового состава, которые прорывают майкаинскую свиту.

Вулканогенные толщи с несогласием перекрываются флишевой еркебидаикской свитой карадокского возраста, состав и строение которой близки к таковым разрезов других зон Бошекульской системы.

Наиболее молодыми в Майкаинской зоне являются лавы и туфы андезитового и андезидацитового состава, содержащие линзы и горизонты рифовых известняков верхнего ордовика, мощностью 500–600 м – биикская свита [Никитин, 1972].

Силурийские островодужные вулканогенно-осадочные толщи распространены во всех зонах Бошекульской системы. Они объединяются в сулысорскую свиту нижнего–верхнего силура [Бандалетов, 1969; Дегтярев, Рязанцев, 1993], которая либо с несогласием залегает на нижнепалеозойских образованиях, либо согласно перекрывает нижнесилурийские терригенные разрезы. Рассматриваемая свита фациально изменчива, здесь наиболее широко развиты красно- и пестроцветные конгломераты, песчаники и туфопесчаники, которые могут замещаться лавобрекчиями, лавами и туфами андезитового, андезидацитового и дацитового состава с горизонтами туфоконгломератов. Мощность сулысорской свиты 2000–2500 м.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ БОШЕКУЛЬСКОЙ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

В строении Бошекульской системы участвуют аккреционные, флишевые и островодужные комплексы, анализ которых позволяет наметить основные этапы ее эволюции.

Аккреционные комплексы. В их составе присутствуют фрагменты офиолитовых, кремнисто-базальтовых и кремнистых разрезов, кремнисто-туфогенные и олистостромовые образования, а также островодужные вулканы.

Офиолиты, кремнисто-базальтовые и кремнистые толщи участвуют в строении аккреционных комплексов Майсор-Адильбекской и Агырек-Ангренсорской зон, где слагают пластины, крупные отторженцы и глыбы либо в серпентинитовом меланже, либо в олистостромовых толщах. Фрагменты непрерывных офиолитовых разрезов отмечаются только в горах Толпак. Здесь выделяются метаморфические перидотиты, габбро-пироксенит-дуниты, комплекс параллельных даек. Среди кремнисто-базальтовых и кремнистых толщ выделяются формации, аналогичные соответствующим образованиям Чингизской системы: карбонатно-базальтовая нижнего кембрия, яшмово-базальтовая и яшмо-туффито-базальтовая нижнего–среднего ордовика, кремнисто-фтанитовая верхнего кембрия, кремнисто-яшмовая нижнего ордовика–лланвирна, которые по составу и строению разрезов могут быть сопоставлены с различными слоями океанической коры. В Бошекульской системе, так же как и в Чингизской, не происходит существенного изменения возрастного диапазона кремнистых и кремнисто-базальтовых толщ от зоны к зоне.

Олистоостромы, формирование которых может быть связано с аккреционными процессами, распространены в Майсор-Адильбекской и Агырек-Ангренсорской зонах. Выделяются олистоостромы с терригенным и кремнисто-туфогенным матриксами. Первые наиболее широко развиты и содержат крупные отторженцы кремнисто-базальтовых и кремнистых пород, а также обломки офиолитов, глыбы известняков. Они, как правило, перекрывают и подстилают флишевые толщи. Олистоостромы с кремнисто-туфогенным матриксом обнажены только в горах Толпак, где перекрывают кремнисто-базальтовые разрезы и содержат обломки как офиолитов и базальтов, так и островодужных вулканитов.

Строение и состав олистоостром Бошекульской системы в целом близки к таковым Чингизской. Здесь также устанавливается омоложение возраста олистоостромовых толщ от зоны к зоне.

К аккреционным комплексам отнесены среднеордовикские вулканиты Майкаинской зоны. Эти эффузивы по своим петрохимическим характеристикам сопоставимы с образованиями энсиматических островных дуг, хотя распространены локально, имеют узкий (лланвирн-лландейло) возрастной диапазон и перекрываются флишевыми толщами. Поэтому вулканиты, по аналогии с подобными комплексами Чингизской системы, включены в состав аккреционных комплексов.

Флишевые комплексы представлены мощной еркебидаикской свитой карадокского возраста. Эта толща распространена почти во всех зонах, где с несогласием перекрывает различные более древние комплексы. В нижних частях разреза часто присутствуют олистоостромы, мощность которых варьирует в широких пределах, вплоть до полного выклинивания. Глыбы сложены породами подстилающих комплексов. Фрагменты разрезов еркебидаикской свиты вместе с подстилающими кремнистыми толщами в составе пластин могут входить в более молодые олистоостромы. По особенностям площадного распространения и соотношению среднеордовикского флиша с подстилающими и перекрывающими комплексами Бошекульская система значительно отличается от Чингизской, где карадокские флишевые толщи приурочены к одной зоне и не участвуют в строении более молодых олистоостромов.

Островодужные комплексы распространены почти во всех зонах, где представлены эффузивами базальтового, андезитового, андезидацитового и дацитового состава, туфами и вулканогенно-осадочными породами с линзами и горизонтами известняков. По своим петрохимическим характеристикам вулканиты относятся к дифференцированным известково-щелочным сериям [Магматические комплексы..., 1982]. Вулканические серии имеют значительные мощности (до 1500–2000 м). Так же как и в Чингизской системе, эти комплексы сопоставляются с образованиями современных вулканических островных дуг.

Несмотря на сложную покровно-скалчатую структуру Бошекульской системы, в строении которой участвуют нижнепалеозойские островодужные образования, удается установить, что омоложение их возраста происходит в юго-восточном направлении. Наиболее древние кембрийско-тремадокские островодужные вулканиты развиты в Джангабульской зоне, в Кендыктинской зоне эти комплексы имеют аренигский возраст, для Майсор-Адильбекской зоны характерны среднекарадокские известково-щелочные эффузивы, а для Майкаинской – позднеордовикские. Кроме того, верхнеордовикские островодужные вулканиты локально распространены и в Джангабульской зоне.

Силурийские островодужные комплексы не подчиняются этой закономерности: они наложены на нижнепалеозойские комплексы во всех зонах Бошекульской системы.

Тектоническая эволюция Бошекульской системы реконструируется с начала кембрия. В это время уже существовали островная дуга (по-видимому, энсиаличе-

ская) и бассейн с корой океанического типа. Однако более достоверное восстановление палеотектонических обстановок возможно с начала ордовика.

В тремадокское время интенсивная вулканическая активность в островной дуге (Джангабульская зона) по времени совпадает с формированием коры в океаническом бассейне. Характер сочленения этих структур остается неустановленным, возможно, как и в Чингизской системе, здесь субдукция не сопровождалась аккрецией, а вся более древняя океаническая кора оказалась субдуцированной.

В арениге–лланвиурне фронт островодужного вулканизма смещается в юго-восточном направлении (Кендыктинская зона). В Джангабульской зоне, по-видимому, возник задуговой бассейн, заполнявшийся кремнисто-терригенными толщами. В океаническом бассейне, где продолжается формирование океанической коры, появляются короткоживущие энсиматические дуги (Майкаинская зона). В начале среднего ордовика фиксируются первые признаки начала аккреции во фронтальной части дуги – начинается формирование олистостромовых толщ с кремнисто-туфогенным матриксом в результате разрушения пластин, сложенных офиолитами и базальтами.

Предкарадокское время – наиболее интенсивный этап аккреции: произошло сближение древних островодужных серий, кремнистых и кремнисто-базальтовых комплексов океанического бассейна, а также вулканитов энсиматической дуги. Эти процессы сопровождалось формированием олистостромов.

В раннем карадоке более древние образования различных зон Бошекульской системы были перекрыты мощной флишевой толщей. В течение этого времени не отмечается проявлений островодужного вулканизма, так же как и в Чингизской системе, где предкарадокский этап аккреции не имел такого большого значения.

В среднем карадоке фронт островодужного вулканизма смещается на юго-восток (Майсор-Адилбекская зона). Перед ним формируется аккреционный комплекс (Агырек-Ангренсорская зона), в состав которого наряду с кембрийско-нижнеордовикскими кремнисто-базальтовыми образованиями входят и пластины, сложенные флишевыми толщами.

Наиболее сложна интерпретация *позднеордовикского этапа*. В это время фронт островодужного вулканизма смещается еще юго-восточнее (Майкаинская зона). Северо-восточнее происходит закрытие задугового бассейна, которое сопровождается формированием флишевых и олистостромовых комплексов (Джангабульская, Агырек-Ангренсорская зоны).

К началу силура эти процессы завершаются и нижнепалеозойские комплексы различных зон перекрываются пестро- и зеленоцветными терригенными толщами.

В середине лландовери возобновляется вулканическая активность в Бошекульской системе. Однако смещения силурийского вулканического фронта по сравнению с позднеордовикским не отмечается – вулканогенно-осадочные толщи этого возраста наложены на нижнепалеозойские образования всех зон Чингизской системы.

Таким образом, в течение среднего–позднего ордовика во фронтальной части Бошекульской островной дуги происходила аккреция более древней океанической коры, которая сопровождалась омоложением и миграцией фронта островодужного вулканизма в юго-восточном направлении. Отличительными чертами этой системы являются предкарадокский этап аккреции, сближение комплексов различных зон в позднем ордовике, сопровождавшееся образованием олистостромов на большой площади, и несоответствие раннепалеозойской и силурийской зональности.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ И СИЛУРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКОЙ ОБЛАСТИ

В строении Джунгаро-Балхашской области принимают участие только ордовикские и среднепалеозойские комплексы, в то время как кембрийские образования отсутствуют. В ее северо-восточной и восточной частях широко распространены ордовикские островодужные вулканические серии; для центральных частей характерно присутствие на больших площадях среднеордовикско-силурийских аккреционных и флишевых комплексов. Островодужные вулканиты здесь развиты локально и представлены только верхнеордовикскими известково-щелочными эффузивами. В пределах Джунгаро-Балхашской области выделяется несколько дугообразно изогнутых зон, различающихся особенностями структуры, возрастом и составом комплексов, участвующих в их строении (см. рис. 2; вкл.).

Северо-Карагандинская и Предчингизская зоны представлены различными ордовикскими островодужными вулканитами и силурийскими флишевыми толщами.

Тектурмасская и Балхашская зоны располагаются южнее и юго-западнее и образованы среднеордовикско-нижнесилурийскими аккреционными комплексами, которые перекрываются силурийскими флишевыми толщами.

Успенская и Ащизекская зоны сложены нижнесилурийскими аккреционными комплексами, разрезы которых наращиваются ниже-верхнесилурийскими флишевыми толщами.

В Агадырской зоне наблюдаются более молодые – верхнесилурийские аккреционные комплексы.

Глава 1

СЕВЕРО-КАРАГАНДИНСКАЯ И ПРЕДЧИНГИЗСКАЯ ЗОНЫ

Северо-Карагандинская и Предчингизская зоны располагаются в северо-восточной и восточной частях Джунгаро-Балхашской области (см. рис. 2; вкл.). В их строении преобладают дифференцированные вулканические серии среднего–верхнего ордовика, а также силурийский флиш.

Комплексы **Северо-Карагандинской зоны** протягиваются в субширотном направлении на 250–300 км и имеют простую складчатую структуру. Средне-верхнеордовикские известково-щелочные вулканиты подстилаются офиолитами и кремнисто-базальтовыми толщами нижнего ордовика. Наиболее полный разрез комплексов Северо-Карагандинской зоны известен в ее северной части – в массиве Караулчеку (рис. 35) [Новикова и др., 1993]. Здесь в низах разреза развиты метаморфические перидотиты, расслоенный габбро-ультрабазитовый комплекс, образования диабазовых даек и подушечных базальтов. Выше залегает толща, сложенная

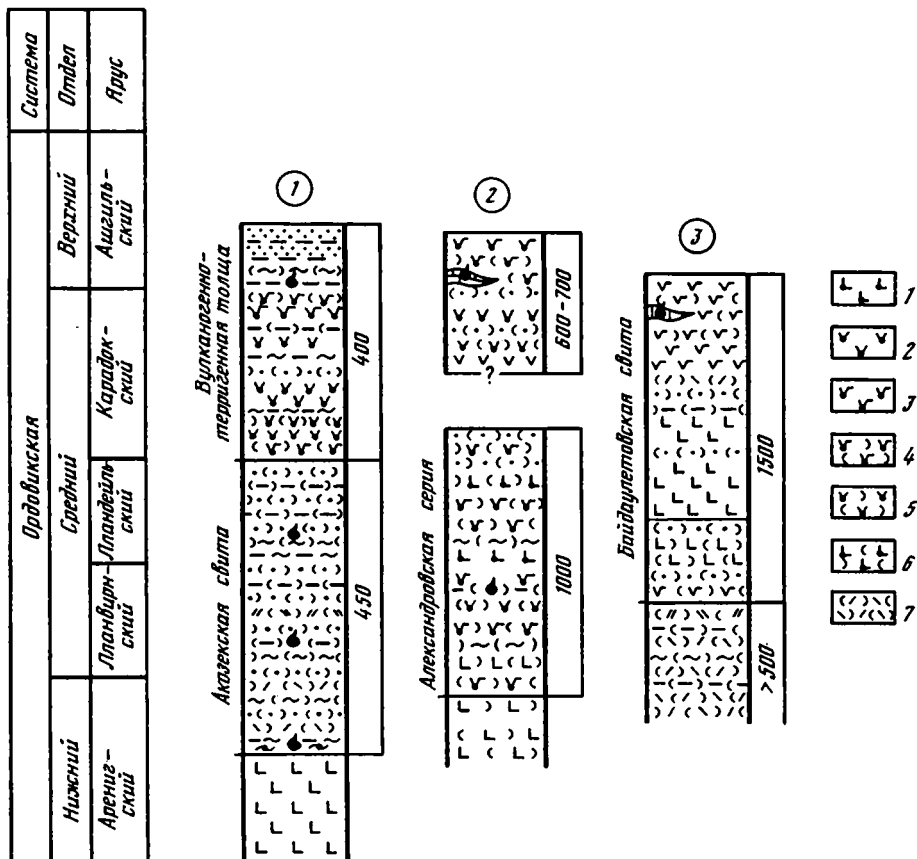


Рис. 35. Основные типы разрезов нижнепалеозойских комплексов Северо-Карагандинской зоны

1 – трахибазальты; 2 – трахиандезиты; 3 – трахиандезибазальты; 4 – туфы трахиандезибазальтов; 5 – туфы трахиандезитов; 6 – туфы трахибазальтов; 7 – туфы риолитов. Остальные условные обозначения см. на рис. 6, 9, 18

Местоположение разрезов (цифры в кружках): 1 – массив Караулчеку, 2 – окрестности пос. Александровка, 3 – район гор Байдаулет, Семизкыз и пос. Матак

чередующимися пепловыми и псаммитовыми туфами кислого и среднего состава, туффитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками, глинистыми яшмами, кремнистыми алевролитами мощностью около 500 м – акозекская свита среднего аренига–пландейло. Свита перекрывается вулканогенно-терригенной толщей карадока–ашгилла, в строении которой участвуют песчаники и алевролиты с подчиненными прослоями и пачками лав и туфов андезибазальтового и трахиандезитового состава. Мощность толщи около 500 м.

К югу от массива Караулчеку (район пос. Александровка, горы Байдаулет, окрестности пос. Матак) офиолиты и кремнисто-базальтовые комплексы известны в тектонических блоках среди более молодых образований (Жумбайский блок [Беляев и др., 1977]). В этом районе появляются ниже-среднеордовикские эффузивы и туфы андезибазальтового, андезитового, дацитового и риолитового состава с прослоями кремнистых алевролитов, туффитов и глинистых яшм мощностью до 1000 м [Читалин, 1989; Звонцов, 1990]. Средне-верхнеордовикские образования представлены лавами, туфами, лавобрекчиями андезитового, андезибазальтового, базальтового, трахиандезитового состава, среди которых встречаются линзы, горизонты и пачки ту-

фоженно-осадочных пород и известняков (байдаулетовская свита и ее аналоги), мощностью до 2000 м (см. рис. 35). В линзах известняков собраны органические остатки среднего–верхнего ордовика [Геологическая карта..., 1981; Читалин, 1989].

Предчингизская зона расположена в восточной части Джунгаро-Балхашской области и имеет северо-западное простирание. В строении этой зоны участвуют ордовикские вулканогенные и кремнисто-туфогенные комплексы, которые перекрыты силурийскими терригенными зелено- и пестроцветными толщами (см. рис. 3; вкл.).

Нижне-среднеордовикские кремнисто-туфогенно-вулканогенные комплексы распространены в северо-западной части Предчингизской зоны (бассейн р. Балатундык, правобережье р. Тундык и горы Отызбес), где они образуют ядра антиклиналей, крылья которых сложены силурийскими терригенными толщами (см. рис. 3; вкл.).

В разрезах нижнего ордовика–лланвирина, объединяемых в кувскую свиту, могут быть выделены две толщи (снизу вверх) – вулканогенно-обломочная и кремнисто-туфогенная (рис. 36).

Нижняя толща обладает значительной фациальной изменчивостью. В горах Отызбес в составе этой толщи присутствуют обломочные и вулканогенно-обломочные породы, туфы и тефроида среднего и кислого состава с прослоями кремнистых алевролитов и на туффигов мощностью около 500 м. Северо-западнее – на правом берегу р. Тундык и на левом р. Балатундык – она сложена туфами, лавами и гиадокластитам андезитового, андезидацитового и дацитового состава с прослоями туффигов, туфоалевролитов и кремнистых алевролитов мощностью до 600 м (см. рис. 36). В горах Отызбес и на левом берегу р. Балатундык в прослоях кремнистых алевролитов собраны конодонты различных частей аренига [Никитин и др., 1995].

Верхняя толща во всех разрезах сложена красными тонкослоистыми яшмами, зелеными, красными и вишневыми кремнистыми алевролитами и туффитами мощностью 150–200 м, в которых собраны конодонты раннего и позднего лланвирина [Никитин и др., 1995].

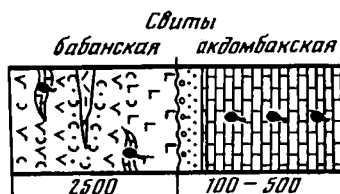
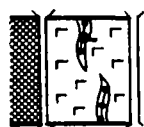
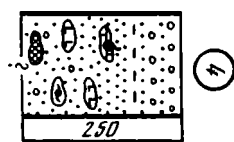
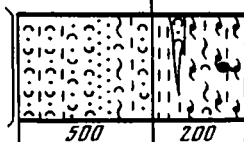
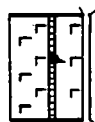
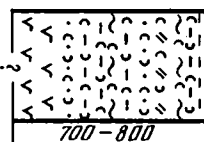
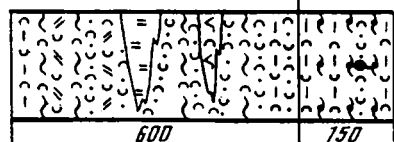
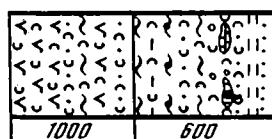
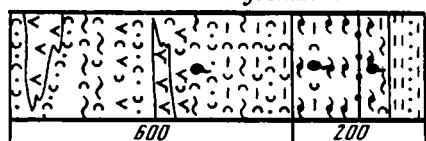
Средне(?)-верхнеордовикские кремнисто-туфогенно-вулканогенные образования распространены на правом берегу рек Балатундык (см. рис. 3; вкл.) и Тундык. В пределах последнего участка установлено залегание эффузивов верхнего ордовика на более древних нижне-среднеордовикских комплексах. В низах разреза верхнего ордовика присутствуют лавы, лавобрекчии, лапиллевые и бомбовые туфы андезибазальтового состава мощностью около 1000 м, а в верхах преобладают зеленые и красновато-зеленые кремнистые туфоалевролиты, туффиты, туфопесчаники мощностью 350–400 м. На правом берегу р. Балатундык в туфопесчаниках и туфоконгломератах с валунами и мелкими глыбами известняков, которые залегают выше глинистых яшм и кремнистых алевролитов, собраны органические остатки позднего ордовика [Никитин, 1972] (см. рис. 36).

Верхнеордовикские комплексы другого типа известны в окрестностях гор Отызбес, где обнажена мощная олистостромовая толща. В ее строении участвуют глыбы и крупные отторженцы базальтов и кремней с конодонтами раннего ордовика, яшм, кремнистых алевролитов и туффигов с конодонтами раннего лланвирина, органогенных известняков с брахиоподами верхов ашгилла, андезитов, базальтов, габброидов и гипербазитов, погруженных в зеленоцветный песчано-алевролитовый матрикс [Никитин и др., 1995]. Мощность олистострома около 200–300 м. В глыбах присутствуют фрагменты разрезов кувской свиты, а также более древних комплексов (ультрабазиты, габброиды), по-видимому, подстилавших кремнисто-туфогенно-вулканогенные толщи нижнего–среднего ордовика. Олистостром перекрывается песчаниками самых низов лландовери [Бандалетов, 1969].

Дифференциальные вулканические серии среднего–верхнего ордовика распространены в юго-восточной части Предчингизской зоны – район месторождений Акбастау, Космурун, Мизек (см. рис. 3; вкл.). Древние образования здесь обнажены в блоках среди более молодых толщ и представлены серпентинитами и фрагментами кремнисто-базальтовых разрезов.

Ордовикская					Система
Нижний	Средний			Верхний	Отдел
Арензский	Лланбурн-ский	Лландейл-ский	Карадок-ский	Ашгиль-ский	Ярус

Кувская свита



К среднему–верхнему ордовики относится бабанская свита, которая в этом районе слагает ядро крупной антиклинали и разделяется на три подсвиты [Жаутиков и др., 1971; Каипов, Каюпов, 1971] (см. рис. 36). Нижняя сложена лавами, лавобрекчиями андезитового, реже андезибазальтового состава с прослоями вулканогенно-обломочных пород и линзами розовых известняков с органическими остатками среднего карадока. Мощность подсвиты 600–700 м. В составе средней подсвиты широко распространены осадочные и вулканогенно-осадочные породы, присутствуют также туфы и лавы андезитового состава и линзы известняков. Мощность ее 800–1000 м. Верхняя подсвита сложена вулканогенными породами, в ее нижней части преобладают эффузивы дацитового, андезидацитового и риодацитового состава с прослоями и пачками пестроокрашенных туфосилицитов, пепловых туфов и туффитов. Верхи разреза образованы оливин-пироксеновыми базальтами с прослоями туфов, вулканогенно-осадочных пород и известняков, содержащих трилобиты позднего карадока. Мощность этой части разреза достигает 1500 м. Общая мощность бабанской свиты 2500–3500 м.

Среди вулканогенно-осадочных пород бабанской свиты распространены дайки и субвулканические тела, являющиеся подводными каналами для эффузивных пород. Вулканизм завершается внедрением дайко- и штокообразных массивов позднеордовикского космурунского интрузивного комплекса, сложенных диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами и гранодиоритами.

Эффузивы перекрываются терригенно-карбонатной толщей верхнего ордовика, которая сложена различными, в том числе рифовыми, известняками и калькаренитами мощностью 100–500 м, содержащими кораллы верхнего ордовика. Аналогом ее является акдомбаская свита Чингизской системы.

Ордовикские вулканогенно-осадочные комплексы Северо-Карагандинской и Предчингизской зон без структурного несогласия, но местами со стратиграфическим перекрываются силурийскими терригенными толщами. Для нижнего силура характерно преобладание преимущественно зеленоцветных песчаников и алевролитов мощностью до 1500 м, которые по всему разрезу охарактеризованы органическими остатками, для верхнего силура – красноцветных терригенных пород мощностью до 2000 м. Силурийские разрезы без видимого несогласия наращиваются вулканогенно-осадочными толщами, содержащими раннедевонские органические остатки (Предчингизская зона), или несогласно перекрываются среднедевонскими кислыми эффузивами (Северо-Карагандинская зона) [Бандалетов, 1969; Беляев и др., 1989].

Глава 2

ТЕКТУРМАССКАЯ И БАЛХАШСКАЯ ЗОНЫ

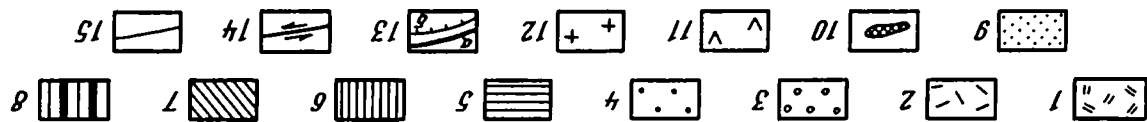
Тектурмасская и Балхашская зоны сложены разновозрастными комплексами, имеющими близкое строение, и ранее, по-видимому, представляли собой единую структуру, впоследствии разобщенную более поздними разрывными нарушениями на две части (см. рис. 2; вкл.).

←

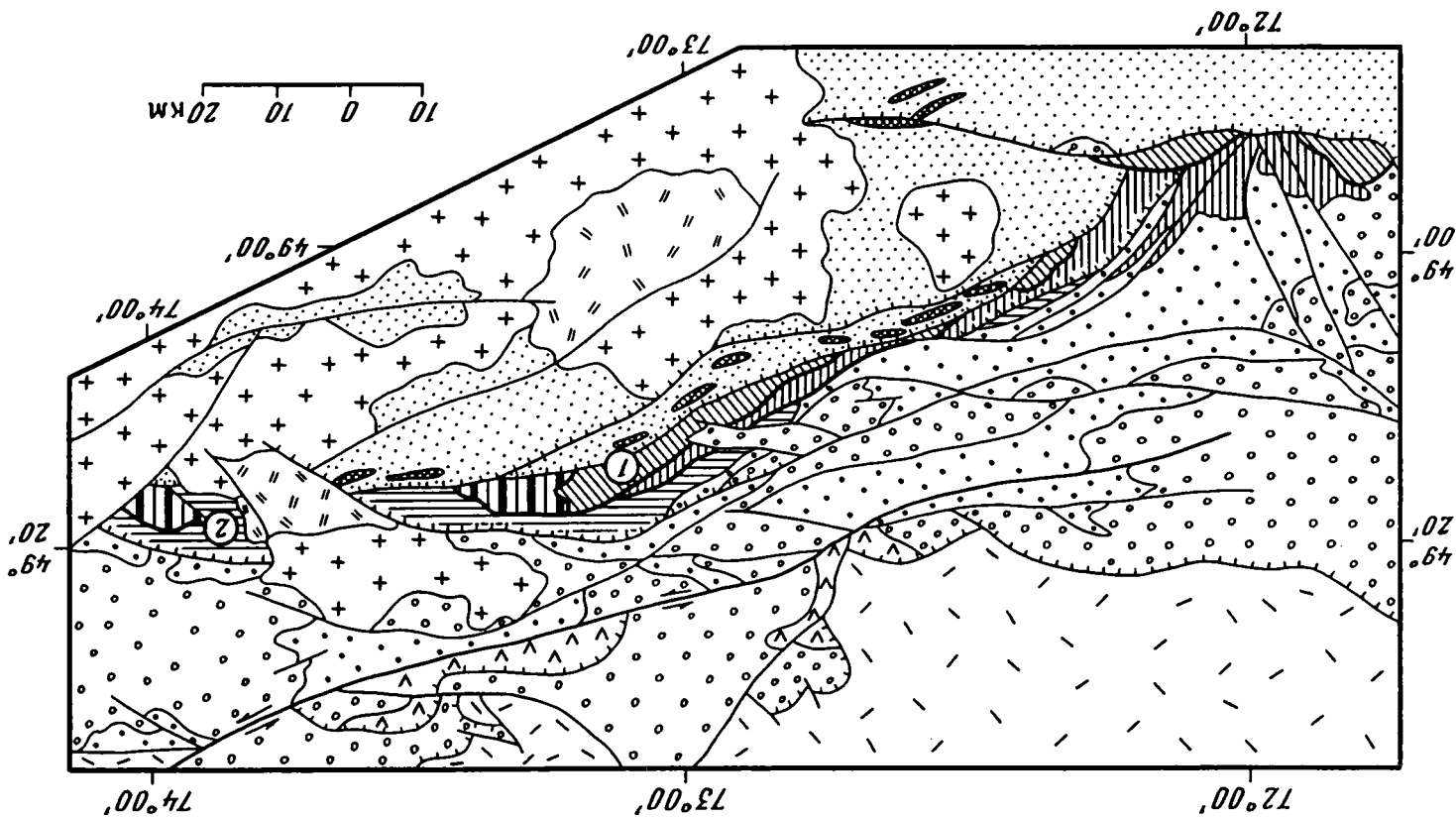
Рис. 36. Основные типы разрезов нижнепалеозойских комплексов Предчингизской зоны

Условные обозначения см. на рис. 5, 6, 9

Местоположение разрезов (цифры в кружках): 1 – левый берег р. Балатундык (по: [Никитин и др., 1995]), 2 – правый берег р. Балатундык по данным О.Е. Беляева и Н.Н. Сигачевой (1982 г.), 3 – правый берег р. Тундык по данным О.Е. Беляева и Н.Н. Сигачевой (1982 г.), 4 – горы Отызбес (по: [Никитин и др., 1995]), 5 – месторождения Акбастау-Космурун (по: [Жаутиков и др., 1971])



10 0 10 20 KM



Комплексы **Тектурмасской зоны** протягиваются в субширотном направлении более чем на 200 км при ширине до 10–15 км (рис. 37). Детальные биостратиграфические и геолого-съемочные работы позволили установить возраст кремнисто-базальтовых и олистостромовых толщ [Якубчук и др., 1988; Герасимова и др., 1992], их покровно-складчатую структуру и выявить многоэтапность ее формирования [Якубчук и др., 1989].

В Тектурмасской зоне по составу, строению и типам разрезов нижнего палеозоя выделяются три соскладчатых покрова, надвинутые друг на друга с юго-юго-востока на северо-северо-запад (снизу вверх): Базарбайский, Тектурмасско-Сарытауский и Нурчкенский (см. рис. 37, 38).

В первых двух покровах нижний структурный уровень образован разновозрастными и разнотипными офиолитовыми ассоциациями. Они разделены серпентинитовым меланжем, в котором присутствуют тектонические отторженцы офиолитов и стратифицированных толщ, входящих в состав обоих покровов.

В Базарбайском покрове офиолитовый разрез представлен апоперидотитовыми серпентинитами, кумулятивными габброидами расслоенного комплекса, диабазовыми дайками и толеитовыми базальтами с линзами кремнистых пород. Офиолиты характеризуются низкой щелочностью.

Среди стратифицированных образований этого покрова выделяются базальтовая и кремнисто-туфогенная толщи (рис. 39). Базальты относятся к кузекской толще (верхи лланвирна–низы лландейло), в состав которой входят однородные массивные базальты и диабазы с подушечной отдельностью. Среди них присутствуют горизонты пестроокрашенных кремнистых алевролитов, туфосилицитов, туффигов. Мощность кузекской свиты 200–300 м. Базарбайская свита (карадок–средний лландовери), согласно перекрывающая кузекскую, сложена кремнисто-туфогенными породами: пестроокрашенными глинистыми пеплистыми яшмами, кремнистыми алевролитами, туфосилицитами, туфопелитами, мелкообломочными и пепловыми туфами дацитового, андезидацитового, реже андезитового и риолитового состава, в подчиненном количестве присутствуют туфогенные и вулканомиктовые песчаники и алевролиты. Мощность свиты 400–500 м.

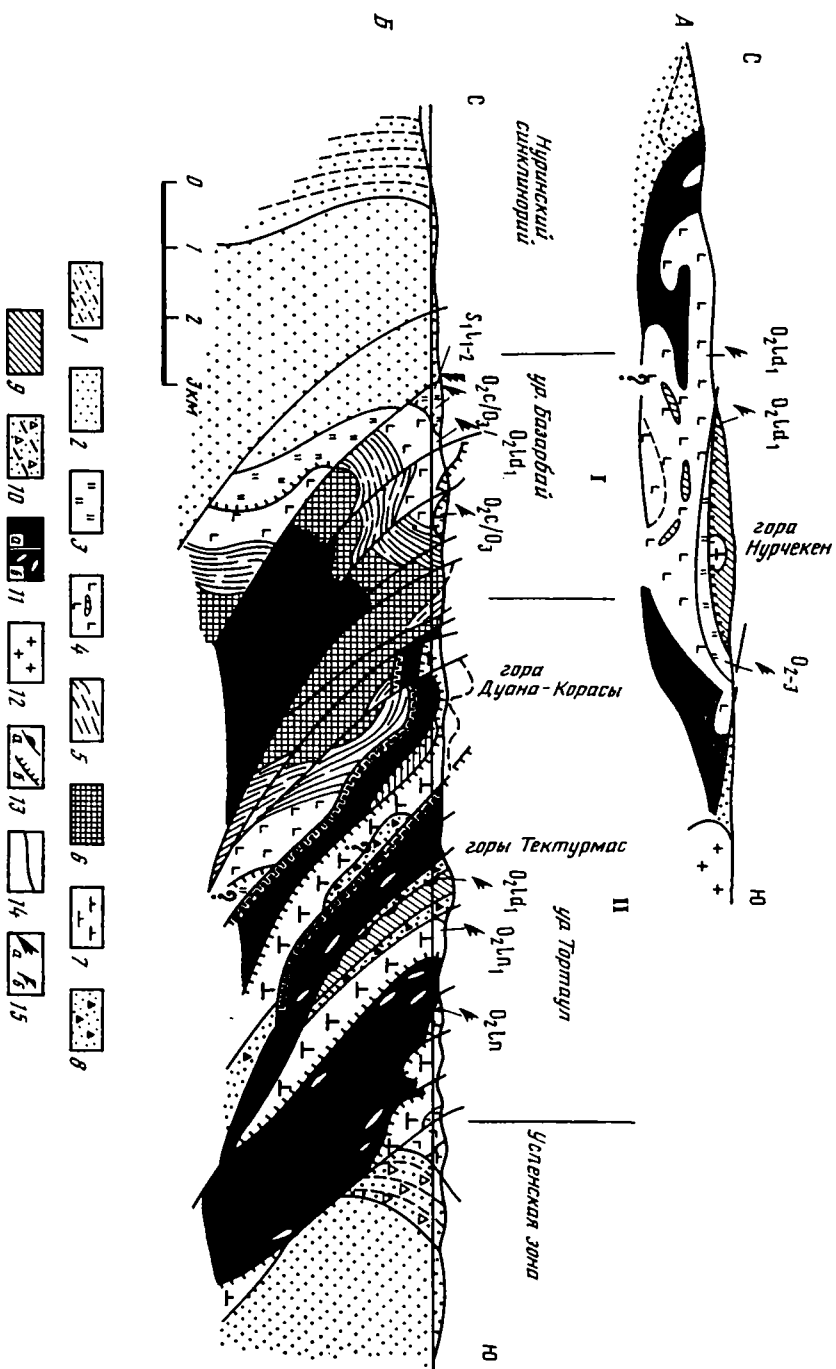
В западной части Тектурмасской зоны аналогом базарбайской свиты, вероятно, является толща вулканических брекчий кислого состава, туфосилицитов, кремнистых алевролитов с редкими линзами песчаников мощностью 100 м. Эта толща, так же как и базарбайская свита, залегает на базальтах среднего ордовика и перекрывается терригенными породами силура [Четверикова, 1960].

В Тектурмасско-Сарытауском покрове выделяются две пластины (Сарытауская и Тектурмасская), различающиеся по составу стратифицированных комплексов [Якубчук и др., 1989]. В обеих пластинах офиолиты сохранились в виде блоков и глыб в серпентинитовом меланже. Они представлены апоперидотитовыми серпентинитами, габброидами и базальтами с прослоями туфогенно-кремнистых пород. Офиолиты отличаются повышенной щелочностью.

←

Рис. 37. Схема строения Тектурмасской и Успенской зон (по данным А.С. Якубчука и др. [1989] с изменениями)

1 – верхнепалеозойские кислые эффузивы; 2 – ниже-среднедевонские вулканогенные толщи; 3, 4 – комплексы Нуринского синклиория; 3 – девонские терригенные толщи, 4 – силурийские флиштонидные и терригенно-карбонатные комплексы; 5–8 – комплексы Тектурмасской зоны: 5 – Базарбайский покров, 6, 7 – Тектурмасско-Сарытауский покров (6 – Сарытауская пластина, 7 – Тектурмасская пластина), 8 – Нурчкенский покров; 9, 10 – комплексы Успенской зоны: 9 – силурийские флиштонидные толщи, 10 – отторженный яшм среднего ордовика; 11 – средне-верхнеордовиковские вулканогенные комплексы (байдаулетовская свита) Северо-Карагандинской зоны; 12 – средние-позднепалеозойские гранитоиды; 13 – границы тектонических покровов Тектурмасской зоны (а) и надвигов (б); 14 – Байдаулетовский левый сдвиг; 15 – прочие разрывные нарушения. Опорные участки (цифры в кружках): 1 – горы Тектурмас, 2 – горы Нурчкен



Стратифицированные образования представлены базальтовыми, кремнистыми и кремнисто-туфогенными толщами (см. рис. 39). Базальты относятся к карамурунской толще – ранний ордовик(?)–лланвирн (мощностью 500–800 м). Она состоит из эффузивов основного состава повышенной щелочности, среди которых присутствуют линзы и пласты пестрых яшм, туфосилицитов и пепловых туфов. На карамурунских базальтах несогласно залегает сарытауская толща (верхи среднего ордовика–ранний силур), являющаяся олистостромом с кремнисто-туфогенным матриксом. В разных пластинах разрезы сарытауской свиты отличны друг от друга. В проксимальном типе (Тектурмасская пластина) широко распространены конседиментационные покровы, глыбы и олистолиты кремнистых пород, базальтов и габброидов, межоллостромовые горизонты редки и сложены неслоистыми алевролитами, песчаниками, конглобрекциями с обломками офиолитов и кремнистых пород. Дистальный тип разреза (Сарытауская пластина) пространственно удален от конседиментационных покровов и характеризуется меньшими мощностями и насыщенностью глыбовым материалом. Здесь мощность межоллостромовых горизонтов обычно больше олистостромовых, в них преобладают слабокремнистые алевролиты, туфоалевролиты, туффиты среднего и кислого состава. Мощность олистостромовой толщи 400–500 м.

Кремнистые породы, объединенные в тектурмасскую толщу (верхи лланвирна–ранний карадок), известны только в аллохтонном залегании: либо в тектонических пластинах, перемещенных на офиолиты и более молодые образования, либо в конседиментационных покровах, олистолитах и глыбах в сарытауской толще. Среди них преобладают различные, преимущественно красные яшмы и кремнистые алевролиты. Реже встречаются фтаниты, кремнистые туффиты, пеплистые яшмы. Мощность тектурмасской толщи во фрагментах не превышает 100 м.

Нурчкенский покров перекрывает различные комплексы Базарбайского и Тектурмасско-Сарытауского покровов (см. рис. 37) и сложен смятыми в лежащие складки яшмами тектурмасской толщи [Якубчук и др., 1989].

Нижнесилурийские толщи широко распространены к северу от Тектурмасской зоны, в Нуринском синклинии. Здесь выделяется ермекская свита, которая согласно залегает на базарбайской свите Базарбайского покрова. Ермекская свита сложена голубовато-зелеными алевролитами и песчаниками с редкими пачками конгломератов, содержащими брахиоподы и граптолиты нижнего силура. В низах разреза присутствуют красноцветные и пестроцветные песчаники и конгломераты. Мощность свиты 4–5 км. Ермекская свита согласно перекрывается исенской свитой верхнего силура, которая сложена зеленовато-серыми и пестрыми алевролитами, песчаниками. В ее составе широко распространены линзы красноцветных крупногалечных конгломератов и органогенных известняков. Мощность исенской свиты около 3000 м [Четверикова, 1960; Четверикова и др., 1966]. Силурийские и перекрывающие их согласно девонские терригенные толщи Нуринского синклинии имеют простую складчатую структуру, для них не характерно микститовое строение.

←

Рис. 38. Схематические геологические разрезы Тектурмасской зоны в горах Нурчкен (А) и Тектурмас (Б) (по: [Якубчук и др., 1989])

1, 2 – терригенные комплексы Нуринского синклинии: 1 – нижнедевонские, 2 – силурийские; 3–6 – комплексы Базарбайского покрова: 3 – кремнистые туффиты базарбайской свиты, 4 – базальты кузекской свиты, 5 – диабазовые дайки и силлы, 6 – ультрамафит-габбровый комплекс; 7–9 – комплексы Тектурмасско-Сарытауского и Нурчкенского покровов: 7 – базальты карамурунской свиты, 8 – олистостром сарытауской свиты, 9 – кремни и яшмы тектурмасской “свиты”; 10 – силурийский флиш и олистостромы Успенской зоны; 11 – серпентинитовый меланж; мономиктовый (а) и полимиктовый (б); 12 – позднепалеозойские гранитоиды; 13 – покровы: конседиментационные (а) и складчатые (б); 14 – прочие разрывные нарушения; 15 – места находок конодонтов (а) и граптолитов (б)

Покровы: I – Базарбайский, II – Тектурмасско-Сарытауский

Система		
Ордовикская		
Нижний	Средний	Верхний
		Ашгыльский
Аренский	Лландейлский	Карадокский
		Ярус

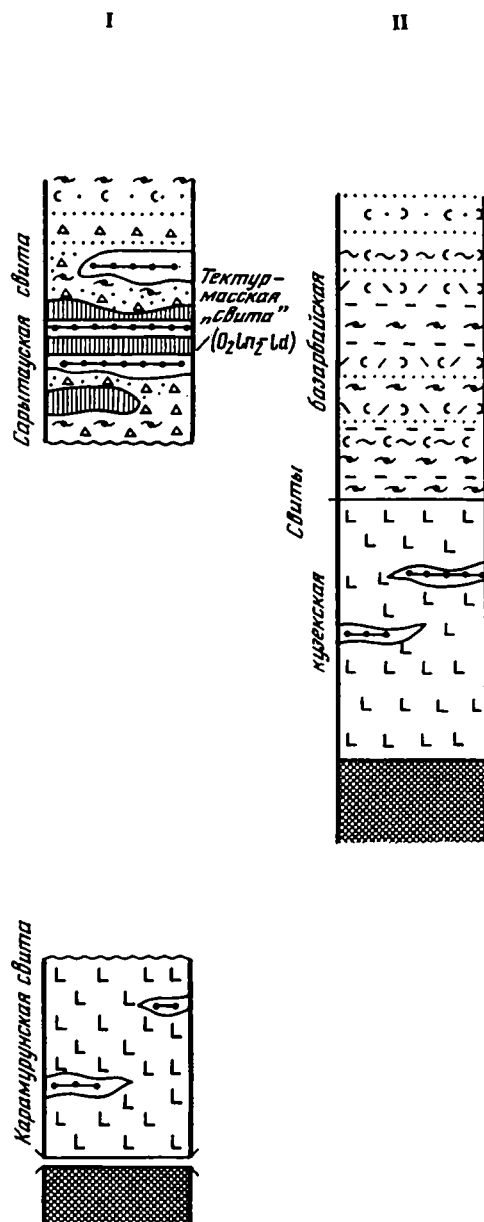


Рис. 39. Схематические разрезы нижнепалеозойских комплексов Тектурмасской зоны

Условные обозначения см. на рис. 5, 6, 9, 35

Покровы: I – Тектурмасско-Сарытауский, II – Базарбайский

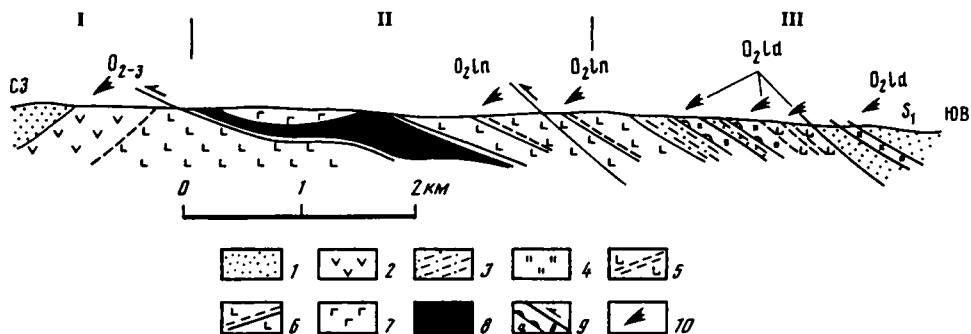


Рис. 41. Схематический геологический разрез Балхашской зоны в районе родника Архарсу (по данным А.С. Якубчука)

1 – нижнесилурийские терригенные толщи; 2 – джаншурукская свита; 3 – обалинская свита; 4 – казыкская “свита”; 5 – тюретайская “свита”; 6 – итмурундинская свита; 7 – габбро-ультрабазитовый комплекс; 8 – серпентинитовый меланж; 9 – границы покровов: конседиментационных (а) и складчатых (б); 10 – места находок конодонтов

Покровы: I – Западный, II – Центральный, III – Восточный

Балхашская зона, расположенная к югу от Тектурмасской и протягивающаяся в субширотном направлении на 250 км (рис. 40; вкл.), в последние годы детально изучена [Новикова и др., 1983; Якубчук, 1991]. Это позволило установить возраст участвующих в ее строении комплексов, выявить их сложную покровно-складчатую структуру, формирование которой продолжалось на протяжении всего палеозоя.

Единого разреза офиолитов в ее пределах не сохранилось, однако по фрагментам в разных массивах восстанавливается практически полный разрез офиолитовой ассоциации.

Стратифицированные образования и ультрабазит-габбровые комплексы участвуют в строении трех крупных складчатых покровов. Они сложно деформированы, смяты в сигмоидальные складки и надвинуты друг на друга в целом с юго-востока на северо-запад (см. рис. 40, вкл.; 41). В строении всех покровов наряду с офиолитами участвуют образования итмурундинской свиты, которая представлена базальтами, трахибазальтами, спилитами с прослоями и пачками кремнистых алевролитов, туффитов и кремнеобломочных пород. Их возраст определяется как ранний ордовик(?)–лланвирн, однако собраны только лланвирнские органические остатки. В каждом из покровов на офиолитах и на итмурундинских базальтах несогласно залегают средние-позднеордовикские вулканогенно-осадочные и осадочные образования (рис. 42).

В Западном покрове, занимающем самое низкое структурное положение, на базальтах залегает джаманшукская свита (нижний карадок–верхний ордовик), сложенная туфами и лавами риодацитового состава, туфогенными и вулканомиктическими песчаниками, конгломератами, алевролитами и туффитами с линзами и горизонтами органогенных известняков, содержащих разнообразную бентосную фауну. Мощность свиты 1500 м.

В Центральном покрове наиболее широко распространены офиолиты и базальты итмурундинской свиты, последние перекрыты маломощными (не более 100–150 м) кремнисто-туфогенными и туфотерригенными породами карадокского возраста.

Восточной покров устроен наиболее сложно. В нем на итмурундинских базальтах залегает кремнисто-туфогенно-терригенная обалинская свита (нижний карадок–верхний ордовик), сложенная пестроокрашенными кремнистыми алевролитами, туффитами, кремнеобломочными и полимиктовыми алевролитами, песчаниками, гравелитами, конглобрекциями. В верхах разреза появляются про-

Система		
Ордобийская	Отдел	Ярус
	Верхний	Ашгильский
	Средний	Карадильский
		Лландейльский
	Нижний	Аренгский

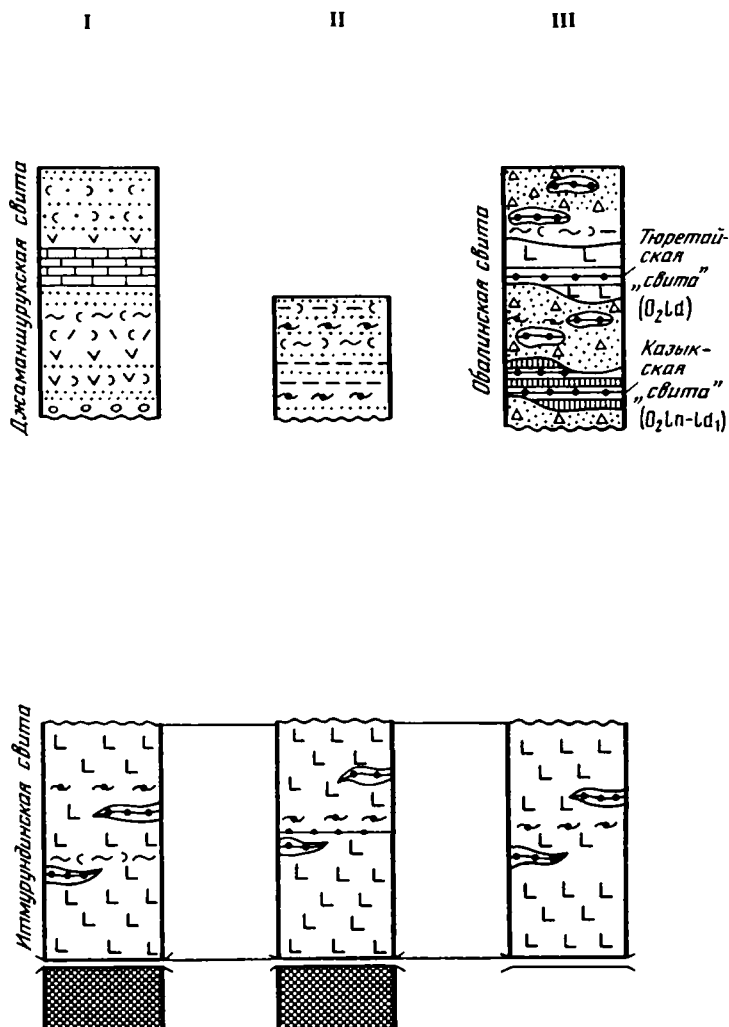


Рис. 42. Схематические разрезы нижнепалеозойских комплексов Балхашской зоны

Условные обозначения см. на рис. 5, 6, 9, 35.

Покровы: I – Западный, II – Центральный, III – Восточный

слои зеленоцветных песчаников силурийского облика. Мощность свиты 300–350 м.

Кремнисто-терригенные породы обалинской свиты включают многочисленные глыбы, отторженцы и запечатанные конседиментационные пластины, являющиеся фрагментами кремнистых и кремнисто-базальтовых разрезов. Среди них выделяются яшмовая казыкская и яшмо-базальтовая тюретайская толщи. Казыкские яшмы (лланвирн–нижний лландейло) имеют в основном красные и вишневые цвета и содержат прослои кремнистых алевролитов. Мощность яшм в пластинах не превышает 120–150 м. Тюретайская толща (лландейло) сложена преимущественно

толеитовыми базальтами с редкими маломощными прослоями яшм и гематитовых кварцитов. Мощность толщи 250–300 м.

Нижнесилурийские комплексы широко распространены к северу от Балхашской зоны, где без видимого несогласия перекрывают джаманшурукскую свиту (см. рис. 40; вкл.). Здесь изучены наиболее полные силурийские разрезы [Бандалетов, 1969; Токрауский горизонт..., 1986]. Нижний силур представлен зелеными и пестроцветными алевролитами и алевропесчаниками мощностью до 1500 м. К верхнему силуру относятся зелено-серые алевролиты и песчаники, среди которых в верхах разреза появляются горизонты туфов и туффитов кислого состава, а также линзы органогенных известняков. Мощность разрезов верхнего силура 2000 м. Для силурийских толщ этого сегмента характерны достаточно простая складчатая структура, отсутствие олистостромов и тектонических покровов.

Глава 3

УСПЕНСКАЯ, АЩИОЗЕКСКАЯ И АГАДЫРСКАЯ ЗОНЫ

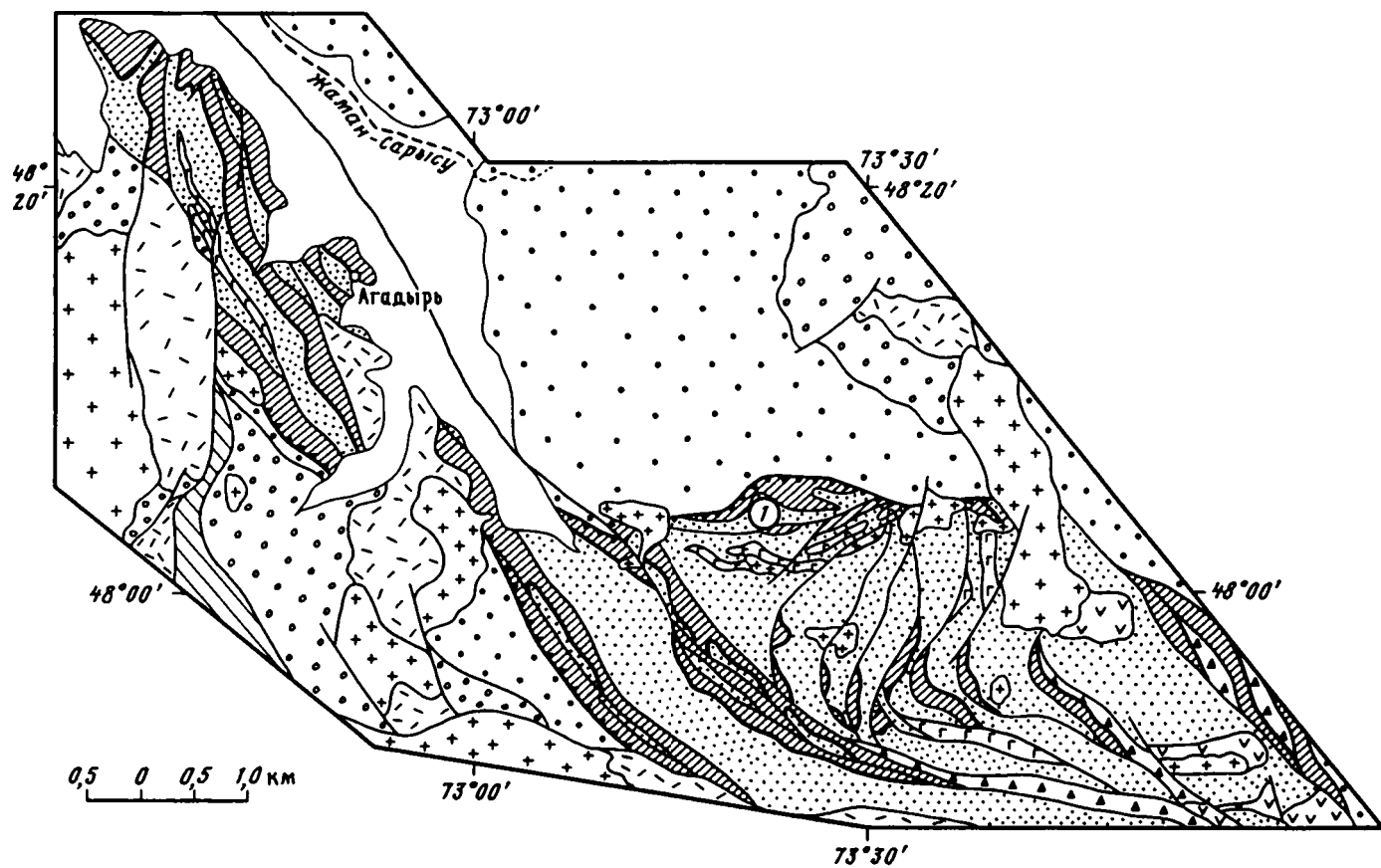
В строении Успенской, Ащизекской и Агадырской зон участвуют только силурийские аккреционные и флишевые комплексы. В последние годы благодаря находкам конодонтов в кремнистых породах и детальным геолого-съемочным работам удалось установить, что кремнистые породы и базальты с яшмовыми прослоями не являются принадлежностью силурийских терригенных разрезов, как считалось ранее [Ненашев и др., 1965; Кошкин и др., 1987]. Эти породы имеют средне-позднеордовикский возраст и слагают глыбы, отторженцы и крупные пластины среди песчаников и алевролитов нижнего и верхнего силура [Новикова и др., 1983; Якубчук, 1990].

В строении Успенской и Ащизекской зон участвуют преимущественно нижнесилурийские флишеидные толщи, которые с юга надвинуты на нижнепалеозойские комплексы Тектурмасской и Балхашской зон (см. рис. 37, 40; вкл.). Отличительными чертами силурийских терригенных комплексов рассматриваемых зон являются их сложная чешуйчато-надвиговая структура, выявленная на некоторых участках, и присутствие среди терригенных пород крупных отторженцев и пластин нижнепалеозойских кремнистых и кремнисто-базальтовых разрезов.

В Успенской зоне среди монотонных разнородных песчаников залегают протяженные (до нескольких километров) отторженцы яшм. Эти отторженцы выявлены как вблизи Тектурмасской зоны, так и на значительном (до 30–40 км к югу) расстоянии от нее (см. рис. 37). В одном из таких отторженцев, сложенных красными яшмами, собраны конодонты раннего лландейло, что позволяет считать эти породы фрагментами разрезов Тектурмасской кремнистой толщи Тектурмасской зоны.

В Ащизекской зоне среди зеленоцветных полимиктовых песчаников и алевролитов с граптолитами раннего–среднего лландовери присутствуют протяженные олистоплаки, тектонические пластины и глыбы красных яшм и базальтов [Кошкин и др., 1987]. Глыбы и олистоплаки яшм, охарактеризованные конодонтами позднего лланвирна–лландейло, по-видимому, являются фрагментами разрезов казыкской и тюретайской свит Балхашской зоны. Кроме того, среди песчаников встречаются глыбы яшм с конодонтами карадока–ашгилла, аналоги которых среди комплексов Балхашской зоны отсутствуют и известны только в пределах Агадырской зоны.

Нижнесилурийские олистостромы Успенской и Ащизекской зон перекрываются мощными флишевыми толщами ранне-позднесилурийского возраста, кото-



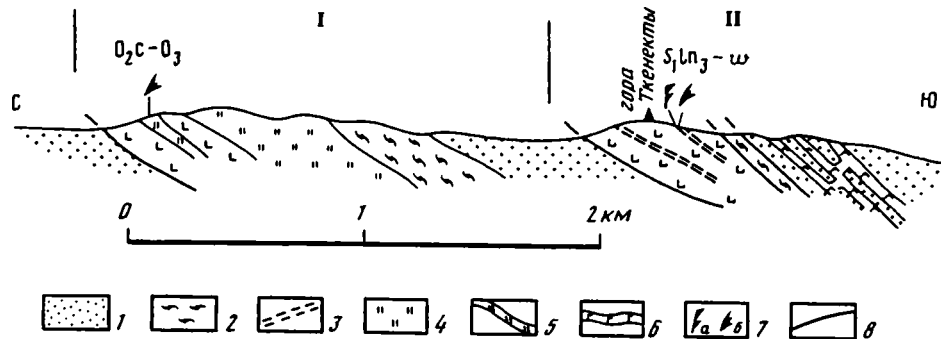


Рис. 44. Схематический геологический разрез Агадырской зоны в районе горы Ткенекты (по А.С. Якубчуку)

1 – верхнесилурийские терригенные толщи; 2 – агадырская свита; 3–5 – талдыэпинская свита, пачки; 3 – вулканогенно-осадочная, 4 – осадочная, 5 – вулканогенная; 6 – дайки и силлы габбро и долеритов; 7 – места находок: граптолитов (а) и конодонтов (б); 8 – границы тектонических пластин
Пластины: I – Северная, II – Южная

рые широко распространены в Жаман-Сарысуйском синклинии и юго-восточнее Ащиозекской зоны [Бандалетов, 1969] (см. рис. 2; вкл.).

Агадырская зона располагается юго-западнее Тектурмасской и имеет протяженность около 200 км. Исследования последних лет позволили установить возраст кремнисто-базальтовых толщ этой зоны и их покровно-складчатую структуру [Якубчук, 1990].

Комплексы Агадырской зоны слагают крупный шарьяж, надвинутый на силурийские терригенные толщи Жаман-Сарысуйского синклиния. В строении зоны участвуют вулканогенно-кремнистые толщи, слагающие тектонические покровы, и пластины, заключенные среди терригенных толщ верхнего силура (рис. 43, 44). Мощность тектонических покровов и пластин от первых метров до десятков, реже сотен метров и первых километров. Покровы имеют сложное строение и часто многократно расчленены.

Ультрамафит-габбровые комплексы в Агадырской зоне представлены редкими изолированными телами серпентинитов.

Кремнисто-базальтовые толщи объединены в талдыэпинскую свиту и наиболее хорошо изучены в окрестностях горы Ткенекты (рис. 45). Здесь выделяются две пластины – северная и южная, различающиеся по составу слагающих их пород. В северной пластине выделяются (снизу вверх) нижняя вулканогенная (базальтовая) и верхняя, осадочная пачки, а в южной – вулканогенно-осадочная. По сходству состава пород и одновозрастности органических остатков предполагается синхронность образования осадочной и вулканогенно-осадочной пачек. Выше они сменяются агадырской свитой красных кремнистых алевролитов раннесилурийского возраста, которая располагается в разрезах между талдыэпинской свитой и флишеидными толщами верхнего силура.

←

Рис. 43. Схема строения Агадырской зоны (по данным М.З. Новиковой и А.С. Якубчука)

1 – верхнепалеозойские эффузивы; 2 – верхнедевонские терригенно-вулканогенные толщи; 3, 4 – флишевые комплексы Жаман-Сарысуйского синклиния; 3 – нижнедевонские, 4 – верхнесилурийские; 5–8 – комплексы Агадырской зоны: 5 – верхнесилурийские флишеидные и олистостромовые толщи, 6 – зоны тектонического меланжа, 7 – базальты талдыэпинской свиты, 8 – тела габбро и габбро-диабазов; 9 – докембрийские кварциты и сланцы Актау-Монитинского массива; 10 – позднепалеозойские гранитоиды; 11 – граница тектонического покрова комплексов Агадырской зоны; 12 – граница тектонических пластин в Агадырской зоне; 13 – прочие разрывные нарушения. Опорный участок (цифра в кружке): 1 – горы Ткенекты

Ордовикская		Силурийская			Система
Средний	Верхний	Нижний		Верхний	Отдел
	Ашгильский	Пландоверийский	Венлокский	Пудловский	Ярус
Карадокский					

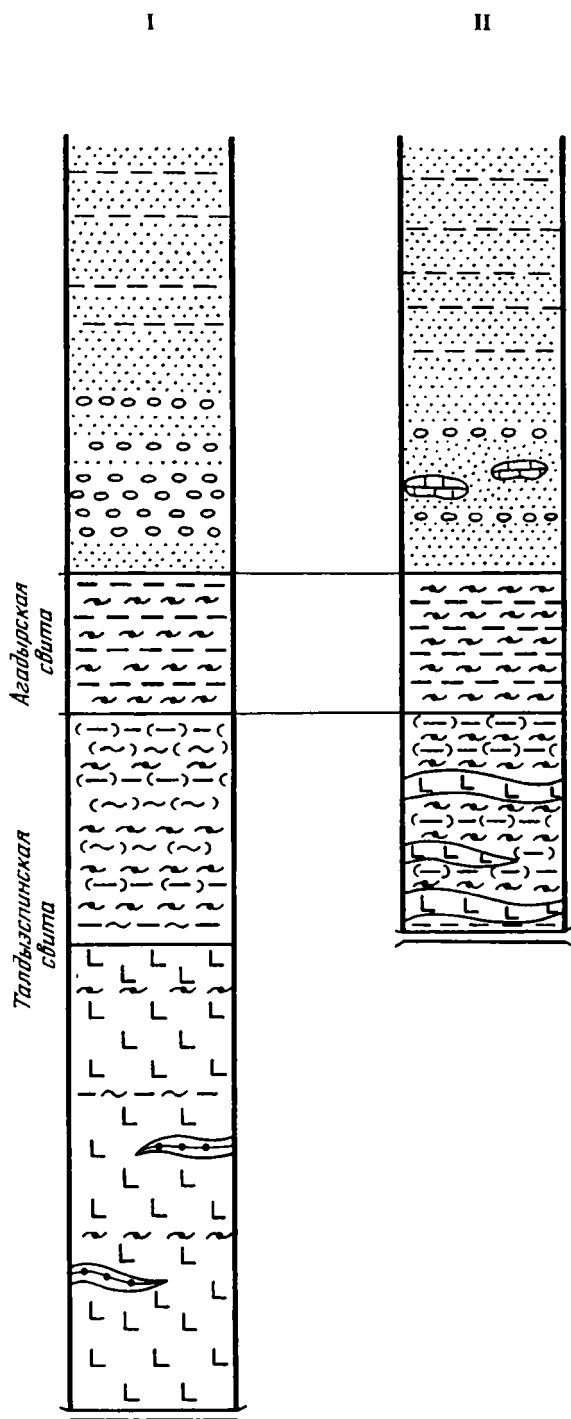


Рис. 45. Схематические разрезы нижнепалеозойских и силурийских комплексов Агадырской зоны

Условные обозначения см. рис 5, 9

Пластины: I – Северная, II – Южная

Вулканогенная пачка (верхи карадока–верхний ордовик) сложена зелено-серыми базальтами, спилитами, вариолитами с подушечной и трубчатой отдельностью, массивными, реже миндалекаменными. Среди базальтов иногда присутствуют мало мощные линзы красных слоистых яшм и очень редко – пачки темно-вишневых, красно-вишневых железистых алевролитов, туфоалевролитов, кремнистых алевролитов и аргиллитов, глинистых яшм. Видимая мощность пачки не превышает 200–250 м.

Осадочная пачка также содержит отдельные потоки базальтов, но в основном сложена кремнистыми и кремнисто-железистыми алевролитами и туфоалевролитами. Видимая мощность пачки не превышает 50 м.

Вулканогенно-осадочная пачка (лландовери–низы венлока) распространена только в пределах южной пластины и состоит из чередующихся базальтов, долеритов и туфогенно-осадочных пород. Базальты и долериты мощностью 5–15 м обычно хорошо раскристаллизованы, имеют неясную подушечную отдельность. Туфогенно-осадочные породы обнажаются среди долеритов в виде прослоев (мощность 1–2 м). Внутри их наблюдается частое чередование пестроокрашенных, серо-зеленых, вишнево-красных и железистых туфоалевролитов, туффитов, яшм, кремнистых туффитов. Видимая мощность пачки до 50 м. Общая мощность, талдыэспинской свиты не превышает 500 м.

Агадырская свита сложена в основном красными, вишнево-красными алевролитами, туфоалевролитами с редкими прослоями зелено-серых туфоалевролитов. В нижней части отмечаются темно-вишневые марганцовистые пеплстые и алевритисто-глинистые слоистые яшмы, иногда гематитизированные или превращенные в метосоматические гематитовые кварциты. Видимая мощность свиты в частных разрезах 75–90 м. В алевролитах собраны редкие конодонты раннего силура. Агадырская свита имеет тектонические взаимоотношения как с подстилающими, так и с перекрывающими толщами. Предполагается, что ранее она занимала положение между талдыэспинской свитой и терригенными породами верхнего силура.

Верхнесилурийские толщи подстилают и перекрывают пластины, сложенные породами талдыэспинской свиты. В строении этих толщ принимают участие зеленоцветные конгломераты, песчаники, алевролиты. В некоторых разрезах отмечается присутствие глыб и отторженцев базальтов талдыэспинской свиты [Тевелев и др., 1997]. Среди песчаников и алевролитов присутствуют линзы органогенных известняков, по простиранию переходящие в известковистые конгломераты. В известняках собраны брахиоподы и кораллы венлока–раннего лудлова [Ненашев и др., 1965].

Глава 4

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ И СИЛУРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКОЙ ОБЛАСТИ

В строении Джунгаро-Балхашской области принимают участие нижнепалеозойские и силурийские образования, среди которых выделяются дифференцированные вулканические серии островодужного типа, аккреционные и флишевые комплексы.

Островодужные комплексы. Островодужные вулканические серии в основном приурочены к Северо-Карагандинской и Предчингизской зонам и локально распространены в пределах Тектурмасской и Балхашской зон. В их составе преобладают эффузивы, туфы, вулканогенно-осадочные породы среднего и основ-

ного состава. В то же время определенная роль в некоторых разрезах принадлежит эффузивам среднего и кислого состава. Островодужные разрезы обладают значительной фациальной изменчивостью – на небольших расстояниях эффузивы могут замещаться пирокластическими и туфотерригенными толщами, что свидетельствует о существовании вулканических аппаратов центрального типа. Характерными осадочными породами средне-верхнеордовикских вулканических толщ являются органогенные известняки, содержащие разнообразную бентосную фауну, в то же время для ниже-среднеордовикских разрезов более типичны прослои кремнисто-туфогенных пород с остатками конодонтов. Островодужные вулканические серии имеют значительную (до 2000–2500 м) мощность. По химическому составу они могут сопоставляться с образованиями островных дуг [Магматические комплексы..., 1982]. Для эффузивов Северо-Карагандинской зоны существуют данные об изменении состава вулканитов вкрест простираения этой структуры. Так, в южной части зоны (горы Байдаулет, район пос. Матак) преобладают вулканические образования с натровым типом щелочности, в то же время в северной части (окрестности массива Караулчеку и пос. Александровка) значительную роль в разрезах играют эффузивы трахибазальтового, трахиандезитобазальтового и трахиандезитового состава, в которых содержание K_2O достигает 2,5%.

Островодужные комплексы Джунгаро-Балхашской области, вероятно, формировались на меланократовом фундаменте, фрагменты которого присутствуют среди дифференцированных вулканических толщ, и представлены либо полными офиолитовыми разрезами (массив Караулчеку), либо серпентинитовым меланжем и блоками базальтов с линзами яшм нижнего (Северо-Карагандинская и Предчингизская зоны) и среднего (Тектурмасская и Балхашская зоны) ордовика.

Возрастной интервал островодужных вулканитов Северо-Карагандинской и Предчингизской зон охватывает весь ордовик, за исключением самых низов. При этом преобладают среднеордовикские эффузивы, а в раннем и позднем ордовике большим распространением пользуются туфотерригенные и карбонатные породы. В то же время на северо-западе Тектурмасской и Балхашской зон известны только карадокско-верхнеордовикские вулканические толщи. Таким образом, можно предположить, что в течение среднего–позднего ордовика происходило некоторое омоложение возраста вулканических серий в юго-западном направлении.

Аккреционные комплексы широко распространены в Джунгаро-Балхашской области, участвуя в строении всех зон, за исключением Северо-Карагандинской и Предчингизской.

Аккреционные комплексы имеют сложную покровно-складчатую структуру, формирование которой происходило в течение длительного времени [Якубчук и др., 1989]. В их составе присутствуют фрагменты офиолитовых, кремнисто-базальтовых и кремнистых разрезов, которые слагают либо крупные пластины, либо глыбы и отторженцы в олистостромовых толщах.

Офиолиты известны в Тектурмасской и Балхашской зонах. Большая их часть превращена в различные серпентинитовые меланжи, в составе которых присутствуют блоки и глыбы серпентинизированных перидотитов, габброидов и диабазов. На некоторых участках сохранились слабонарушенные офиолитовые разрезы, в которых выделяются дунит-гарцбургитовый и ультрамафит-габбровый комплексы, а также параллельные дайки и силлы [Якубчук и др. 1988].

Кремнисто-базальтовые толщи сложены в основном афировыми и миндалекаменными базальтами с редкими прослоями туфов и лавобрекчий основного состава. Среди осадочных прослоев преобладают красные яшмы, реже встречаются кремнистые алевролиты и туффиты, образующие маломощные линзы. Характерно полное отсутствие в осадочных прослоях известняков, фтанитов и кремней. Органические остатки в кремнисто-базальтовых толщах представлены только конодонтами и радиоляриями. Мощность разрезов не превышает нескольких сот мет-

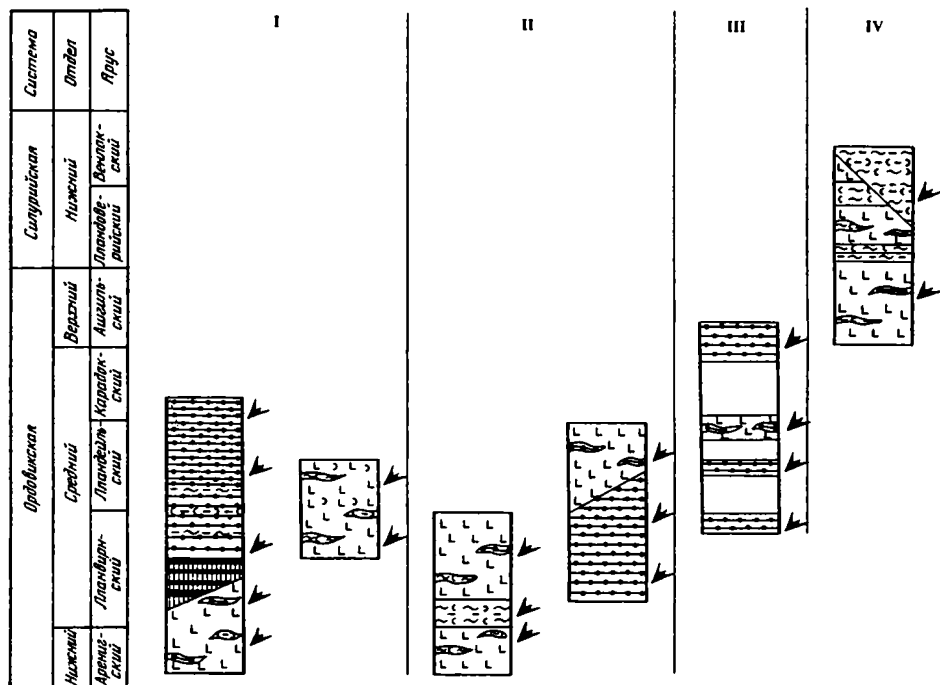


Рис. 46. Основные типы разрезов кремнисто-базальтовых и кремнистых формаций Джунгаро-Балхашской области

Условные обозначения см. рис. 5, 9, 18, 26

Зоны: I – Тектурмасская, II – Балхашская, III – Успенская и Ащизовская, IV – Агадырская

ров. Петрохимические данные о составе базальтов позволяют относить их к образованиям бассейнов с океанической корой [Якубчук, 1991].

Для кремнистых толщ характерно преобладание в разрезах различных яшм, реже встречаются кремни и кремнистые алевролиты. Среди органических остатков в кремнистых породах известны только конодонты и радиолярии. Мощность разрезов не превышает 100–150 м, хотя ее оценка сильно затруднена из-за их сильной дислоцированности и отсутствия стратиграфических контактов с подстилающими комплексами.

Возрастной интервал, который охватывают кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы, изменяется в юго-западном направлении. В Тектурмасской и Балхашской зонах эти образования имеют лланвиринско-лландейльский возраст. В Успенской и Ащизовской зонах наряду с фрагментами кремнистых и кремнисто-базальтовых разрезов этого возраста появляются и карадок-ашгильские. Для Агадырской зоны характерны верхнеордовикские и нижнесилурийские кремнисто-базальтовые толщи (рис. 46).

Таким образом, происходит омоложение возраста кремнисто-базальтовых и кремнистых комплексов в юго-западном направлении от среднего ордовика до раннего силура. При этом, если учитывать раннеордовикский возраст яшмо-базальтовых толщ в Северо-Карагандинской и Предчингизской зонах, возрастной диапазон формирования этих образований в Джунгаро-Балхашской области будет охватывать интервал от раннего ордовика до раннего силура включительно.

Олистостромовые толщ в Тектурмасской и Балхашской зонах имеют кремнисто-туфогенный матрикс, состоящий из пестроцветных глинистых яшм, кремни-

Средняя	Верхний	Силурийская	Система
	Нижний	Верхний	Отдел
Пландоверийский и венгрокский	Лудловский	Ярус	
Ордовикская	Верхний	Силурийская	Система
Средний	Ашгильский	Верхний	Отдел
Карадокский		Лудловский	Ярус

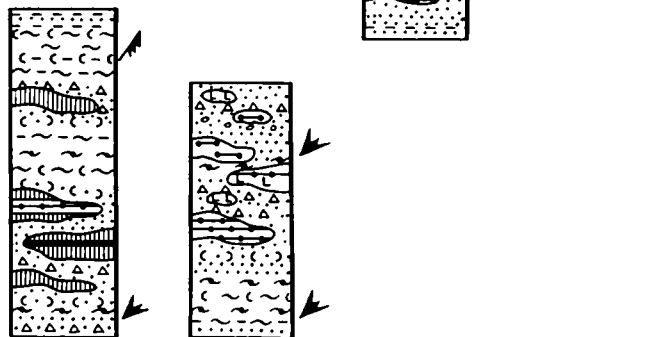


Рис. 47. Основные типы разрезов кремнисто-туфогенных и олистостромовых формаций Джунгаро-Балхашской области

Условные обозначения см. рис. 5, 9, 26, 28

Зоны: I – Тектурмасская, II – Балхашская, III – Успенская и Ащиозекская, IV – Агадырская

стых алевролитов, туффигов, туфопесчаников, гравелитов, конгломератов и конглобрекций, в котором находятся отторженцы и пластины яшм и базальтов, в мелких глыбах также присутствуют габброиды и ультрабазиты. Характерно полное отсутствие глыб и более мелких обломков карбонатных пород. В Успенской, Ащиозекской и Агадырской зонах олистостромы имеют терригенный матрикс, представленный зеленоцветными полимиктовыми песчаниками и алевролитами, среди которых присутствуют мелкие глыбы и крупные отторженцы кремнистых и кремнисто-базальтовых разрезов. В Агадырской зоне, кроме песчаников и алевролитов, широко распространены полимиктовые конгломераты, а также линзы, валуны и мелкие гальки органогенных известняков.

Для олистостромовых толщ в юго-западном направлении устанавливается омоложение их возраста. В Тектурмасской и Балхашской зонах микститы имеют среднекарадокско-раннесилурийский возраст, в Успенской и Ащиозекской зонах известны только раннесилурийские олистостромы, а в Агадырской зоне – позднесилурийские (рис. 47).

Флишевые комплексы распространены во всех зонах Джунгаро-Балхашской области и перекрывают как островодужные, так и аккреционные образования.

Флишевые комплексы образованы мощными (до 3–4 км) терригенными толщами, в строении которых преобладают ритмично переслаивающиеся полимиктовые песчаники и алевролиты.

В Предчингизской и Северо-Карагандинской зонах флишевые толщи залегают на ордовикских островодужных вулканитах, имеют раннесилурийский возраст и перекрываются красноцветами верхнего силура. К северу от Тектурмасской и Балхашской зон нижнесилурийский флиш подстилается аккреционными комплексами и перекрывается терригенно-карбонатными и туфогенными толщами верхнего силура. К югу от Успенской (Жаман-Сарысуйский синклиниорий) и Ащиевской зон флиш силурийско-раннедевонского возраста перекрывает нижнесилурийские олистостромы. В Агадырской зоне флишеидное строение имеет верхняя часть верхнесилурийского олистострома, а более молодые образования представлены только верхнедевонскими эффузивами.

Следовательно, в юго-западном направлении происходит омоложение возрастного интервала флишевых толщ от раннего силура до позднего силура–раннего девона.

В раннем ордовике произошло заложение Предчингиз-Северокарагандинской энсиматической островной дуги. Она, вероятно, располагалась в краевой части бассейна с океанической корой. Характер сочленения этого бассейна с островной дугой в течение раннего ордовика в настоящее время остается неясным.

В среднем ордовике начинается формирование аккреционных комплексов и причленение их к островной дуге. Можно предполагать, что первый этап аккреции завершился к началу карадока, когда к островной дуге причленились фрагменты лланвирн-лландейльской океанической коры, а островодужные комплексы появились в Тектурмасской и Балхашской зонах.

В течение карадока–позднего ордовика продолжалось формирование аккреционной призмы с фронтальной стороны островной дуги, что фиксируется в Тектурмасской и Балхашской зонах, в строении которых участвуют фрагменты среднеордовикской океанической коры. В океаническом бассейне продолжается новообразование коры и формирование кремнисто-базальтовых толщ, которые известны в Агадырской зоне (рис. 48).

В раннем силуре более древние аккреционные и островодужные комплексы Предчингизской, Северо-Карагандинской, Тектурмасской и Балхашской зон перекрываются мощными флишевыми толщами, которые выполняют Нурынско-Северобалхашский прогиб [Рязанцев, 1998]. Формирование аккреционной призмы происходит к юго-западу от этого прогиба (Успенская и Ащиевская зоны), где в ее строении участвуют фрагменты средне-позднеордовикской океанической коры. О продолжении процессов спрединга в бассейне с океанической корой свидетельствуют раннесилурийские кремнисто-базальтовые комплексы Агадырской зоны.

В позднем силуре ось флишевого прогиба смещается к юго-западу (Жаман-Сарысуйский синклиниорий и южная часть Ащиевской зоны), где мощные терригенные зеленоцветные толщи залегают на более древних аккреционных комплексах. К северу от осевой зоны происходит накопление красноцветных и терригенно-карбонатных мелководных толщ. Юго-западный борт прогиба образован аккреционной призмой, формирование которой происходит в Агадырской зоне. В ее строении участвуют фрагменты позднеордовикско-раннесилурийской океанической коры.

В заключение можно отметить некоторые закономерности эволюции Джунга-ро-Балхашской области.

1. Вовлечение в течение карадока–позднего силура в процессы аккреции фрагментов все более молодой океанической коры может свидетельствовать о субдук-

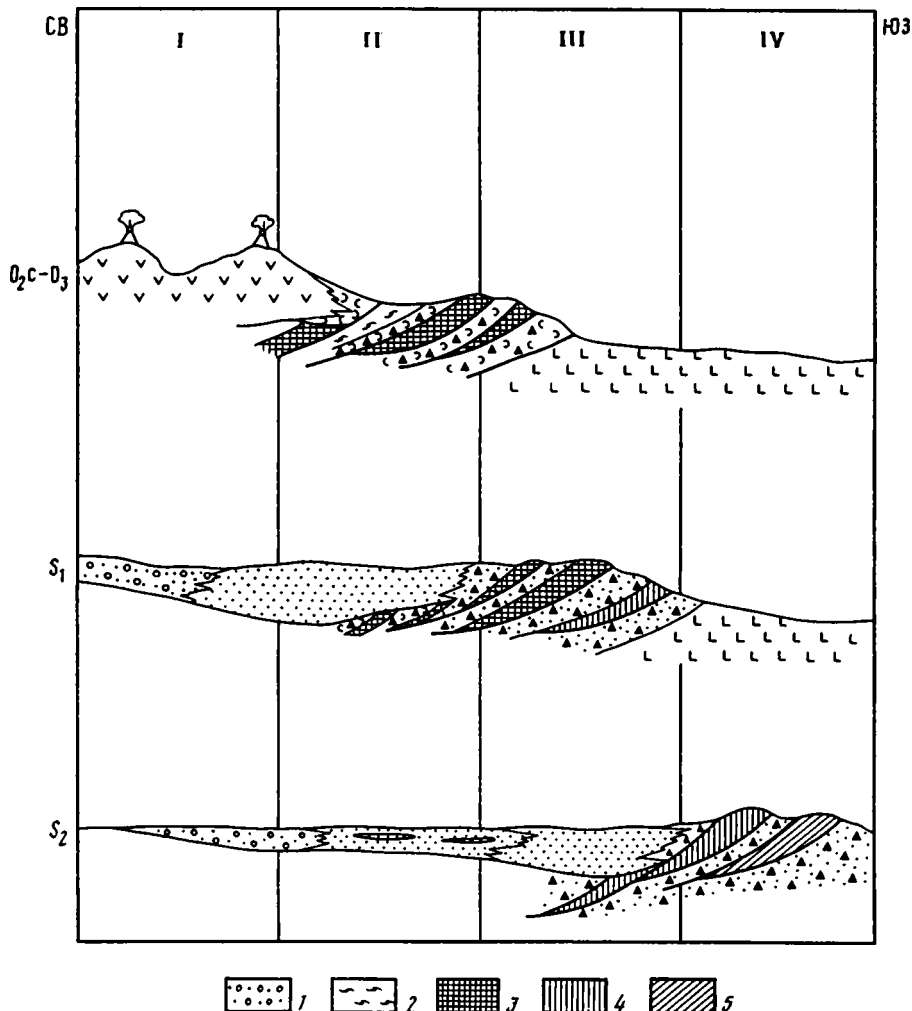


Рис. 48. Палеотектонические профили для среднеордовикско-силурийского этапа эволюции Джунгаро-Балхашской области (по данным А.В. Рязанцева [1998] с изменениями и дополнениями)

1 – красноцветные молассы; 2 – кремнисто-туфогенные толщи; 3–5 – фрагменты океанической коры: 3 – среднего ордовика, 4 – позднего ордовика, 5 – раннего силура. Остальные условные обозначения см. на рис. 30.

Зоны: I – Северо-Карагандинская и Предчингизская, II – Тектурмасская и Балхашская, III – Успенская и Ащизекская, IV – Агадырская

ции, близкой к ортогональной. Это отличает Джунгаро-Балхашскую область от Бошекуль-Чингизской, где предполагается косая субдукция.

2. Формирование аккреционных комплексов в Джунгаро-Балхашской области сопровождалось островодужным магматизмом только на протяжении карадок-позднего ордовика, а вопрос о соотношении аккреции и островодужного вулканизма в течение силура, вероятно, может быть решен при анализе эволюции обеих областей восточной части Казахстана.

**МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ
ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОГО БАСЕЙНА
И ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ
РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ
В КАЗАХСТАНЕ**

Проблема существования палеоокеанических бассейнов и восстановления их бывшего положения является одной из ключевых для понимания эволюции островодужных систем, формирующихся в краевых частях этих бассейнов. Однако реконструкция палеоокеанов возможна только на основании изучения окраинно-континентальных комплексов, фрагменты которых сохраняются в современной структуре.

Долгое время при господстве фиксистской парадигмы вопрос о существовании древних океанических бассейнов не обсуждался. После обоснования вывода об офиолитах как океанической коре геологического прошлого [Пейве, 1969] и с развитием мобилистических представлений возникло предположение о палеоокеанах.

Местоположение такого бассейна однозначно восстанавливается для палеозойских и мезозойских окраинно-континентальных структур Тихоокеанского пояса, где предполагается унаследованное с позднего докембрия развитие Тихого океана. Здесь океанические образования входят в состав сложнопостроенных аккреционных комплексов, формировавших во фронтальных частях островных дуг и краевых вулканических поясов, для которых установлены омоложение и миграция в направлении Тихого океана [Пушаровский, Меланхолина, 1992; Соколов, 1992].

Более сложна и неоднозначна реконструкция местоположения палеоокеана для структур Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса, расположенных вдали от мезозойско-кайнозойских океанов. В пределах этого пояса широко распространены позднедокембрийские и палеозойские офиолиты, островодужные и флишиодные комплексы, а также докембрийские сиалические массивы, перекрытые терригенно-карбонатными чехлами. Эти образования участвуют в строении большого количества различно ориентированных и сложнопостроенных зон.

На первых палеореконструкциях позднедокембрийско-палеозойский океанический бассейн занимал всю территорию Урало-Монгольского пояса – между Восточно-Европейской, Сибирской и Таримской платформами – и представлял собой совокупность котловин с океанической корой и докембрийских микроконтинентов. Считалось, что офиолиты являются наиболее древними среди палеозойских комплексов и отражают океаническую стадию развития всего этого региона. Переходная стадия эволюции Урало-Монгольского пояса ознаменовалась постепенным отмиранием океанического бассейна и широким развитием островодужных образований. На этом этапе формирование океанической коры продолжалось в небольших остаточных окраинно-морских структурах. Свое развитие Урало-Монгольский покровно-складчатый пояс завершил на континентальной стадии, когда произошло окончательное замыкание бассейнов с океанической корой, внедрение больших объемов гранитоидов и формирование континентальной коры. Таким образом, предполагалось, что палеозойская континентальная кора в пределах Урало-Мон-

гольского пояса формировалась при автохтонном преобразовании океанической коры Палеоазиатского океана, размеры которого сопоставимы с пространством, которое занимает Урало-Монгольский пояс [Тектоника Северной Евразии, 1980; Тектоника Казахстана, 1982].

Дальнейшее изучение Урало-Монгольского пояса, в первую очередь офиолитов, показало, что последние не относятся к древнейшим образованиям, имеют различный возраст и не всегда являются фундаментом для островодужных комплексов. В результате большинство офиолитов как Центрального Казахстана, так и всего пояса стали интерпретировать как фрагменты коры задуговых и междуговых бассейнов [Якубчук, 1990; Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Дегтярев, 1997].

При проведении рассмотренных выше реконструкций основное значение придавалось современной структуре, а также возрасту и строению офиолитовых комплексов.

Последующее комплексное изучение офиолитов и кремнисто-вулканогенных образований Центрального Казахстана и Урало-Монгольского пояса показало, что здесь редко сохраняются полные ненарушенные разрезы. Наиболее характерно нахождение разновозрастных фрагментов океанической коры в виде тектонических пластин и отторженцев в составе олистостромовых и кремнисто-туфогенных толщ, имеющих сложное покровно-складчатое и чешуйчато-надвиговое строение. Эти комплексы, формирование которых происходило в субдукционных обстановках, имеют различный возраст и пространственно сопряжены с островодужными вулканическими сериями и флишевыми толщами, которыми часто перекрываются. Для восточной части Центрального Казахстана удалось выявить, что в юго-западном направлении происходит омоложение аккреционных, островодужных и флишевых комплексов [Yakubchuk, 1997]. Таким образом, для нижнепалеозойских и силурийских образований восточной части Центрального Казахстана установлены те же закономерности, что и для окраинно-континентальных Тихого океана. Используя эту аналогию, была предпринята попытка реконструировать местоположение палеоокеанического бассейна. При этом все структуры Центрального Казахстана стали рассматриваться как фрагменты активной континентальной окраины, испытывающей площадное наращивание за счет приращения все более молодых аккреционных комплексов. В этом случае (по аналогии с Тихим океаном) предполагается, что палеоокеан находился со стороны наиболее молодых аккреционных, островодужных и флишевых комплексов, т.е. к юго-западу от современных структур Центрального Казахстана [Sengor, Natalin, 1996; Yakubchuk, 1997].

Анализ рассмотренных выше реконструкций показывает, что при их проведении основное внимание уделялось строению, составу, закономерностям площадного распространения и направленности изменения возрастного диапазона различных субдукционных комплексов.

Применение этих принципов при детальном анализе раннепалеозойских субдукционных комплексов, проведенном в предыдущих главах монографии, позволяет сделать выводы о местоположении палеоокеанического бассейна, в краевой части которого развивались окраинно-континентальные структуры Центрального Казахстана.

В Божекуль-Чингизской и Джунгаро-Балхашской областях установлено, что в юго-западном направлении происходит следующее.

1. Омоложение и миграция аккреционных комплексов в течение аренига–позднего силура (см. рис. 30, 48). Возраст фрагментов океанической коры, входящих в состав комплексов, в том же направлении изменяется от раннего кембрия до раннего силура.

2. Омоложение возраста островодужных вулканических серий (от лланвирна до раннего силура), которое сопровождается миграцией в том же направлении вулканических фронтов островодужных систем.

3. Изменение возраста флишoidных толщ, формировавшихся в преддуговых бассейнах (особенно в Джунгаро-Балхашской области) в течение ордовика и силура.

На основании этих данных и по аналогии с мезозойско-кайнозойскими окраинами Тихого океана можно предположить, что палеозойский океанический бассейн находился к юго-западу от структур Божекуль-Чингизской и Джунгаро-Балхашской областей. Этот вывод совпадает со сделанным ранее заключением о местоположении палеоокеана [Sengor et al., 1993; Sengor, Natalin, 1996; Yakibchuk, 1997].

Палеоокеанический бассейн развивался в течение достаточно длительного времени. Об этом свидетельствует присутствие фрагментов океанической коры раннекембрийско-раннесилурийского возраста в составе аккреционных комплексов Божекуль-Чингизской и Джунгаро-Балхашской областей. Более молодые (девонские) офиолиты и кремнисто-базальтовые комплексы известны южнее и юго-восточнее Агадырской и Балхашской зон – в восточных предгорьях Джунгарского Алатау [Дегтярев и др., 1993] и в Западной Джунгарии [Аристов и др., 1993].

Таким образом, возраст фрагментов океанической коры этого бассейна охватывает интервал от раннего кембрия до конца девона. Длительное время существования палеоокеана (около 200 млн лет) дает возможность предположить его значительные размеры, сопоставимые с таковыми современных океанических бассейнов. Представление о размерах этого бассейна (например, о расстояниях от островных дуг до осей спрединга) могли бы дать палеомагнитные данные, которых для палеозойских комплексов Центрального Казахстана много [Печерский, Диденко, 1995]. Однако использование этих данных для подобных построений невозможно, поскольку подавляющее большинство палеомагнитных характеристик получено для разновозрастных офиолитов и кремнисто-базальтовых толщ, в то время как островодужные вулканические комплексы или образования преддуговых бассейнов лишены таких характеристик. Поэтому в настоящее время можно только предполагать, что размеры палеозойского океанического бассейна могли быть значительными.

Современные активные окраины по особенностям своего строения разделяются на окраины Андского и Западно-Тихоокеанского типов [Хаин, Ломизе, 1995]. Можно предполагать, что такая же типизация применима и к палеоокраинам.

Для обоснования одной из моделей строения раннепалеозойской активной окраины в Казахстане необходимо провести анализ площадного распространения островодужных и аккреционных комплексов, а также выявить соотношения разновозрастных фронтов островодужного вулканизма друг с другом.

Особенностью структур восточной части Центрального Казахстана является то, что разновозрастные аккреционные и островодужные комплексы на площади повторяются дважды. Так, в пределах Божекуль-Чингизской системы известны среднеордовикско-силурийские островодужные вулканические серии и аккреционные комплексы, омоложение которых происходит в юго-западном направлении. Островодужные и аккреционные комплексы такого же возраста выявлены и в Джунгаро-Балхашской области (см. рис. 2; вкл.). В то же время аналогия разновозрастных образований обеих областей не полная. Так, в позднеордовикских и силурийских аккреционных комплексах Божекуль-Чингизской области присутствуют фрагменты океанической коры кембрия–среднего ордовика, а в Джунгаро-Балхашской области – только среднего ордовика–раннего силура. Кроме того, в Джунгаро-Балхашской области отсутствуют кембрийские комплексы. Силурийские островодужные вулканические серии распространены исключительно в Божекуль-Чингизской области, в пределах Джунгаро-Балхашской развиты аккреционные и флишoidные комплексы этого возраста.

Анализ соотношения друг с другом разновозрастных фронтов островодужного вулканизма может быть проведен для двух регионов в восточной части Центрального Казахстана.

1. Чингизская палеоостроводужная система (Бошекуль-Чингизская область) и Предчингизская зона (Джунгаро-Балхашская область).

В Чингизской системе установлена миграция фронта островодужного вулканизма в юго-западном направлении в течение среднего ордовика–раннего силура. При этом перед раннесилурийским вулканическим фронтом выявлены и аккреционные комплексы этого возраста (Маялжен-Балкыбекская зона). В Предчингизской зоне, расположенной юго-западнее Чингизской системы, широко распространены островодужные вулканиды среднего, а в ряде участков и позднего ордовика. Следовательно, более древний (средне-позднеордовикский) вулканический фронт располагается перед более молодым (раннесилурийским) фронтом и аккреционными комплексами этого же возраста. Ордовикские и силурийские островодужные вулканиды Чингизской системы и Предчингизской зоны перекрываются образованиями девонского вулканического пояса.

2. Бошекульская палеоостроводужная система (Бошекуль-Чингизская область) и Северо-Карагандинская зона (Джунгаро-Балхашская область).

В Бошекульской системе выявляется миграция фронта островодужного вулканизма в южном и юго-восточном направлениях в течение раннего–позднего ордовика. Наиболее молодым является позднеордовикский вулканический фронт (Майкаинская зона). В расположенной южнее Северо-Карагандинской зоне широко распространены среднеордовикские островодужные вулканиды. Таким образом, среднеордовикский вулканический фронт располагается перед позднеордовикским. Ордовикские вулканические образования Бошекульской системы и Северо-Карагандинской зоны перекрываются силурийскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами.

Возможна различная интерпретация выявленных закономерностей площадного распространения аккреционных комплексов и положения фронтов островодужного вулканизма. Наиболее вероятны две модели строения раннепалеозойской активной окраины в Казахстане: океан–островная дуга–краевой бассейн с океанической корой–островная дуга; океан–островная дуга.

Рассмотрим каждый из вариантов более подробно.

1. Сложная активная окраина: океан–островная дуга–краевой бассейн–островная дуга.

Эта модель наиболее распространена в реконструкциях окраинно-континентальных структур Казахстана [Дегтярев, 1997; Yakubchuk, 1997]. В этом случае предполагается, что окраинный бассейн возникает только в ордовике между Бошекуль-Чингизской и Предчингиз-Северокарагандинской островными дугами. При этом последняя более молодая и выдвинутая в сторону океана. Окраинный бассейн развивается в течение ордовика–начала силура, а его закрытие происходит в результате коллизии обрамляющих дуг. Предполагается, что ордовикско-силурийские аккреционные комплексы Бошекуль-Чингизской области формируются при субдукции океанической коры окраинного бассейна, а аккреционные комплексы Джунгаро-Балхашской области содержат фрагменты коры палеоокеана.

Для принятия рассмотренной выше модели существуют некоторые проблемы. Так, если формирование аккреционных комплексов в Бошекуль-Чингизской области продолжается на протяжении ордовика–раннего силура, то можно было бы предположить, что задуговый спрединг в окраинном бассейне имеет такой же возрастной диапазон и, следовательно, в этой области должны существовать фрагменты океанической коры такого же возраста. Однако в Бошекуль-Чингизской области известны только офиолиты и кремнисто-базальтовые комплексы раннего–среднего ордовика, в то время как фрагменты океанической коры позднего ордовика и раннего силура выявлены лишь в Джунгаро-Балхашской области. Следовательно, остается неясным вопрос: в результате каких процессов происходило формирование позднеордовикских и раннесилурийских аккреционных комплексов в Бошекуль-Чингизской области. В случае существования окраинно-морского бассейна

необходимо предполагать разное время коллизии Божекульского и Северо-Карагандинского (перед началом силура), Чингизского и Предчингизского (перед началом девона) сегментов островных дуг.

2. Простая активная окраина: океан–вулканическая островная дуга.

Такая модель предполагает длительное – начиная с кембрия – существование в краевой части океанического бассейна вулканической островной дуги. В течение кембрия–начала ордовика субдукция под эту дугу не сопровождалась аккрецией и вся океаническая кора поглощалась. Начиная с ордовика и до конца силура во фронтальной части этой дуги формируется сложнопостроенная аккреционная призма, в строении которой участвуют фрагменты океанической коры кембрийско-раннесилурийского возраста. Этот вариант строения активной окраины близок к модели А.М. Шенгера и его соавторов [Sengor et al., 1993; Sengor, Natalin, 1996]. Такая островная дуга, вероятно, имела значительные размеры и гетерогенное строение. Одна ее часть (Божекуль-Чингизская) развивалась в течение кембрия–силура, а другая (Предчингиз-Северокарагандинская) существовала только в ордовике.

В процессе эволюции эта островная дуга, по-видимому, подвергалась значительным изгибам в плане и расчленению продольными сдвигами. По ним происходило повторение на площади разновозрастных аккреционных и островодужных комплексов, выявленное в восточной части Центрального Казахстана. Этими же причинами объясняется нахождение древних островодужных вулканических комплексов перед фронтом более молодых дуг.

Рассмотренная модель объясняет многие закономерности площадного распространения разновозрастных аккреционных и островодужных комплексов, но тем не менее остаются проблемы, решение которых затруднено.

Прежде всего не установлено время сдвигания островодужных и аккреционных комплексов, которое может определяться по соотношению разновозрастных фронтов островодужного вулканизма друг с другом и с аккреционными комплексами. Для Чингизской и Предчингизской дуг устанавливается, что фронт ордовикского вулканизма оказался перед раннесилурийским к началу девона, в то время как для Божекульской и Северо-Карагандинской дуг фронт среднеордовикского вулканизма перед фронтом позднеордовикского находился уже к началу силура. Таким образом, в разных частях одних и тех же островодужных систем выявлено различное время их деформации.

В рамках обеих моделей наиболее трудна интерпретация раннесилурийской обстановки. В это время при продолжающемся спрединге в океане формируются мощные аккреционные комплексы, а в преддуговом бассейне происходит накопление флишодных толщ, переходящих по простиранию в красноцветные молассы (Джунгаро-Балхашская область). Раннесилурийский островодужный вулканизм отмечается в Божекуль-Чингизской области. Для Божекульской части этот вулканизм можно связывать с субдукционными процессами в Джунгаро-Балхашской области, так как здесь деформация островной дуги и ее сдвигание уже произошли. Иная ситуация в Чингизской части, где островодужный вулканизм, по-видимому, связан с субдукцией и формированием аккреционных комплексов в Маяжен-Балкыбекской зоне этой же системы. Здесь деформация островной дуги произошла только к началу девона. Следовательно, сходные по своим характеристикам процессы, происходившие в раннесилурийское время в различных частях одних и тех же островодужных систем, могут иметь различную интерпретацию.

Таким образом, анализ моделей строения раннепалеозойской активной окраины позволяет сделать вывод, что некоторые проблемы остаются нерешенными. Поэтому в настоящее время невозможно отдать предпочтение ни одной из них.

Несмотря на неоднозначность вывода о типе строения активной окраины, результаты проведенных исследований подтверждают, что на основании подробного изучения субдукционных комплексов, выявления закономерностей их площадного распространения и направленности изменения возрастного диапазона можно делать выводы о местоположении палеоокеанического бассейна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение разнообразных сложнопостроенных раннепалеозойских и силурийских комплексов Центрального Казахстана показывает, что в настоящее время невозможно дать однозначную интерпретацию тектонических обстановок их формирования. В то же время могут быть сделаны некоторые обобщения, отражающие закономерности строения, площадного распространения и направленности изменения возрастного диапазона этих образований.

1. В строении восточной части Центрального Казахстана основную роль играют различные субдукционные комплексы, представленные островодужными вулканическими сериями и образованиями аккреционных призм, содержащими фрагменты океанической коры раннепалеозойского и силурийского возраста, и флишевыми толщами преддуговых бассейнов.

2. По особенностям строения раннепалеозойских и силурийских комплексов выделяются Божекуль-Чингизская и Джунгаро-Балхашская области, а в Божекуль-Чингизской области – Чингизская и Божекульская палеоостроводужные системы, в строении которых участвуют нижнепалеозойские и силурийские дифференцированные вулканические серии, аккреционные и флишевые комплексы. В строении Джунгаро-Балхашской области участвуют ордовикские островодужные вулканы, а также среднеордовикско-верхнесилурийские аккреционные и флишевые комплексы.

3. Для Чингизской и Божекульской палеоостроводужных систем показано, что в течение ордовика, а для Чингизской системы и раннего силура их фронт располагался с южной и юго-западной сторон, где в процессе субдукции происходило формирование сложнопостроенной аккреционной призмы, в строении которой участвовали фрагменты океанической коры кембрийско-среднеордовикского возраста. На протяжении этого времени аккреционные комплексы прилеплялись к островным дугам и увеличивали их площадь, что сопровождалось миграцией и омоложением фронта островодужного вулканизма в юго-западном и южном направлениях.

4. В Джунгаро-Балхашской области в течение карadoка–позднего ордовика во фронтальной части Предчингиз-Северокарагандинской островной дуги происходило формирование аккреционной призмы, содержащей фрагменты океанической коры лланвирн-лландейльского возраста. Площадное наращивание призмы продолжалось и в силуре, когда в процессы аккреции вовлекались фрагменты позднеордовикской и раннесилурийской океанической коры. При этом на протяжении среднего ордовика–силура в юго-западном и южном направлениях происходило омоложение возраста аккреционных и флишевых комплексов.

5. Как в Божекуль-Чингизской, так и в Джунгаро-Балхашской области для нижнепалеозойских и силурийских островодужных, аккреционных и флишевых комплексов выявлено омоложение их возраста в южном и юго-западном направлениях от кембрия до конца силура. Это позволяет предполагать, что палеозойский

океанический бассейн, в краевой части которого находились островные дуги Казахстана, располагался юго-западнее их современного положения.

6. В восточной части Центрального Казахстана разновозрастные аккреционные и островодужные комплексы на площади повторяются дважды, а древние островодужные вулканиты могут находиться перед фронтом более молодых дуг. Эти факты могут объясняться либо сложным строением активной окраины, когда существовали несколько островных дуг и разделяющие их окраинные бассейны с океанической корой, либо расчленением одной островной дуги продольными сдвигами, которые дублировали разновозрастные комплексы на площади и нарушали закономерности миграции фронтов островодужного вулканизма.

Завершающие стадии работы проводились при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 98-05-64888).

- Антонюк Р.М., Аксаментова Н.В.* Верхний ордовик и нижний силур Северо-Западного Предчирчикизья // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1964. № 4. С. 48–54.
- Аристов В.А., Моссаковский А.А., Поспелов И.И.* и др. Офиолитовые ассоциации Западной Джунгарии (КНР) // Докл. РАН. 1993. Т. 322, № 6. С. 746–751.
- Бандалетов С.М.* Силур Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1969. 149 с.
- Беляев О.Е., Биленко Е.А., Ушатинская Г.Т., Филатов А.Ю.* Силур Северного Предчирчикизья // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1989. № 1. С. 78–83.
- Беляев О.Е., Кабанов Ю.Ф., Сизачева Н.Н., Шеголева Л.А.* Геологическое строение и особенности развития широтной части краевой системы каледонид и варисцид Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977. С. 242–258.
- Борисенко В.И., Дегтярев К.Е., Бесстрашнов В.М.* Докембрийские метаморфические блоки и их соотношение с нижнепалеозойскими комплексами в земной коре Центрального Казахстана // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1993. С. 12–23.
- Борисенко В.И., Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е.* и др. Палеозойская геодинамика Центрального Казахстана // Тектонические исследования при средне- и крупномасштабном геокартировании. М.: Наука, 1989. С. 187–198.
- Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Восточно-Казахстанская серия. Объяснительная записка.* Алма-Ата, 1979. 184 с.
- Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Центрально-Казахстанская серия. Объяснительная записка.* Алма-Ата, 1980. 326 с.
- Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория.* Алма-Ата: Наука, 1977. 160 с.
- Геология СССР. Т. XX. Центральный Казахстан: Геологическое описание. Кн. 1. М., 1972. 532 с.*
- Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская Л.А., Якубчук А.С.* Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан). Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67, вып. 3. С. 60–76.
- Гришина Т.С., Клеина Л.Н.* Среднекембрийские микрофоссилии (акритархи) хребта Чингиз // Биостратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия Северной Азии. М.: Наука, 1983. С. 150–158.
- Дегтярев К.Е.* Два типа раннепалеозойских островодужных систем Центрального Казахстана // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 1. С. 74–77.
- Дегтярев К.Е.* Основные закономерности тектонической эволюции раннепалеозойских окраинных бассейнов Центрального Казахстана // Тектоника Азии: Тез. докл. М.: ГЕОС, 1997. С. 84–86.
- Дегтярев К.Е., Дубинина С.В., Орлова А.Р.* Стратиграфия и особенности строения нижнепалеозойского карбонатно-кремнисто-туфогенного комплекса хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1998. Т. 10. С. 25–35.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В.* Проблемы геологии орогенного силура и структуры с непрерывными разрезами в каледонидах Казахстана // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1993. С. 64–82.
- Дегтярев К.Е., Сережников Е.А., Дубинина С.В.* Древнейшие олистостромы Центрального Казахстана // Докл. РАН. 1995. Т. 320, № 2. С. 206–211.
- Дегтярев К.Е., Ступак А.Ф., Якубчук А.С.* Девонские офиолиты Джунгарского Алатау (Южный Казахстан) // Там же. 1993. Т. 333, № 1. С. 63–65.
- Дибенко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М.* и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 59–75.

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.

Жаутиков Т.М., Полянский Н.В., Лебедь Н.И. Стратиграфия верхнеордовикских и нижнесилурийских отложений Акбастау-Космурунского рудного поля // Вопросы геологии и металлогении Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1971. С. 58–69.

Журавлев Б.Я., Тевелев А.В., Федоров Т.О. и др. Сравнительный анализ девонского и позднепалеозойского вулканических поясов Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1988. С. 168–180.

Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей (овальный концентрически-зональный тип). М.: Недра, 1984. 208 с.

Звонцов В.С. Александровское полиметаллическое месторождение на северо-востоке Центрального Казахстана (геология, оруденение, некоторые вопросы генезиса) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1990. № 2. С. 21–35.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 327 с.; Кн. 2. 334 с.

Каишов А.Д., Каюпов А.К. Ордовикский вулканизм и медно-колчеданное оруденение Акбастау-Космурунского рудного поля. Алма-Ата: Наука, 1971. 265 с.

Конева С.П. Стенотекоиды и безрамковые брахиоподы нижнего и низов среднего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1979. 124 с.

Копяткевич Р.А. Раннеордовикская олистострома в хребте Чингиз // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1981. № 1. С. 41–43.

Копяткевич Р.А., Конева С.П. О возрасте так называемой шакпатасской свиты Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория // Там же. 1982. № 2. С. 58–61.

Копяткевич Р.А., Конева С.П., Назаров Б.Б. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении яшиоидов гор Ушкызыл // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974. Т. 1. С. 116–117.

Корень Т.Н., Лыточкин В.Н., Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю. Биостратиграфический анализ пелагических структурно-вещественных комплексов палеозоя для целей ГСР-50 и 200. СПб., 1993. 50 с.

Кошкин В.Я., Абдрахманов Б.М., Волков В.В., Мертенов В.М. Стратиграфия терригенно-кремнисто-базальтовой формации ордовика и силура Северного Прибалхашья // Региональная геология и геофизика. Алма-Ата, 1987. С. 6–15.

Лялин Ю.И., Миллер Е.Е., Никитина Л.Г. Вулканогенные формации Чингизского геантиклинория (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1964. 168 с.

Магматические комплексы Казахстана: Чингиз-Тарбагатайская складчатая система. Алма-Ата: Наука, 1982. 168 с.

Михайлова Н.Ф., Шебуняев М.П., Жуковский В.И., Москаленко Т.А. О находке среднеордовикских конодонтов в Майкаинском рудном поле // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1981. № 1. С. 41–43.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.

Ненашев Ю.П., Проскурников В.Е., Пупышев Н.А., Гурина Т.И. Стратиграфическое положение яшмо-диабазового комплекса в Жаман-Сарысуиском антиклинории // Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана. Л.: Недра, 1965. С. 45–60.

Никитин И.Ф. Еркебиданская и ангрensorская свиты среднего ордовика хребта Чингиз // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1960. № 3. С. 14–34.

Никитин И.Ф. Ордовик Казахстана. Ч. 1. Стратиграфия. Алма-Ата: Наука, 1972. 244 с.

Никитин И.Ф., Гридина Н.М., Жилкайдаров А.М., Степанец В.Г. О возрасте кувской свиты и районирование ордовикских отложений Западного Предчингизья // Геология Казахстана. 1995. № 2. С. 32–41.

Никитин И.Ф., Жилкайдаров А.М., Фрид Н.М. Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Юго-Западного Предчингизья // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1992. № 4. С. 57–70.

Новикова М.З., Герасимова Н.А., Дубинина С.В. Конодонты из вулканогенно-кремнистого комплекса Северного Прибалхашья // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 6. С. 1449.

Новикова М.З., Герасимова Н.А., Курковская Л.А. и др. Стратиграфия нижнепалеозойских вулканогенно-кремнистых толщ Майкаин-Кызылтасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 6. С. 47–63.

Новикова М.З., Кузнецов И.Е., Ряховский В.М., Сизачев С.П. Нижнепалеозойский раннегеосинклинальный вулканизм Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1988. С. 44–71.

Новикова М.З., Якубчук А.С., Кузнецов И.Е., Рязанцев А.В. Тектоническая позиция и типы офиолитовых ассоциаций Центрального Казахстана // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1991. С. 48–57.

Орлова А.Р., Курковская Л.А. Новые данные о граптолитах и конодонтах найманской свиты (нижний ордовик) хребта Чингиз, Центральный Казахстан // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 69, вып. 1. С. 43–47.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. и др. Палеозоида Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса // Сов. геология. 1972. № 12. С. 7–25.

Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М., 1995. 297 с.

Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.

Рязанцев А.В. Структуры активной среднепалеозойской окраины в Казахстане // Тектоника Азии: Тез. докл. М.: ГЕОС, 1997. С. 191–193.

Рязанцев А.В. Средний палеозой Казахстана: Полный латеральный ряд структурных комплексов активной палеоокраины // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Тез. докл. М.: Геос, 1998. Т. 2. С. 146–148.

Рязанцев А.В., Румянцева Г.Ю. Ордовикские олистостромы Оленты-Шидертинского района (северо-восток Центрального Казахстана) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 4. С. 42–52.

Самыгин С.Г. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М.: Наука, 1974. 208 с.

Самыгин С.Г. Комплексы и структуры переходной стадии // Тектоника Казахстана: Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана. Масштаб 1:2 500 000. М.: Наука, 1982. С. 50–82.

Самыгин С.Г. Каледонские шарьяжи хр. Чингиз (Восточный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 3. С. 709–713.

Самыгин С.Г. Центральный и Восточный Казахстан // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 180–188.

Самыгин С.Г., Титов В.И., Кленина Л.Н. и др. К вопросу о развитии Чингизского и Аркалыкского антиклинориев (Восточный Казахстан) в позднем кембрии–среднем ордовике // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188, № 2. С. 417–420.

Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Формации и обстановки седиментации в пределах раннепалеозойской активной окраины (хр. Чингиз, Центральный Казахстан) // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 3. С. 86–102.

Сизачева Н.Н., Самыгин С.Г., Либерман С.М. Тектоническое скупивание в каледонидах Северо-Западного Предчингизья (Центральный Казахстан) // Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартированием. М.: Наука, 1989. С. 164–175.

Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.

Степанец В.Г. Петрология и геологическая позиция офиолитов северо-востока Центрального Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1992. 20 с.

Тарарин И.А. Высокобарический метаморфизм в породах океанической коры (на примере офиолитового комплекса зоны разлома Элтанин, Тихий океан) // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 5. С. 665–668.

Тевелев А.В., Кошелева И.А. Позднепалеозойский вулканизм Южно-Токрауской впадины // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1988. С. 181–192.

Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Кошелева И.А. Тельбесский и саурский тектогенез в Центральном Казахстане и на Восточном Урале (сравнительный анализ) // Тектоника Азии: Тез. докл. М.: ГЕОС, 1997. С. 218–221.

- Тектоника Европы. М.: Наука; Недра, 1964. 364 с.
- Тектоника Казахстана. Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана. Масштаб 1:2 500 000. М.: Наука, 1982. 139 с.
- Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000). М.: Наука, 1980. 224 с.
- Тектоника Урала (Объяснительная записка к Тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000). М.: Наука, 1977. 120 с.
- Токрауский горизонт верхнего силура. Алма-Ата: Наука, 1986. 236 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- Хераскова Т.Н. Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Хромых Б.Ф. Новые данные о венд-раннепалеозойском развитии и металлогении Бошекульского рудного района // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1986. № 6. С. 20–34.
- Четверикова Н.П. Ордовикские и силурийские отложения западной части Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1960. 99 с.
- Четверикова Н.П., Сытова В.А., Ушатинская Г.Т. и др. Стратиграфия и фауна силурийских и нижнедевонских отложений Нурина синклинария. М.: Изд-во МГУ, 1966. 256 с.
- Читалин А.Ф. К стратиграфии ордовика Спасского антиклинария (Центральный Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 2. С. 55–63.
- Штилле Г. Зональное перемещение складчатостей // Избр. тр. М.: Мир, 1964. С. 15–25.
- Якубчук А.С. Тектоническая позиция и строение офиолитов Центрального Казахстана на примере Тектурмасской и юго-западной части Майкаин-Кызылтасской зон. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1989. 16 с.
- Якубчук А.С. Тектоническая позиция офиолитовых зон в структуре палеозойского Центрального Казахстана // Геотектоника. 1990. № 5. С. 55–68.
- Якубчук А.С. Тектоническая позиция и полезные ископаемые офиолитов (на примере Центрального Казахстана). М., 1991. 58 с.
- Якубчук А.С., Дегтярев К.Е. О характере сочленения Чингизского и Бошекульского направлений в каледонидах северо-востока Центрального Казахстана // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 4. С. 957–962.
- Якубчук А.С., Степанец В.Г., Герман Л.Л. Рои пластинчатых даек, субпараллельных расчлененности в офиолитовых массивах, – свидетели спрединга // Там же. 1988. Т. 298, № 5. С. 1193–1198.
- Якубчук А.С., Степанец В.Г., Новикова М.З. и др. О выявлении осевой палеоспрединговой зоны в ордовикских офиолитах Центрального Казахстана // Там же. 1989. Т. 307, № 5. С. 1198–1202.
- Якубчук А.С., Читалин А.Ф., Барабошкин Е.Ю. Варисийская тектоника Тектурмасской офиолитовой зоны (Центральный Казахстан) // Геотектоника. 1989. № 5. С. 61–70.
- Yakubchuk A.S. Polychronous ophiolite belts of Central Kazakhstan and their evolution // Proc. XXIX Intern. Geol. Congr. Kyoto, 1993. P. D. P. 235–254.
- Yakubchuk A.S. Kazakhstan // Encyclopedia of European and Asian regional geology / Ed. E.M. Moores and R.W. Fairbridge. L.: Chapman and Hall, 1997. P. 450–465.
- Yakubchuk A.S., Degtyarev K.E. The remnants of the Palaeo-Asian ocean within Central Kazakhstan: Reconstruction of the Palaeo-Asian ocean // Pap. XXIX Intern. Geol. Congr. Kyoto, 1993. Pap. 283. P. 1–19.
- Sengor A.M., Natalin B.A. Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1996. Vol. 54. P. 263–337.
- Sengor A.M., Natalin B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altai tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. Vol. 364, N 6435. P. 299–307.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
----------------	---

Часть первая

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ И ЭВОЛЮЦИИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СТРУКТУР КАЗАХСТАНА

Глава 1

ПОЛОЖЕНИЕ КАЗАХСТАНА В СТРУКТУРЕ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА	7
--	---

Глава 2

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ И СИЛУ- РИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАХАСТАНА	10
---	----

Часть вторая

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ И СИЛУРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ БОЩЕКУЛЬ-ЧИНГИЗСКОЙ ОБЛАСТИ

Глава 1

ЧИНГИЗСКАЯ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА	14
Тектоническая зональность	14
Центрально-Чингизская зона	15
Бестамак-Окпектинская зона	22
Аркалык-Абралинская зона	23
Токайско-Акчатауская зона	35
Маялжен-Балкыбекская зона	45
Общая характеристика аккреционных комплексов Чингизской палеоостроводужной системы	56
Общая характеристика ордовикско-силурийских флишоидных и островодужных ком- плексов	71
Основные этапы тектонической эволюции Чингизской палеоостроводужной системы .	73

Глава 2

БОЩЕКУЛЬСКАЯ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА	76
Джангабульская зона	76
Кендыктинская зона	78
Майсор-Адилбекская зона	78
Агырек-Ангренсорская зона	79
Майкаинская зона	84
Основные этапы тектонической эволюции Бошкекульской палеоостроводужной си- стемы	84

Часть третья

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ И СИЛУРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКОЙ ОБЛАСТИ

Глава 1	
СЕВЕРО-КАРАГАНДИНСКАЯ И ПРЕДЧИНГИЗСКАЯ ЗОНЫ.....	87
Глава 2	
ТЕКТУРМАССКАЯ И БАЛХАШСКАЯ ЗОНЫ	91
Глава 3	
УСПЕНСКАЯ, АЩИОЗЕКСКАЯ И АГАДЫРСКАЯ ЗОНЫ.....	99
Глава 4	
ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ И СИЛУРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКОЙ ОБЛАСТИ.....	103

Часть четвертая

МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОГО БАССЕЙНА И ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ В КАЗАХСТАНЕ

ЗАКЛЮЧЕНИЕ	114
ЛИТЕРАТУРА	116

CONTENTS

INTRODUCTION	5
--------------------	---

Part one

MODERN CONCEPTS ON THE STRUCTURE AND EVOLUTION OF EARLY PALEOZOIC CONTINENTAL MARGIN OF KAZAKHSTAN

Chapter 1	
POSITION OF KAZAKHSTAN IN THE URAL-MONGOLIAN FOLD BELT	7
Chapter 2	
TECTONIC DIVISIONS OF THE EARLY PALEOZOIC AND SILURIAN COMPLEXES OF KAZAKHSTAN	10

Part two

GENERAL STRUCTURAL FEATURES AND FORMATIONAL PECULIARITIES OF EARLY PALEOZOIC AND SILURIAN COMPLEXES OF BOSHEKUL'-CHINGHIZ AREA

Chapter 1	
CHINGHIZ PALEOARC SYSTEM	14
Tectonic zoning	14
Central Chinghiz Zone	15
Bestamak-Okpektinskaya Zone	22
Arkalyk-Abbralinskaya Zone	23
Tokaysko-Akchatauskaya Zone	35
Mayalzen-Balkybecksaya Zone	45
General description of accretional complexes of the Chinghiz paleoarc system	56
General description of Ordovician-Silurian fish and volcanic complexes	71
Main stages of the tectonic evolution of the Chinghiz paleoarc system	73
Chapter 2	
BOSHEKUL' PALEOARC SYSTEM	76
Dzhangabulskaya Zone	76
Kendyktinskaya Zone	78
Maysore-Adil'becksaya Zone	78
Agyrek-Angrenorskaya Zone	79
Maykainskaya Zone	84
Main stages of the tectonic evolution of the Boshekul' paleoarc system	84

Part three

GENERAL STRUCTURAL FEATURES OF EARLY PALEOZOIC AND SILURIAN COMPLEXES OF DZHOUNGHARO-BALKHASH AREA

Chapter 1	
NORTH KARAGHANDA AND CISCHINGHIZ ZONES	87
Chapter 2	
TECTOURMAS AND BALKHASH ZONES	91

Chapter 3	
USPENSKAYA, ASHYOZECKSKAYA AND AGADYRSKAYA ZONES	99
Chapter 4	
GENERAL DESCRIPTION OF EARLY PALEOZOIC AND SILURIAN COMPLEXES OF DZHUNGHARO-BALKHASH AREA	103

Part four

POSITION OF PALEOOCEANIC BASIN AND PROBLEMS OF TECTONIC EVOLUTION OF THE EARLY PALEOZOIC ACTIVE MARGIN OF KAZAKHSTAN

CONCLUSION	114
REFERENCES	116

Научное издание

Дегтярев Кирилл Евгеньевич
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ
РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ
АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ
В КАЗАХСТАНЕ

Труды ГИН, вып. 513

Утверждено к печати
Редакционной коллегией
Геологического института РАН

Заведующая редакцией "Наука – биосфера,
экология, геология" А.А. Фролова
Редактор Т.А. Никитина

Художественный редактор Г.М. Коровина
Технический редактор З.Б. Павлюк
Корректор Т.И. Шеповалова

Набор и верстка выполнены в издательстве
на компьютерной технике

ЛР № 020297 от 23.06.1997

Подписано к печати 24.05.99

Формат 70×100 1/16. Гарнитура Таймс
Печать офсетная

Усл.печ.л. 11,7. Усл.кр.-отт. 10,9. Уч.-изд.л. 12,0
Тираж 200 экз. Тип. зак. 390

Издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90
Санкт-Петербургская типография "Наука"
119034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12

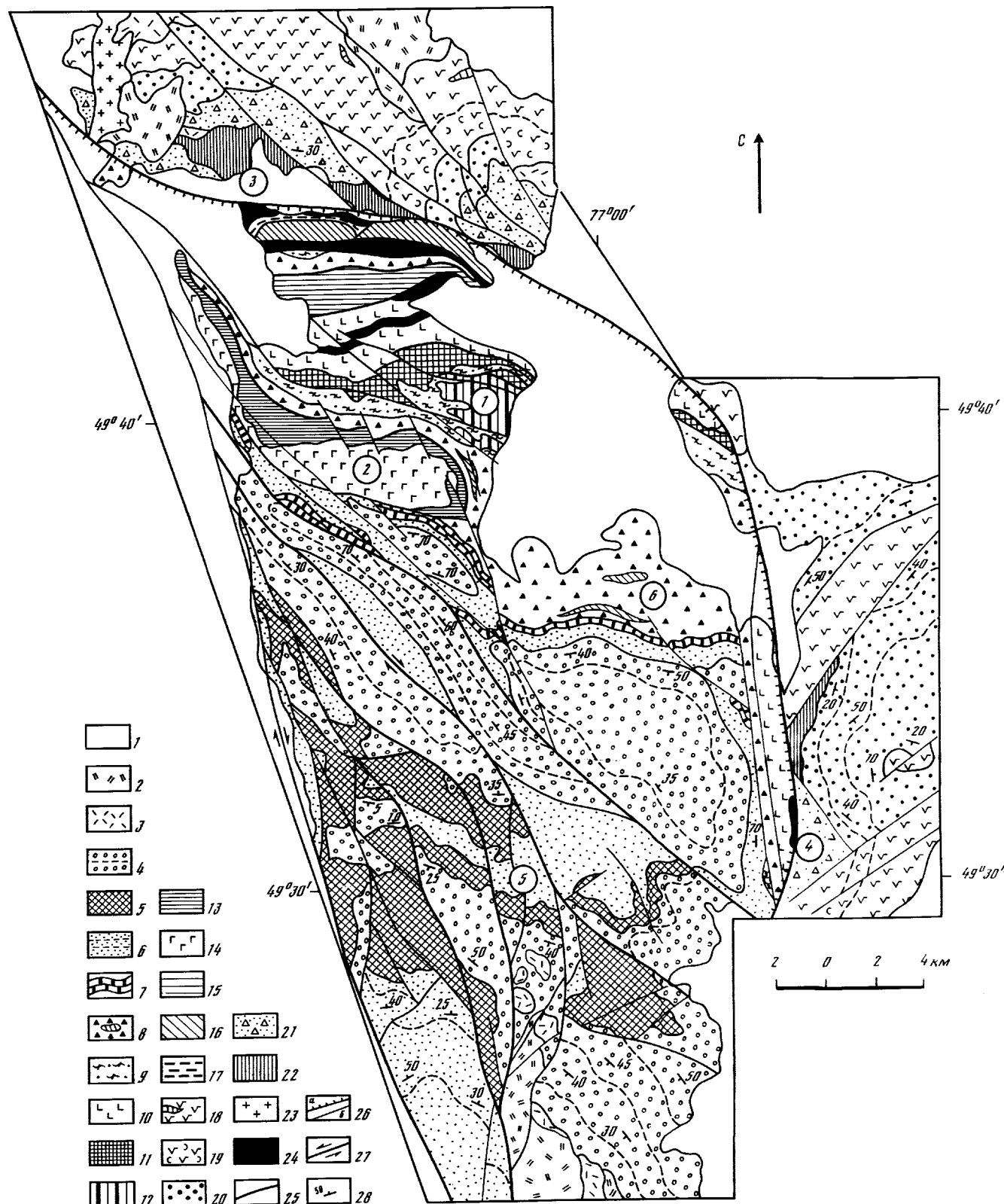


Рис. 12. Схема геологического строения района гор Токай, Караадур и ур. Кисмет (составлена с использованием материалов Н.Н. Ситачевой и О.Е. Беленю).

1 – каинзойские отложения; 2 – нижнедевонские кислые эффузивы; 3 – нижнедевонские субвулканитические тела кислого состава; 4–17 – комплексы Токайско-Акчатауской зоны; 4 – красноцветные конгломераты и песчаники верхнего силура; 5 – андезиты, дациты и их туфы жуамской свиты нижнего силура; 6 – зеленоцветные, пестроцветные песчаники и алевролиты альпийской свиты нижнего силура; 7 – органогенные известняки аккомбадской свиты верхнего ордовика; 8 – олигостромовая толща среднего ордовика – осадочные брекчи и конгломераты с глыбами кремней и известняков; 9 – олигостромовая толща нижнего ордовика – красноцветные и пестроцветные кремнистые алевролиты, алевролиты и песчаники с глыбами кремней; 10–14 – кембрийско-нижнеордовикские комплексы верхнего структурного уровня (10 – нижнеордовикские базальты с лизами красных яшм Северо-Токайского покрова; 11 – верхнекембрийские базальты с горизонтами кремней Западно-Токайского покрова; 12 – среднекембрийско-нижнеордовикские базальты, кремни, туффы и песчаники Токайского покрова; 13, 14 – комплексы Караадурского покрова; 13 – верхнекембрийские базальты с лизами туффов и песчаников; 14 – средне-верхнекембрийские афировые базальты и лабазы); 15–17 – кембрийские комплексы нижнего структурного уровня (15 – верхнекембрийские базальты с лизами кремней; 16 – лабазы, туфы и лавы основного состава; 17 – амфиболовые сланцы); 18–22 – комплексы Аркалыско-Абдалинской зоны; 18, 19 – намасская свита верхнего ордовика (18 – андезиты и андезитобазальты с лизами известняков; 19 – туфы среднего состава); 20 – зеленоцветные песчаники и алевролиты тады-бойской свиты среднего-верхнего карбоода; 21 – олигостромовая толща среднего ордовика – нижние алевролиты и туффы с глыбами красных яшм; 22 – верхнекембрийские базальты с прослоями кремней; 23 – среднедевонские граниты; 24 – серпентиниты и серпентинитовый меланж; 25 – границы тектонических покровов; 26 – надвиги (а) и прочие разрывные нарушения (б); 27 – Акбастуский правый сдвиг; 28 – залегание сланцевости.

Разрезы и детальные участки (цифры в кружках): 1 – горы Токай; 2 – горы Караадур; 3 – правобережье р. Карасу; 4 – зимовье Мансур; 5 – ур. Кисмет; 6 – горы Кызылтумсык.

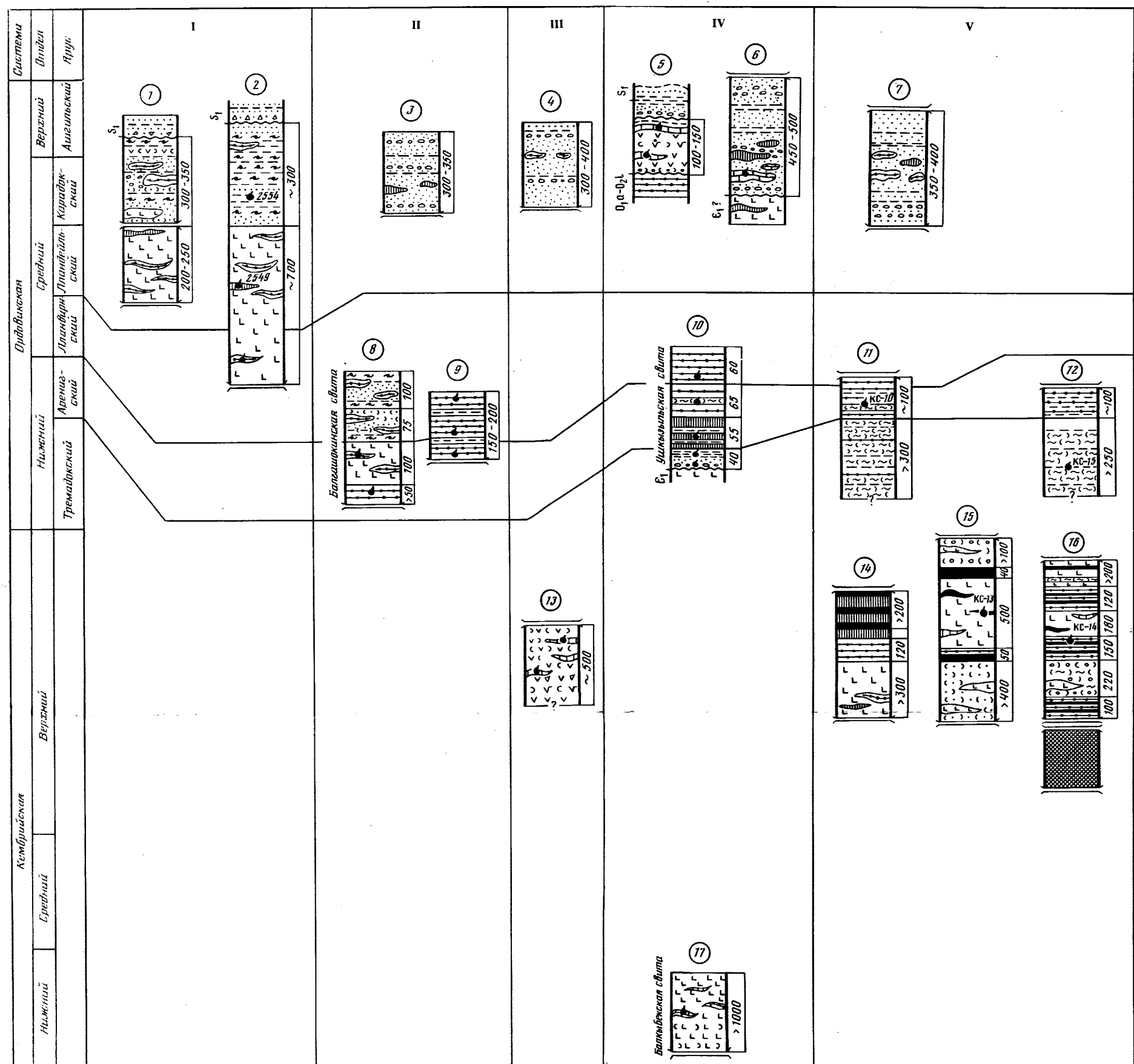


Рис. 21. Основные разрезы нижнепалеозойских комплексов Майяжен-Балкыбекской зоны в бассейне рек Балга, Балкыбек и Арсалан

Условные обозначения см. на рис. 5, 9.

Покровы: I – Кызылканский, II – Акирекский, III – Томанский, IV – Балкыбекский, V – Кызылжальский. Местоположение разрезов (цифры в кружках): 1 – юго-западная часть гор Кызылкан; 2 – северо-восточная часть гор Кызылкан; 3 – 1 км северо-восточнее гор Акирек; 4 – 2 км северо-восточнее гор Акирек; 5 – правый берег р. Самсы; 6 – окрестности горы Бордыкжыл; 7 – юго-западный склон хр. Кызылжыл; 8 – правый берег р. Арсалан; 9 – горы Акирек; 10 – горы Ушкыял и правобережье р. Балкыбек; 11 – южный склон хр. Кызылжыл; 12 – 5 км юго-восточнее хр. Кызылжыл; 13 – 3 км северо-восточнее гор Акирек; 14 – хр. Кызылжыл; 15 – северо-восточный склон хр. Кызылжыл; 16 – правый берег ручья Арсалан; 17 – правый берег р. Балкыбек.

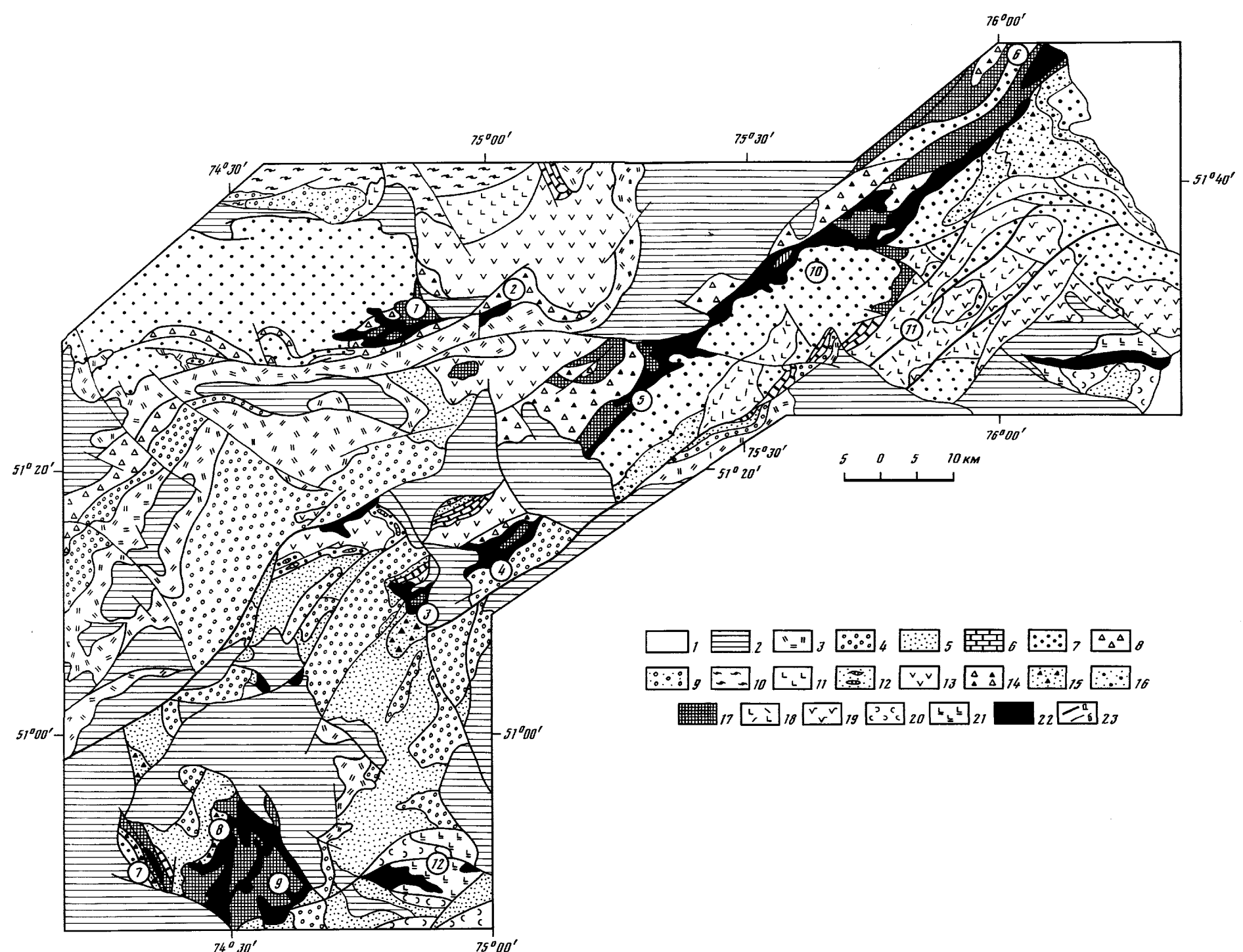


Рис. 31. Схема тектонической зональности Бошккульской таллоостроводужной системы (составлена с использованием материалов А.В. Язынцева, А.С. Якубчука и В.Г. Степанца)

1 – каинзойские отложения; 2 – девонско-каменноугольные осадочно-вулканогенные комплексы; 3 – силурийские вулканогенно-осадочные породы (суальдорская свита); 4 – нижнесилурийские терригенные толщи (караайгырская свита); 5 – алевролиты и песчаники верхнего ордовика (оройская свита); 6 – рифтовые известняки верхнего ордовика (ангренская свита и ее аналоги); 7 – флишевые толщи среднего ордовика (еркебиданская свита); 8 – верхнеордовикские олигостромы Джантаубульской зоны; 9–11 – комплексы Кеңдиктинской зоны; 9 – терригенные породы верхнего ордовика; 10 – туфотерригенные толщи среднего ордовика (сарыбиданская свита); 11 – андезиты и андезитобазальты нижнего ордовика (кеңдиктинская свита); 12–14 – комплексы Майсор-Адилбекской зоны; 12 – терригенно-карбонатные породы верхнего ордовика; 13 – андезиты среднего ордовика (бинская свита); 14 – олигостромы среднего ордовика; 15, 16 – средне-верхнеордовикские комплексы Атырек-Ангренской зоны; 15 – олигостромы; 16 – терригенные толщи; 17 – пластины и отторженцы в олигостромах кремнистых и кремнисто-базальтовых комплексов кембрия-нижнего ордовика; 18, 19 – комплексы Майканской зоны; 18 – базальты и дациты среднего ордовика (майканская и кураминская свиты); 19 – андезиты верхнего ордовика (бинская свита); 20, 21 – комплексы Северо-Карагайинской зоны; 20 – туфогенно-вулканогенные породы нижнего-среднего ордовика (акоевская свита и вулканогенно-терригенная толща); 21 – базальты нижнего ордовика (караулчакская свита); 22 – серпентиниты и серпентинитовый меланж; 23 – разрывные нарушения: крупные (а) и прочие (б).

Разрезы и участки (цифры в кружках): 1 – район оз. Майсор; 2 – горы Байхамет; 3 – горы Жаман-Букумбай; 4 – горы Жаксы-Букумбай; 5 – горы Адылбек; 6 – район оз. Кудайколь; 7 – горы Атырек; 8 – горы Косомбай; 9 – горы Томак; 10 – район оз. Ангрен-сор; 11 – район пос. Майкани; 12 – массив Караулчак.

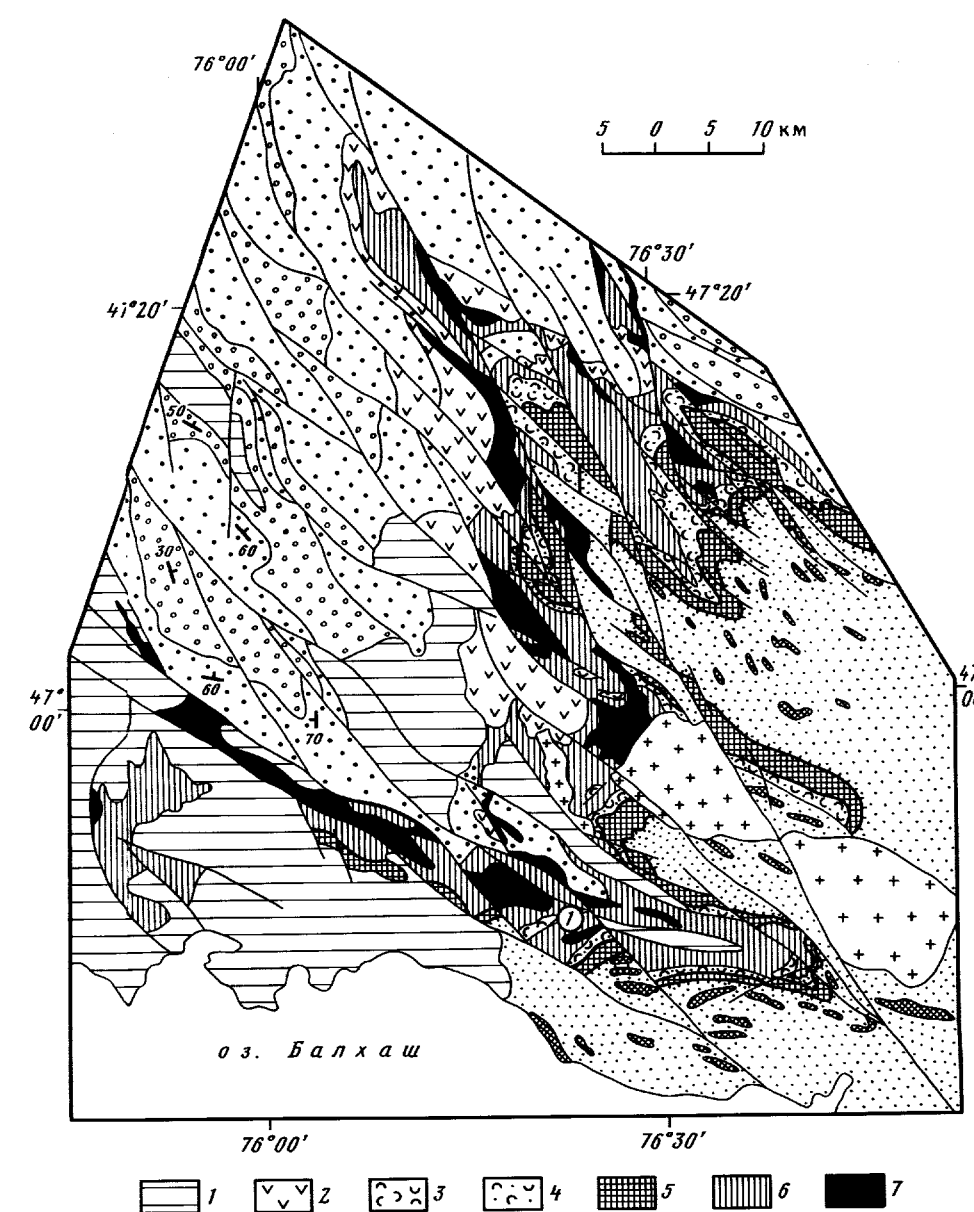


Рис. 40. Схема строения Балхашской и Ащокской зон (по данным М.З. Новиковой, Н.А. Герасимовой и А.С. Якубчука)

1 – средне-верхнедевонские и пермские терригенно-вулканогенные толщи; 2–7 – комплексы Балхашской зоны; 2 – вулканогенно-осадочные породы джаманурукской свиты западного покрова; 3 – кремнисто-туфогенная толща центрального покрова; 4 – кремнистые туффы и олигостромовая толща восточного покрова; 5 – яшмы казакской и базальты торетайской свиты восточного покрова; 6 – базальты итумуринской свиты; 7 – серпентинитовый меланж и габбро-ультрабазитовые комплексы. Остальные условные обозначения см. на рис. 37. Опорный участок (цифра в кружке): 1 – родник Архареу.

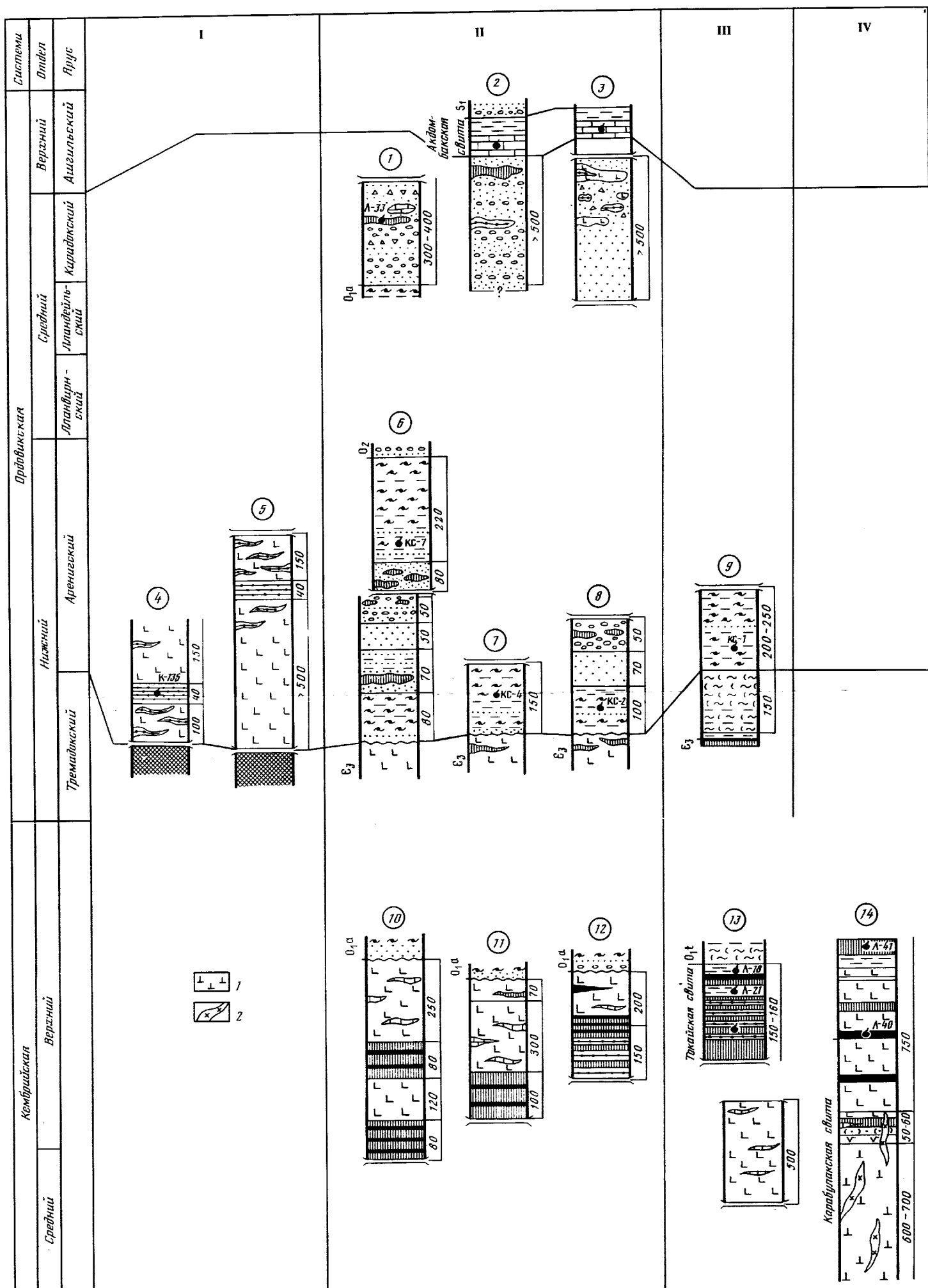


Рис. 13. Основные разрезы нижнепалеозойских комплексов Токайско-Акчатауской зоны в районе гор Токай и Караадур

1 – шаловые базальты; 2 – тела гранитов и диоритов. Остальные условные обозначения см. на рис. 5, 9.

Покровы: I – Северо-Токайский, II – Западно-Токайский, III – Токайский, IV – Караадурский. Местоположение разрезов (цифры в кружках): 1 – 2 км юго-западнее пос. Токай; 2 – 3 км южнее горы Кызылтумсык; 3 – южные склоны гор Караадур; 4 – окрестности зимовья Мансур; 5 – 4 км северо-западнее горы Токай; 6 – 3 км южнее горы Кызылтумсык; 7 – 1,5 км севернее горы Токай; 8 – 2 км северо-западнее горы Токай; 9 – восточные склоны горы Токай; 10 – 3,5 км западнее горы Токай; 11 – 2 км северо-западнее горы Токай; 12 – 3 км северо-западнее горы Токай; 13 – западные склоны горы Токай; 14 – горы Караадур.

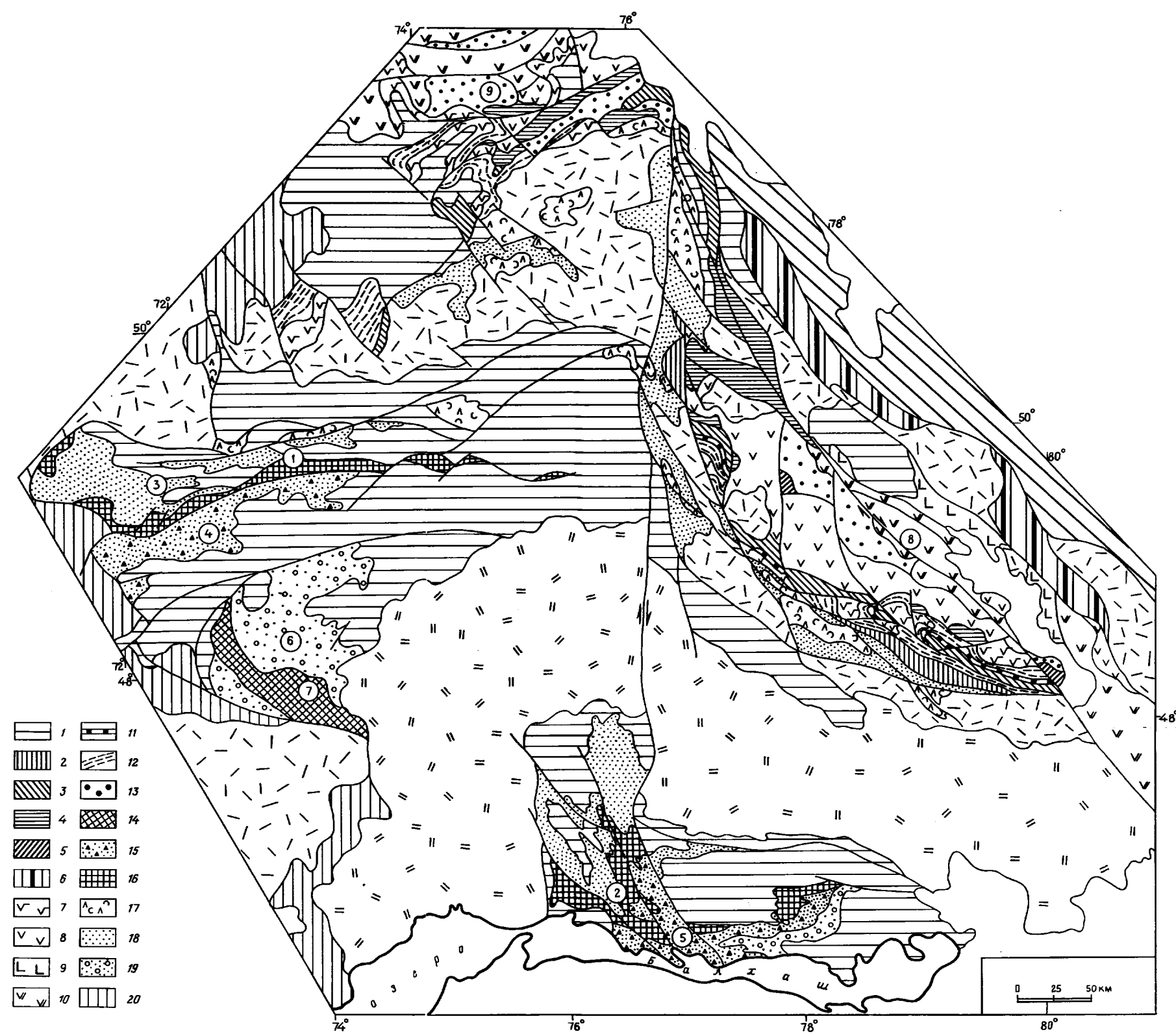


Рис. 2. Схема тектонического районирования нижнепалеозойских и силурийских комплексов восточной части Казахстана

1 – средне-верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 2–13 – Бокейкуль-Чингизская область; 2–6 – аккреционные комплексы (2 – нижнепалеозойско-нижнесилурийские, 3 – докембрийские, 4 – докембрийские, 5 – докембрийские, 6 – докембрийские, 7–10 – островные вулканические комплексы (7 – нижнесилурийские, 8 – верхнеордовикские, 9 – среднеордовикские, 10 – кембрийско-нижнеордовикские); 11 – рифовые известняки верхнего ордовика; 12, 13 – флишевые комплексы предугловых прогибов (12 – верхнеордовикско-нижнесилурийские, 13 – среднеордовикские); 14–19 – Джунгаро-Балхашская область; 14–16 – аккреционные комплексы (14 – нижне-вернесилурийские, 15 – нижнесилурийские, 16 – среднеордовикско-нижнесилурийские); 17 – ордовикские островные вулканы Северо-Карагандинской и Предчигизской зон; 18, 19 – флишевые комплексы предугловых прогибов (18 – нижне-вернесилурийские, 19 – вернесилурийские); 20 – нижнепалеозойские комплексы Западной части Центрального Казахстана. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

Основные структуры восточной части Центрального Казахстана (цифры в кружках): 1 – Тектурмасская зона, 2 – Балхашская зона, 3 – Нулинский синклиниорий, 4 – Успенская зона, 5 – Ащидзевская зона, 6 – Жаман-Сарысульский синклиниорий, 7 – Атадырская зона, 8 – Чингизская палеостроудужная система, 9 – Бокейкульская палеостроудужная система

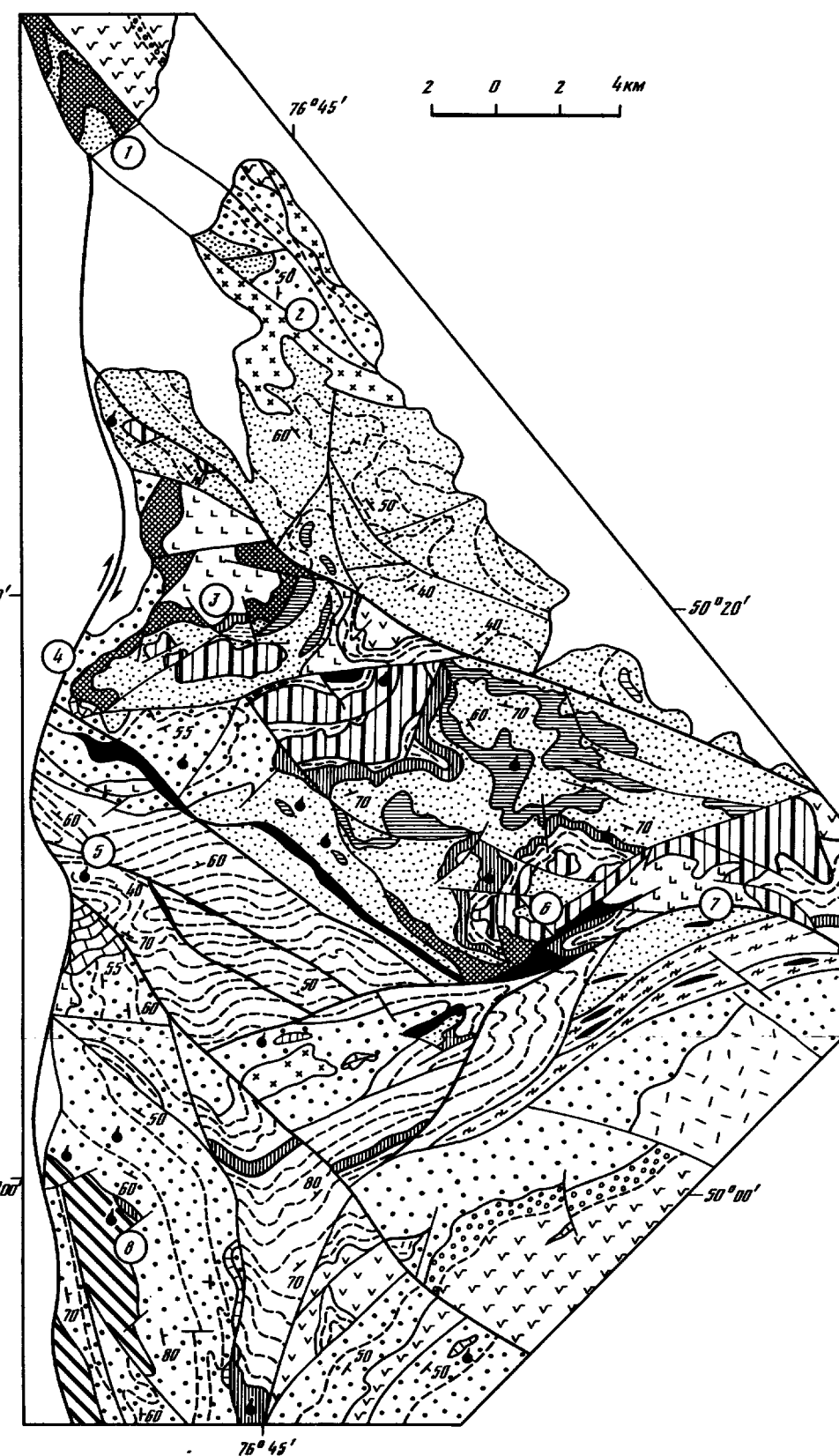


Рис. 7. Схема геологического строения окрестностей гор Аркалык, Бабылы и Жандыс

1 – фанесно-карбонатные толщи; 2–15 – комплексы Аркалык-Абракской зоны; 2 – андезиты и андезитобазальты намаской свиты верхнего ордовика; 3 – песчаники и алевролиты тапдыбайской свиты среднего-верхнего карбона; 4–15 – докембрийские аккреционные комплексы (4 – кремнистые алевролиты и туффы тапдыбайской свиты среднего ордовика; 5 – олистостром среднего ордовика; 6 – нижнеордовикские андезиты Западно-Аркалыкского покрова; 7 – нижнеордовикские базальты аркалыкской толщи Таспокинского покрова; 8 – нижнеордовикские кремни и шимы Таспокинского и Центрально-Аркалыкского покровов; 9 – крупная пласта нижнеордовикских шим, залегающая в олистостромной толще среднего ордовика; 10 – олистостром ям нижнего ордовика; 11 – верхнекембрийские кремни и базальты актаской толщи Актаского покрова; 12 – среднекембрийско-нижнеордовикские шимы и кремнистые алевролиты коктаской толщи Омарбулакского покрова; 13 – среднекембрийские базальты омарбулакской толщи Омарбулакского покрова; 14 – среднекембрийские дифференцированные вулканы; 15 – серпентиниты и серпентинитовый мелаж; 16 – границы тектонических покровов; 17 – залегающие в олистостромной толще орогенные (а) и орогенные (б); 18 – места выходов органических остатков (за пределами детальных участков). Остальные условные обозначения см. на рис. 1–3.

Разрезы и детальные участки (цифры в кружках): 1 – горы Бабылы, 2 – горы Папалак, 3 – северо-западная часть гор Аркалык, 4 – пос. Актас, 5 – гора Таспоки, 6, 7 – южная часть гор Аркалык (6 – бассейн ручья Коктас, 7 – бассейн ручья Омарбулак), 8 – гора Жандыс

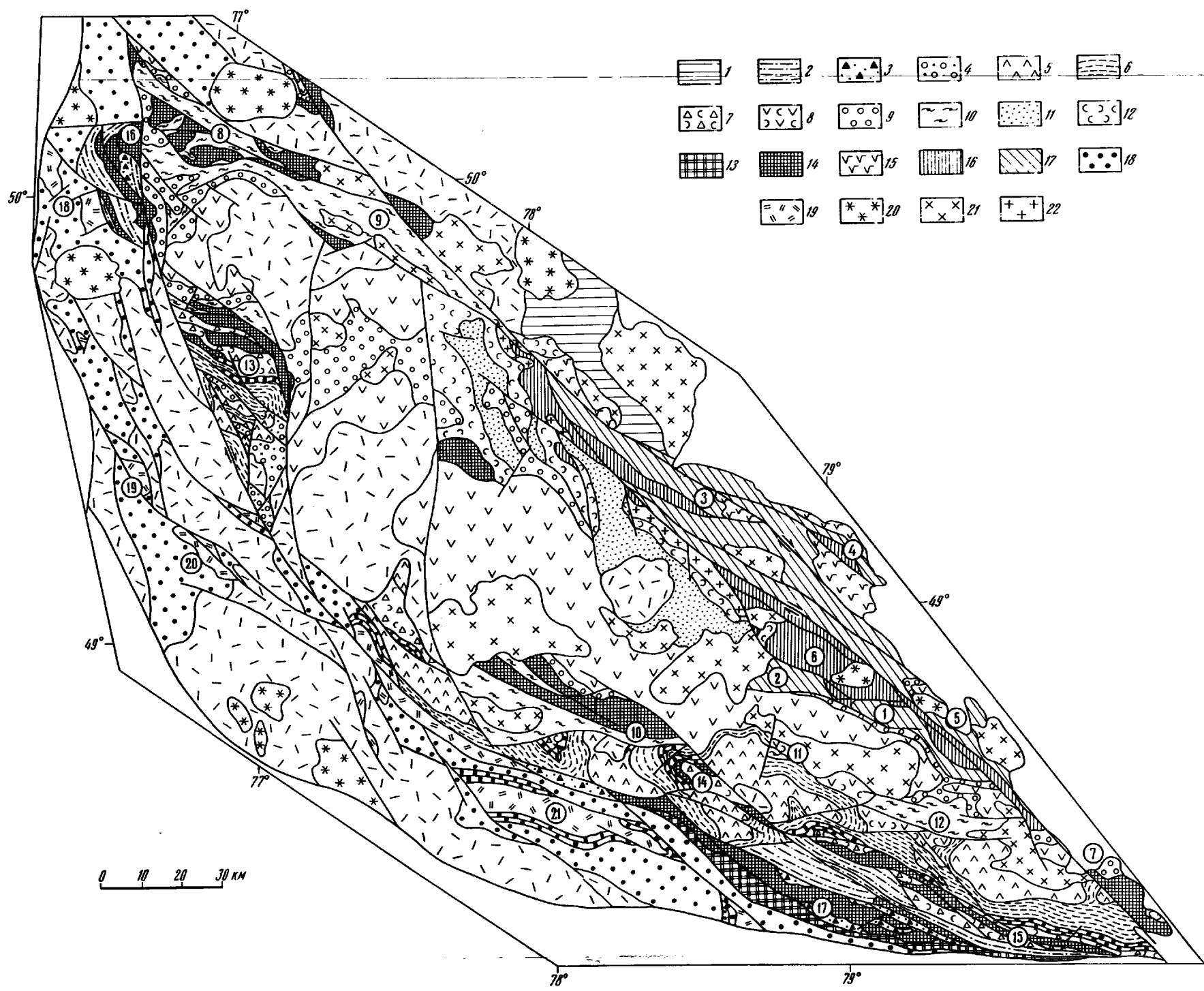


Рис. 3. Схема тектонической зональности Чингизской палеостроудужной системы

1 – фанесно-карбонатные терригенно-вулканогенные образования; 2, 3 – верхнеордовикские и нижнесилурийские комплексы Майлаж-Балкыбекской зоны; 2 – флишевые толщи; 3 – олистостром; 4–7 – комплексы Токайско-Актаууской зоны; 4 – верхнесилурийские красноцветы; 5 – андезиты и андезитобазальты нижнего силура (жузакская свита); 6 – терригенно-вулканогенные породы нижнего силура (альпийская свита); 7 – олистостром и кремнисто-туфогенные толщи нижнего-среднего ордовика; 8–10 – комплексы Аркалык-Абракской зоны; 8 – вулканогенно-осадочные породы верхнего ордовика; 9 – терригенные породы среднего-верхнего ордовика (тапдыбайская свита); 10 – олистостром и кремнисто-туфогенные толщи среднего ордовика; 11, 12 – среднеордовикские комплексы Бестам-Окпектинской зоны; 11 – флишевые толщи (саргадская свита); 12 – тефрогенно-вулканогенные породы (бестамская свита); 13, 14 – пласты и отложения кремнистых и кремнисто-базальтовых комплексов в олистостром; 13 – среднего ордовика; 14 – кембрийско-нижнего ордовика; 15–17 – комплексы Центрально-Чингизской зоны; 15 – андезиты и андезитобазальты среднего ордовика (абаская свита); 16 – верхнекембрийско-аланвирийский комплекс; 17 – среднекембрийско-аланвирийский комплекс; 18, 19 – комплексы Предчигизской зоны Джунгаро-Балхашской области; 18 – силурийские терригенные толщи; 19 – ордовикские вулканогенные и туфогенные образования; 20–22 – гранитоиды; 20 – позднепалеозойские, 21 – среднепалеозойские, 22 – раннеордовикские. Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 2.

Опорные участки распространения нижнепалеозойских комплексов (цифры в кружках): 1 – бассейн р. Колденен, 2 – горы Кызылалды-Карабулак, 3 – горы Зербикузы, 4 – горы Калдыр, 5 – пос. Барлык, 6 – горы Карагуйт и Мамат, 7 – горы Окпекты, 8 – горы Аркалык, 9 – горы Муржик, 10 – горы Коксенгир и Акжирек, 11 – ручей Шаткалан, 12 – район пос. Еибектен, 13 – горы Токай, 14 – горы Шомактас, 15 – хр. Асчиту, 16 – хр. Майлаж, 17 – бассейн рек Балкыбек, Балга Арслан, 18 – бассейн р. Балатундук, 19 – правый берег р. Туудак, 20 – горы Отызбес, 21 – месторождения Ахыстау-Кокжур, Мизак.

Рис. 19. Схема геологического строения бассейна рек Балга, Балкыбек и Арслан

1 – верхнеордовикские красноцветные конгломераты и песчаники; 2, 3 – нижнесилурийские комплексы Токайско-Актаууской зоны; 2 – лавы, туфы, туфконгломераты среднего и основного состава; 3 – эффузивные песчаники и алевролиты; 4–17 – аккреционные комплексы Майлаж-Балкыбекской зоны; 4 – верхнеордовикско-нижнесилурийские флишевые толщи; 5 – верхнеордовикские и нижнесилурийские олистостром; 6, 7 – комплексы Кызылалдыского покрова (6 – нижне-среднеордовикская туфито-яшмовая толща; 7 – верхнекембрийская яшмо-базальтовая толща); 8–11 – комплексы Балкыбекского покрова (8 – верхнеордовикские андезиты с линзами известняков; 9 – шимы и кремни ушкызылалды свиты нижнего ордовика-аланвирия; 10, 11 – балкыбекская свита нижнего ордовика; 10 – базальты афронные с линзами известняков; 11 – лавы и туфы основного состава); 12–14 – комплексы Токайского покрова (12 – верхнекембрийские туфы, лавы среднего состава; 13 – нижнепалеозойские эффузивы основного состава; 14 – афидолиты, афидоловые сланцы и расслоенные базальты с линзами известняков); 15 – комплексы Акжирекского покрова (нижне-среднеордовикские яшмовые и шимо-базальтовые толщи; 16, 17 – комплексы Кызылалдыского покрова (16 – верхнеордовикская кремнисто-туфогенная толща; 17 – среднеордовикская яшмо-базальтовая толща); 18 – серпентиниты, габброиды; 19, 20 – комплексы Предчигизской зоны; 19 – нижнесилурийские флишевые толщи; 20 – лавы и туфы среднего состава балкыбек свиты среднего ордовика; 21 – гранитоиды среднепалеозойские; 22 – границы тектонических покровов и пластин. Остальные условные обозначения см. на рис. 16.

Разрезы и детальные участки (цифры в кружках): 1 – хр. Кызылалды, 2 – гора Борлыкызыл, 3 – левый берег р. Балкыбек, 4 – горы Ушкызыл, 5 – гора Караян, 6 – правый берег р. Арслан, 7 – горы Акжирек, 8 – горы Кызылалды

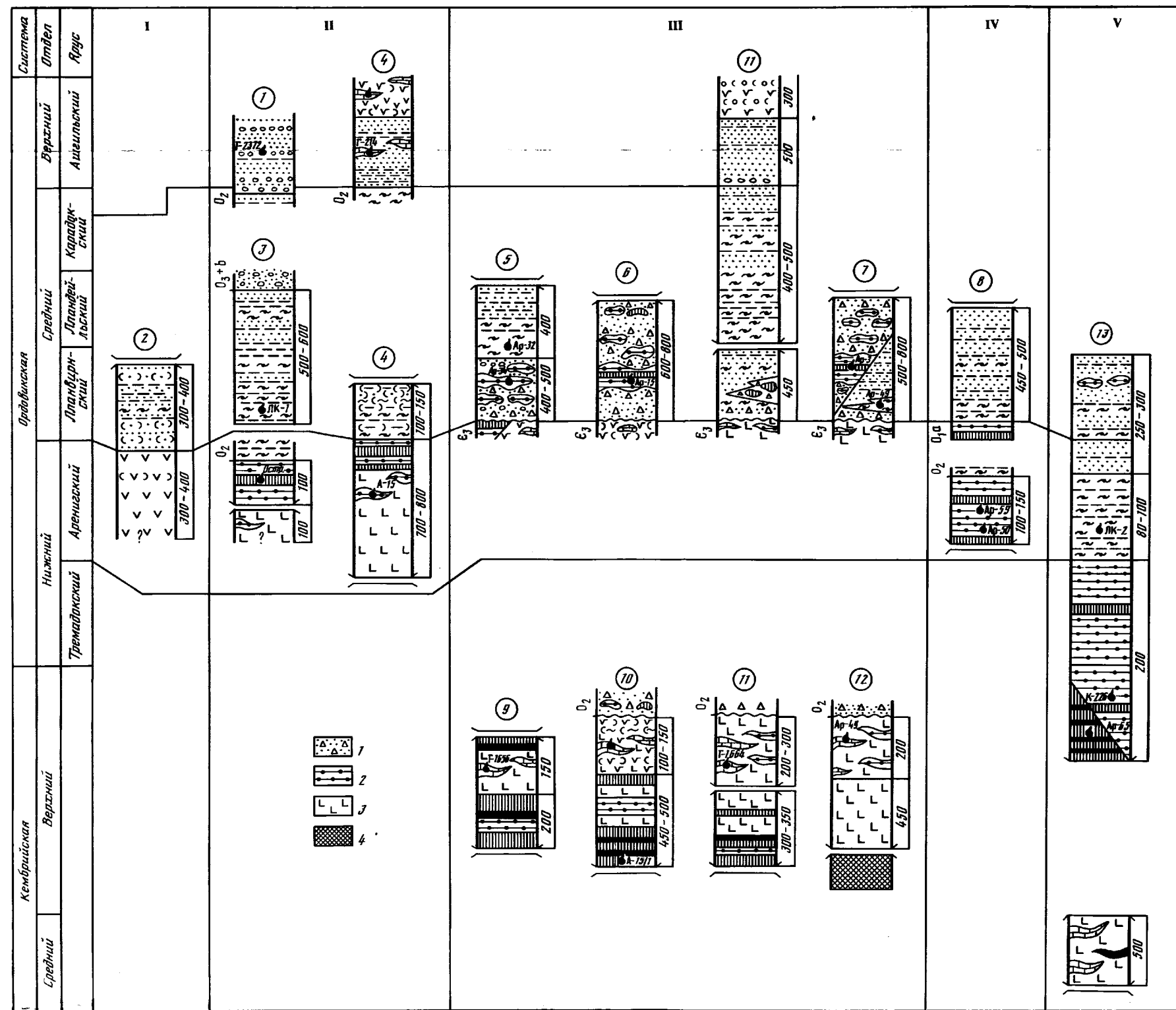


Рис. 9. Основные разрезы нижнепалеозойских комплексов в районе гор Аркалык, Бабылы и Жандыс

1 – осадочные брекчия и конгломераты; 2 – красные и сургучные шимы; 3 – базальты; 4 – ультрабазит-габбровый комплекс. Остальные условные обозначения см. на рис. 5, 6.

Покровы: I – Западно-Аркалыкский, II – Таспокинский, III – Актаский, IV – Центрально-Аркалыкский, V – Омарбулакский. Местоположение разрезов (цифры в кружках): 1 – 4 км севернее горы Таспоки, 2 – северная часть гор Аркалык, 3 – окрестности горы Таспоки, 4, 6, 9, 10 – северо-западная часть гор Аркалык, 5 – восточная окраина пос. Актас, 7 – центральная часть гор Аркалык, 8, 12 – юго-восточная часть гор Аркалык (левый берег ручья Коктас), 11 – горы Бабылы и Папалак, 13 – правый берег ручья Коктас и междуречье ручьев Коктас и Омарбулак

