

УДК 551.73(574)

В.Я. КОШКИН

КАЗАХСТАНСКАЯ СИСТЕМА ПАЛЕОЗОИД

Қазақстанның шығыс бөлігіндегі палеозоид кешенінің тектоникалық құрылымы қарастырылған. Каледондық, герциндік геосинклиналдық-қатпарлы жүйелері бөліп алынып және олардың даму кезеңдері қарастырылған. Каледонит үшін: салаирлық, такондық, эрийлік, тельбестік, герцинид үшін: саурлық, саяктық, бақанастық.

Рассмотрено тектоническое строение палеозойских комплексов восточной части Казахстана. Выделены каледонские, герцинские геосинклинально-складчатые структуры и рассмотрены этапы их развития. Для каледонид – салаирская, таконская, эрийская, телбесская, для герцинид – саурская, саякская, бақанаасская.

The article deals with tectonic structure of the Paleozoic complexes in the eastern part of Kazakhstan. The Caledonian, Gercinian geosynclinal-folded structures were specified, stages of their development were considered.

Тектоническое строение территории Казахстана определяется, прежде всего, принадлежностью её палеозойской мегасистеме Урало-Монгольского (Центрально-Азиатского) подвижного геосинклинально - складчатого пояса.

Запад Казахстана – Предуральский прогиб, Прикаспийская впадина, рассматриваются в составе Восточно-Европейской платформы, хотя это своеобразные тектонические структуры, возможно связанные с начальными фазами заложения Урало-Монгольской подвижной системы ещё с рифея. Фундамент платформы полностью перекрыт чехлом.

Юго-Западная часть Казахстана – Мангистау-Южно-Устюртский бассейн, относится уже к Средиземноморскому складчатому поясу ранних киммерид.

Палеозоиды Урало-Монгольского подвижного пояса подразделяются на каледонские и герцинские системы с соответствующими этапами: для каледонид – салаирским V-Г₂, таконским Г₃-S, эрийским D₁₋₂, тельбесским D₂²-D₃¹ и герцинид – саурским D₃²-C₁, саякским C₂-C₃, бақанаасским P-T₁.

Следует подчеркнуть, что природная стадийность (этапность) гораздо сложнее по времени проявления тектонических процессов, их типам и масштабности. Используемая систематизация в значительной мере условна и упрощена. С этими явлениями мы сталкиваемся с систематизацией от глобальных масштабов до низших элемен-

тов. Те же палеозоиды по ряду признаков в одних регионах противопоставляются протерозойским геологическим комплексам, резко сменяя их, в других же случаях можно наблюдать определенную преемственность или начало тектонической активизации примерно в среднем рифее. Рубеж между каледонидами и герцинидами может быть выражен как отчетливым тектоническим несоответствием, так и постепенным переходом; при этом зарождение герцинских начальных деструктивных структур, как правило, происходит еще в «каледонское время». Так, Урал, Джунгаро-Балхашская зона начали своё геосинклинальное развитие еще в среднем ордовике, т.е. в каледонскую эпоху, которое продолжалось непрерывно, переходя принятую границу каледонской и герцинской эпох в конце франа – начале фамена.

Урало-Монгольский (Центрально-Азиатский) геосинклинально-складчательный пояс представляет собой мегасистему, формировавшуюся на протяжении венда – триаса, и по ряду признаков подразделяется на три системы: Уральско-Южно-Тянь-Шаньскую, Казахстанскую (Центрально-Казахстанско-Северо-Срединно-Тянь-Шаньскую) и Иртыш-Зайсанскую (Алтае-Саянскую). Допустимы и более дробные подразделения в зависимости от выбора структурно – вещественных критериев. В данном случае основное значение придается положению завершающих формаций вулкано-плутонических поясов,

¹Казақстан. 050010, г. Алматы, ул. Кабанбай батыра, 69а, Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева.

окаймлявших зоны деструкций квазиокеанического типа - девонские вулканические пояса: Центрально-Южно-Казахстанского, Торгайско – Срединно – Тянь-Шаньского, Алтайского. По этому признаку приняты границы ранее перечисленных систем, но с определенными допусками. Так, в Казахстанскую систему включены Валерьяновский и Боровской девонские вулканические пояса, которые развивались на активной окраине Казахстанского континента, но в то же время находились в латеральной последовательности от квазиокеанических зон Зауралья.

Вместе с тем границы систем, помимо условности определяющего признака, не постоянны в связи с временной миграцией разноуровненных зон, отражающих изменение геодинамических обстановок. Таковой, к примеру, является «граница» между чингиз - тарбагатайскими каледонидами и герцинидами Жарма-Саурской зоны Иртыш-Алтайской системы. Разделом этих двух систем принято считать так называемый Калба-Чингизский разлом, однако граница эта была нестабильна. Чингиз – тарбагатайские каледониды (досреднедевонские) погружаются к северо-востоку своим северо-восточным склоном, по-видимому, достигая Чарско-Горностаевского олиолитового шва, будучи при этом заливообразно перекрытыми средне-верхнедевонскими и нижнекарбоновыми флишиоидными толщами зайсан - иртышского, т.е. герцинского, формационного типа. При этом Калба - Чингизский разлом искусственно проводится по «живому месту» как чингиз-тарбагатайских каледонид, так и заходящих в них с востока, терригенных формаций герцинид. Столь же сложными были ареалы развития континентальных девонских вулканитов и, сменяющих их в глубь, герцинид Жарма-Саурской зоны, энсиматических островодужных и междуговых морских формаций.

Подобного типа временные и латеральные миграции границ различных геотектонических зон, как отражение варьирующих геодинамических обстановок, наблюдаются повсеместно. Важно подчеркнуть, что эти «перехлести» разновозрастных структурно-вещественных комплексов свидетельствуют о латеральных связях геологических образований в пределах всего Урало-Монгольского складчатого пояса, составлявшего единую сложно и долго развивавшуюся геотектоническую мегасистему. Эти же обстоятельства отрицают былое существование огромных океанических пространств типа гипотетических Урало-

Казахстанского, Туркестанского, Зайсан-Иртышского и других океанов, якобы разорвавших ранние структурно-формационные зоны с последующим коллизионным соединением уже чужеродных элементов как старых, так и новообразованных тектонических зон [1].

Другой тип границ систем представлен мощными надвигами; перекрытия достигают десятков и первых сотен километров. Такова граница Южного и Срединного Тянь-Шаня к югу от территории Казахстана. Здесь, начиная с Баубашинского шарьяжа и далее на восток по Атбашинско-Иныльчекским надвигам, перекрытия к северу составляют не менее 120-150 км. Следует отметить, что столь же, если не более, грандиозные надвиги устанавливаются и внутри систем (Джунгарская и Горноалтайская серии надвигов, Главный Уральский разлом); северная вергентность сочетается с ретронадвигами.

Необходимо отметить, что, по всей вероятности, складчато-коллизионные процессы нельзя представлять себе как простое сокращение ширины былых осадочных бассейнов в виде их складчатого сжатия. Можно привести ряд примеров, когда вследствие расслоенности коры происходят дифференцированные перемещения блоков – «пластин», сопровождаемые различного типа зонами сдвигового растяжения, растаскивания и рифтовых отрывов в тыловой части, заполняемых одновременно осадочными и магматическими формациями. Такие процессы устанавливаются в среднедевонском Тектурмас-Илийском сдвигово-надвиговом блоке, тыловая (южная) половина которого разбита поперечными рифтами с позднедевонским и каменноугольно-пермским осадочным и магматическим заполнением. В зонах сдвигового смятия, таких как Каиндинская, Иртышская, происходит чередование локальных обстановок сжатия и растяжения (транспрессия – транстенсия). К таким участкам растяжений приурочены магматические тела, вулканические аппараты, зоны эндогенной флюидной проницаемости и т.п. [6, 7].

Этапы сжатия чередуются с раздвиговыми раскрытиями суммарно значительной величины, в той или иной степени компенсирующими складчато - покровные деформации. Можно допустить в конечном итоге весьма умеренное сокращение поперечных параметров Урало-Монгольского складчатого пояса в палеозое.

В статье рассмотрено развитие палеозойской Казахстанской (Центрально-Казахстанско – Се-

веро – Срединно-Тянь-Шаньской) системы. Казахстанская система занимает срединное положение в области перегиба субширотных Тянь-Шаньских тектонических структур на субмеридиональные. Одна из характерных черт этой системы – неоднократное проявление мощного продольного восток – западного вектора сжатия – сдавливания с образованием сложных зон сдвигов, сдвигового смятия, сигмоидальных изгибов. Наиболее ярко это выражено в Центрально-Казахстанской части системы, но расхождение двух главных ветвей тектонических структур – северо-западной Чингиз-Тарбагатайской и юго-западной Северо-Срединно-Тянь-Шаньской, и вновь схождение их в западной окраине Центрального Казахстана связано с теми же тектоническими процессами. Необходимо отметить, что продольные сдвиговые зоны смятия, сигмоидальные изгибы существуют и в остальных частях Урало-Монгольского пояса. Здесь же, в силу особого положения Центрального Казахстана, произошло сосредоточение продольных деформаций [6].

Ранее отмечалась известная условность в обозначении границ тектонических систем Казахстана. Геологические границы менялись в процессе развития палеозойд Казахстанской мегасистемы, в то же время геосистемные связи геотектонических зон сохранялись.

Казахстанская тектоническая система образована раннекаледонскими, позднекаледонскими, позднекаледонско – раннегерцинскими, позднекале-донско – позднегерцинскими комплексами. В общем, тектонические структуры Казахстанской системы заходят с востока через Джунгарию Тянь-Шаньской и Тарбагатайской ветвями, которые, расширяясь, образуют Тянь-Шаньско–Центрально-Казахстанскую сложную сигмоиду, вновь сжимающуюся и уходящую на север в Западную Сибирь субпараллельными тектоническими зонами, оставив часть Центрально-Казахстанских структур замкнутыми в Торгайско-Кокшетауской области.

Ранние каледониды. В целом Казахстанская система грубо зональна от ранних каледонид – во внешних зонах к позднекаледонско-герцинским – во внутренних. В свою очередь отчетливо выражены асимметричность типов фундамента палеозойд и различие геологического развития юго-западного и северо-восточного сегментов в раннем палеозое. В первом – фундамент состоит в основном из блоков расчлененной эпийайкальской платформы [10]. Они образуют своего рода

пояс от Кокшетауского поликомпонентного массива на севере до Северного и Срединного Тянь-Шаня на юге. Наиболее поднятыми блоками, слагающими ядра антиклиниориев, наряду с Кокшетауским, являются Улытауский, Чуйско-Кендыктасский, Карагат-Таласский, Джунгарский, Макбальский, Заилийский. К погруженным докембрийским блокам относятся Северо-Кызылкумский, Сырдарынский, Южно-Торгайский и многочисленные мелкие блоки в северной части Торгая. Пояс не имеет каких-то определенных границ – это тесное скопление остатков распада допалеозойской платформы – континента Родиния. Наиболее поднятой является цепь массивов от Кокшетау через Арганаты-Улытау до Киргизского и Заилийского антиклиниориев. В ядрах поднятий выходят метаморфические породы архея (?) и раннего протерозоя. Они перекрыты протоплатформенным – орогенным комплексом рифея. Архейско-протерозойская группа состоит из гнейсов, амфиболитов, кристаллических сланцев, смятых в плойчатые складки. Неопротерозойский - рифейский комплекс сложен кварцитами, метаморфическими сланцами эпидот-амфиболитовой фации. Ширина Кокшетау–Северо–Срединно-Тянь-Шаньского пояса составляет 300 – 400 км.

Восточная граница пояса докембрийских массивов неопределенная. Ее можно провести по резкому уменьшению количества и размеров выходов блоков докембрийских пород. Мы проводим эту границу по Ерементауско-Сарытумскому сутурному шву, который служит также разделом ранних каледонид на западе и поздних – восточнее.

Расположенная к востоку от Кокшетау–Северо-Тянь-Шаньского пояса восточная область Казахстанской системы не симметрична по строению и развитию. Центральная часть, сложенная поздними каледонидами и джунгаро-балхашскими герцинидами, по восточной окраине обрамлена ранними каледонидами Чингиз-Тарбагатайского мегантиклиниория. В этом регионе в ранних каледонидах уменьшается роль докембрийского фундамента в тектонических структурах. Об этом свидетельствуют ограниченное количество и небольшие размеры выходов докембрийских метаморфических пород. Вместе с тем мы не можем согласиться с мнением ряда исследователей, в том числе и нашим прежним, об отсутствии, за малым исключением, континентальной докембрийской коры к востоку от Кокшетау–Северо-

Тянь-Шаньской зоны докембрийских блоков. Косвенными признаками ее наличия служат состав и соотношение магматических продуктов и, прежде всего, вулканических [12].

На начальной стадии деструкции в раннем кембрии Бощеколь–Чингиз–Тарбагатайского региона возникли щелевые рифты с недифференцированными толеитовыми базальтами, сочетающимися с контрастно-дифференцированными комплексами. Толеитовый тип магматизма был непродолжительным, сменившись известково-щелочным, близким к островодужному. Однако на этой стадии вулканизма наблюдается пестрое, контрастное сочетание вулканических продуктов в пределах одного комплекса, когда присутствуют производные как мантийных толеит–базальтовой и щелочной оливин–базальтовой, так и коровых полигенных магм (орумбайская серия среднего кембрия – нижнего ордовика, коксорская серия нижнего кембрия) [3, 9, 10].

На этом основании можно утверждать, что роль останцов континентальной коры была значительна и в немалой степени определила сложные сочетания мантийных и коровых магматических продуктов.

Характерной чертой раннепалеозойских вулканогенных пород является повышенная щелочность основных пород и несколько пониженная кислых дифференциатов. Такая высокая щелочность базальтов и андезибазальтов препятствует прямому сопоставлению с формациями современных острово-дужных комплексов [4].

Раннепалеозойский вулканизм (ранний кембрий – конец ордовика) в каледонидах Бощеколь–Чингиз–Тарбагатайской мегазоны проявился двумя циклами: венд – ранне – среднекембрийским и позднекембрийско – поздне-ордовиковским. В то же время в среднем ордовике возникла смена раннего вулканизма, несущего значительные элементы рифтового толеитового, островодужным андезитовым с подчиненной ролью кремнекислых продуктов.

Следует отметить своеобразие парагенезов вулканических пород по их петрохимическому составу в пределах одного комплекса (стратиграфического подразделения). Как правило, в разнородных ассоциациях принято выделять структурно-вещественные типы, актуалистически сравниваемые с принятymi стандартными тектономагматическими шаблонами: островодужными, срединно-океаническими хребтами, задувовыми бассейнами, континентальных рифтов и т.п.

Но породы столь различных генетических типов, естественно, не могут входить в один стратиграфический комплекс. Возникновение таких «композитных» формаций, варьирующих по петрохимическому, агрегатному составу, масштабам проявления ярко выражает «нелинейный» текtonомагматический процесс, свойственный подвижным эпиконтинентальным поясам (геосинклиналям). Многофакторность процессов магмообразования в то же время сочетается с общей детерминированностью эволюции магматизма от офиолитов в начальные этапы до известково-щелочных с возрастанием кремнекислотности [10].

Различие фундамента западной и восточной частей Казахстанской системы по признаку количества и размеров выходов докембрийских блоков континентальной коры отражает интенсивность воздействия эндогенных процессов, которые в форме плюмовой адvection привели к большему дроблению и разобщению фрагментов докембрийского платформенного основания. Индикаторами геодинамических обстановок являются магматические, и особенно вулканические, процессы раннего палеозоя. В западной части Казахстанской системы в Кокшетау–Северо-Тянь-Шаньской мегазоне, к которой отнесены Селетинская, Кипчакбайская, Караарчинская, Степнякская зоны, а также Ишим-Байконурская, развит и «щелевой» рифтовый вулканизм с преобладанием субщелочных и щелочных базальтов.

Для восточной части Казахстанской системы в Бощеколь–Чингиз–Тарбагатайской мегазоне характерен наиболее мощный и полный магматизм последовательно сменяющихся циклов ранних (ранний–средний кембрий) и поздних (поздний кембрий–поздний ордовик, силур) каледонид [3]. В отличие от щелевых локальных рифтов западной части Казахстанской системы, в Бощеколь–Чингиз–Тарбагатайском регионе каледонский магматизм охватывал обширную территорию, чередуясь с междуговыми прогибами, в целом образуя полихронную островодужную (венд-раннекембрийско-раннесилурскую) систему со щелевым офиолитовым магматизмом в начале как ранне-, так и позднекаледонского циклов [2, 5, 9].

Поздние каледониды. К ним отнесены новообразованные тектонические зоны, заложенные в конце кембрия при дальнейших процессах деструкции. Развитие же поздних каледонид завершилось вместе с ранними каледонидами в еди-

ном орогенном этапе, во франском веке. Наряду с новообразованными позднекаледонскими зонами деструктивные процессы нового позднекаледонского цикла захватывают и районы ранних каледонид (Чингиз-Тарбагатайская, Кокшетау–Северо-Тянь-Шаньская и другие мегазоны), формируя структурный этаж нового цикла.

В позднекаледонское время – средний ордовик – лландейло произошло заложение Джунгаро-Балхашской области деструкции, давшей начало герцинской системе.

В собственно позднекаледонском этапе выделяются тектонические стадии: таконская (поздний кембрий – силур), эрийская (ранний девон) и тельбесская (эйфель – фран). Последние две являются кратковременными, но роль их, тем не менее, значительна.

Таконский этап следует разделить на подэтапы: раннетаконский – поздний кембрий – средний ордовик, позднетаконский – средний ордовик – силур. Завершается таконский этап эрийской складчатостью, которая проявлялась неравномерно по территории Казахстана в течение позднего лудловского – лохковского веков [2].

Начало эрийского тектогенеза соответствует главной складчатости как ранних, так и поздних каледонид. Ее следствием явились поднятие, размыт образовавшейся суши и начало мощного наземного вулканизма, образовавшего орогенный девонский вулканический пояс, завершившего каледонский тектонический цикл [8].

Таконский и эрийский тектонические этапы, несмотря на заметные структурные перестройки, смену режимов, можно рассматривать как проявление детерминированного тектонического развития. На границе раннего и среднего девона на значительной части каледонид изменилась тектоническая обстановка Казахстанской системы, что связано с тельбесским тектогенезом.

Сосредоточение проявления тельбесских тектонических деформаций произошло на юге Центрального и части Южного Казахстана. Здесь образовался сдвигово-надвиговый блок преимущественно трансформного типа, названный нами Тектурмас-Илийским (рис. 1). Он ограничен с востока и запада четкими сдвигами: Токрауским и Мынаральским. Северным торцом блока является Тектурмасский надвиг шарьяжного типа. В тыловой части возникают поперечные зоны растяжения юго-западной ориентировки. Отрыв блока намечается по северу современного Заилийского Алатау. Субширотные зоны растяжения после-

довательно следуют до Северного Прибалхашья, и, начиная с так называемого Булаттау-Бектаутинского разлома восток-северо-восточного простирания, сменяются серией надвиговых и сдвиговых пластин, движавшихся к северу. Поперечное положение сдвигово-надвигового блока по отношению к предшествовавшим структурно-формационным зонам позволяет определить амплитуду перемещения в 200–250 км. Судя по залеганию в основании фронтального Тектурмасского надвига офиолитового комплекса среднего ордовика (главным образом, базит-ультрабазитового), срыв произошел по меланократовой подошве “оceanического” комплекса. Движение Тектурмас - Илийского блока к северу привело к его интенсивной деформации, выраженной сложной складчатостью, сочетающейся со сдвигами, надвигами, зонами смятия. На Тектурмасском антиклиниории наблюдается серия пластин-чешуй со сложными взаимными перемещениями, вплоть до переброски южных частей – зон антиклиниория на северный фронт. Наряду с механическим воздействием – поднятием и волочением, мантийный астенолит (диапир) оказывал и термическое воздействие на континентальную кору (кровлю астенолита), формируя расплавы известково-щелочного вулканизма и гранитоидный магматизм в интервале поздний живетский век – фран. Вновь образованный ареал вулканизма является, таким образом, производным глубинных тектонических деформаций в зоне, секущей существовавший в то время квазиокеанический Джунгаро-Балхашский прогиб [6, 11].

Начальные движения тельбесского тектогенеза в эйфеле в раннедевонском вулканоплатническом поясе привели к смене существенно андезитового вулканизма риодацитовым и рифтогенным базальтовым. Образование Тектурмас-Илийского трансформного сдвигово-надвигового блока – своего рода тектоническая аномалия, возникшая вследствие ап- и даунвеллинга астеносферного диапира – плюма.

Для всех каледонид характерно образование уже в герцинском цикле наложенных прогибов рифтового типа с эпиконтинентальным морским и наземным накоплением сероцветных, угленосных и пестроцветно-красноцветных молasses.

Наложенные эпикаледонские структуры герцинской эпохи представлены грабен-синклиналями. Особенно резко выражен рифтовый тип структур в протяженных зонах фаменско-ранне-каменноугольного возраста, образующих секущие

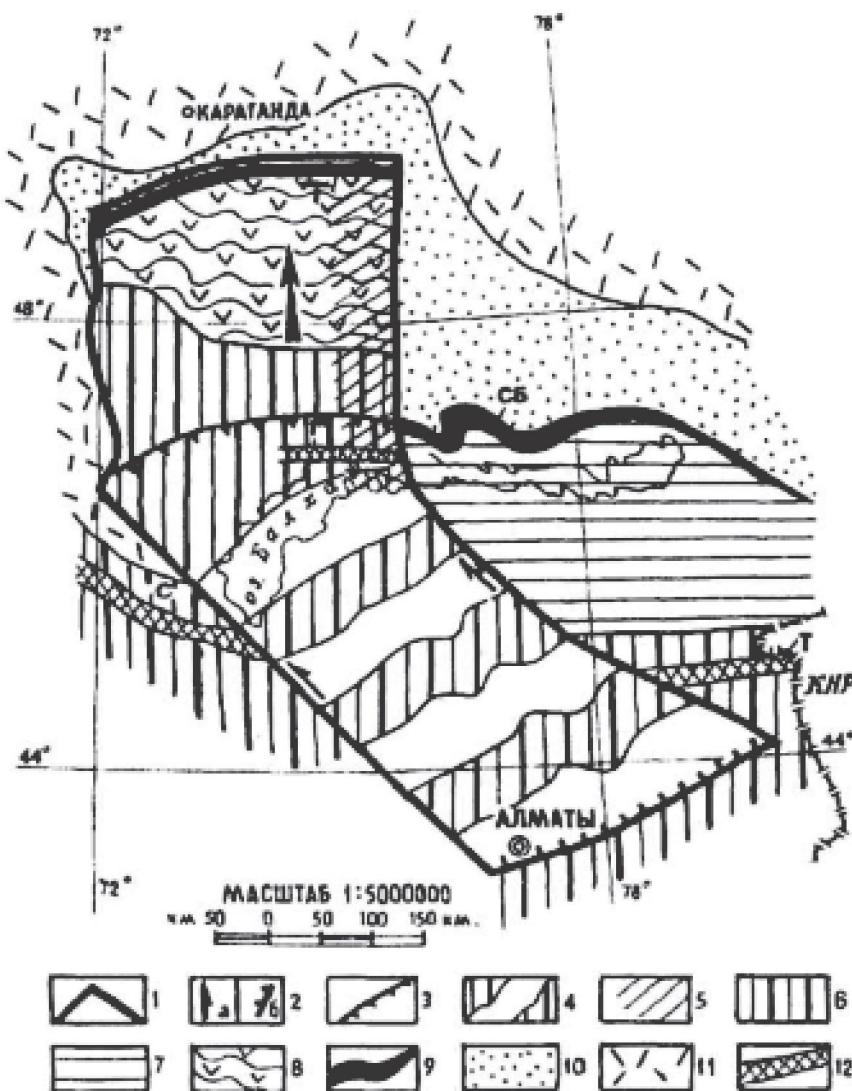


Рис. 1. Схема Тектурмас-Илийского среднедевонского сдвигового геоблока

1 – Границы геоблока; 2 – направления сдвига (а) и зона отрыва геоблока (б); 3 – южная граница покрова – надвига; 4 – предполагаемые зоны раздигов – разрывов, заполненные вулканическими и молассонными образованиями среднего – позднего девона, карбона и перми; 5 – зоны наиболее интенсивного проявления приразломного вулканизма (Котыра-санская зона); б – докембрийские массивы; 7 – квазиокеанические формации ордовика – позднего карбона Джунгаро-Балхашского бассейна; 8 – то же ордовик – средне-девонского времени, превращены в складчато-вулканический ороген в позднеджи-ветское время; 9 – разобщенные по сдвигу офиолитовые пояса – фронтальные авулканические дуги (O_2-C_3 ; Т – Тектурмасский; СБ – Северо-Балхашский; 10 – преддуговые флишевые прогибы; 11 – девонский краевой вулканический пояс; 12 – фрагменты разорванного ранне-средне-ордовикского рифта: С – Сарыгумуский, Г – Гульшадский, Т – Текелийский

каледониды системы рифтов. Наиболее крупными и выразительными являются Каракенгир-Успенская и Спасско-Каиндинская рифтовые зоны. Первая на западе образует расширяющийся «веер» глубоких грабен-синклиналей [6].

Герциниды. Образуют центральную часть описываемой системы.

Определяющим в их выделении является время заложения – раскрытие бассейна квази-

okeанического типа в среднем ордовике. Но, в отличие от соседствующих поздних каледонид, завершивших свое развитие фазами эрийской и тельбесской складчатости, в собственно герцинских прогибах в силуре и девоне шло непрерывное прогибание, и каледонские диастрофизмы находили лишь косвенное отражение.

Начало собственно герцинской стадии в си-лурийско-франских унасле-данных с каледон-

ского этапа бассейнах осадконакопления между-гового (преддугового) типа проявилось перемещением в их северную часть в фамене новообразованных островодужных вулканических поясов, располагавшихся ранее на протяжении всей каледонской эпохи в зоне каледонид, выражавших их завершающую стадию развития.

Тектоническую fazу, в связи с которой произошла перестройка тектономагматических зон, можно сопоставить с раннебретонской. Эта фаза тектогенеза начала герцинской стадии не привела к образованию сложноскладчатых систем. Чаще это проявлялось в смене режимов осадконакопления.

Джунгаро-Балхашские герциниды разделяются на ранние и поздние. При одновременном заложении их в среднем ордовике главная складчатость у ранних герцинид произошла в конце раннего карбона (заключительная фаза саурской складчатости), у поздних – в начале (?) перми (саякская фаза складчатости) и завершающая – баканасская – в конце перми.

Тектоническая система герцинид многосложна, что связано с развитием тектонических структур на разнотипном и разновозрастном фундаменте. Выделяются два генетических типа герцинид. Первый – герциниды, прогибы которых заложились в позднекаледонскую стадию деструкции (в лланвирне), но замкнулись только в карбоне, перейдя в орогенную форму развития. Второй тип герцинид – эпикаледонские тектонические структуры, наложенные на каледонское складчато-орогенное основание (Каракингир-Успенская рифтовая зона, Чу-Сарысуйская впадина и т.п.). Эти комплексы рассматриваются как каледониды.

Образование Джунгаро-Балхашского герцинского (позднекаледонско-герцинского) бассейна началось нарашиванием Бурултас-Ерементауской позднекаледонской зоны, дальнейшим раскрытием ее к востоку с охватом в современных границах территории до Чингиз-Тарбагатайской межзоны по северо-восточному ограничению; на севере – до субширотного Спасско-Карагандинского отрезка ордовикского, а затем и девонского вулканического поясов. По югу позднекаледонско-герцинский прогиб подходит к Джунгарскому массиву докембрая. На восток герцинский бассейн протягивается в Синьцзян и далее в Южную Монголию.

Джунгаро-Балхашские герциниды построены асимметрично. Юг, начинающийся от горстового поднятия докембрая Северной Джунга-

рии и представляющий своего рода пассивную рифтогенную континентальную окраину, к северу сменяется квазиокеаническим бассейном. Судя по южной окраине горстово-грабенового строения, основание его сложено чередованием блоков докембрейской континентальной коры и зонами среднеордовикских офиолитов (меланократовый фундамент). Северное ограничение этого бассейна проходит по авулканической дуге – осевой части Северо-Балхашского мегантиклиниория, от которой к северу начинается своего рода «активная континентальная окраина» с широким междуговым (преддуговым) флишевым Саякским прогибом, островодужными, а затем окраинно-континентальными, вулканическими поясами, за которыми следуют уже упоминавшиеся зоны тыловых рифтов (Успенская, Спасско-Каиндинская).

Южный борт Джунгаро-Балхашского квазиокеанического бассейна рифтогенный горстово-грабеновой структуры «пассивного» типа сменяется к югу островодужными вулканическими зонами силура и девона, а затем континентальными вулкано-плутоническими поясами карбона и перми с тыловыми рифтами; здесь происходит сложное сочетание тектонических обстановок континентальных окраин т.н. «пассивного» и «активного» типов.

Прибалхашско-Илийский вулканический пояс наложен на гетерогенное основание, сложенное докембрейскими, ранне- и позднекаледонскими, тельбесскими, раннегерцинскими тектоническими структурами – комплексами.

Возникший в фамене Северного Прибалхашья вулканический пояс, расширявшийся в раннем карбоне в Джунгарию и Северный Тянь-Шань, просуществовал до конца перми – начала триаса. Максимальные размеры пояса и мощность извержений приходятся на раннюю пермь. Характерны крупные вулкано-тектонические структуры, образующие по кольцевым разломам обширные депрессии, продолжительностью развития от века до периода. В долгоживущих депрессиях (Верхнетокраусской, Архарлинской) почти без перерыва согласно накапливаются продукты нескольких циклов вулканической деятельности.

Необходимо отметить, что Прибалхашско-Илийский вулкано-плутонический пояс не представляет собой кольцевую тектономагматическую структуру, обрамляющую морские квазиокеанические и междуговые бассейны, как это принято

рассматривать. Пояс состоит из трех сегментов: северного – Катанэмель-Баканасского субширотного простирания, южного – субширотного (запад-юго-западного) Илийского и, соединяющего западные торцы первых двух, меридионального Токрауского. В обобщенном виде эти три сегмента связаны с соответствующими глубинными зонами магмогенерации и магмопроницаемости. Субширотный – северный Катанэмель-Баканасский сегмент приурочен к системе сдвиговых глубинных разломов, следующих с востока через Джунгарскую впадину и западным торцом упирающихся в субмеридиональную зону разломов, составной частью которой является Токрауская зона, заложенная еще в среднем девоне по глубинным разломам Токрауского сдвига. Илийская зона связана с тыловой зоной отрыва Тектурмас-Илийского сдвигово-надвигового блока в сочетании с субширотными левосторонними сдвигами, следовавшими из Китайской Джунгрии. Образование вулканических поясов не может быть связано с зонами субдукции, существование которых отрицается всем комплексом геологических материалов по Джунгаро-Балхашской герцинской области.

Важнейшей герцинской тектонической фазой была саянская на границе карбона и перми, которая завершила геосинклинальное развитие Казахстанской системы и создала сложные деформации осадочных толщ квазиокеанических прогибов и островных дуг. В результате саянской складчатости возникли Северо-Балхашский мегантиклиниорий и Северо-Джунгарский мегасинклиниорий.

Мегантиклиниорий охватывает три различных структурно-формационных мегазоны: южное крыло – бывший «палеоокеанический» прогиб поздне-ордовикско-позднекаменноугольного возраста; северное крыло – часть междугового (преддугового) Саянского флишево-молассового прогиба позднего ордовика – позднего карбона. В осевой части мегантиклиниория в Итмурунды-Тюлькуламском антиклиниории выходят офиолиты среднего ордовика, которые с позднего ордова до конца карбона составляли внешнюю авулканическую островную дугу, ограничивающую с севера квазиокеанический прогиб. Северо-Джунгарский мегасинклиниорий является продолжением южного крыла Северо-Балхашского мегантиклиниория, и граница между ними условно проводится по смене силурийской флишоидно-аспидной формации туффито-кремни-

той – девонской. Крылья и осевая часть мегантиклиниория разделяются на ряд антиклиниориев и синклиниориев. В осевой части мегантиклиниория, разделяемой на Итмурундинский, Казынский и Тюлькуламский сегменты – антиклиниории, выходит меланократовый фундамент, образованный расслоенными ультрамафит-мафитами и средне-позднеордовикским спилит-кремнистым комплексом. Он слагает сложно построенный меланж с серпентинитовым матриксом и рассланцованными базальтоидами. Меланж образовался в среднем ордовике, и в начале позднего ордовика был перекрыт яшмово-туффитовой казынской свитой по южному – квазиокеаническому борту осевой зоны и Жаманшурукским известково-щелочным вулканическим островодужным комплексом – по северному склону, принадлежавшему уже Саякскому междуговому прогибу. По средней линии осевой зоны мегантиклиниория проходит главный надвиговый шов, по которому северный междуговый комплекс надвинут к югу на квазиокеанический бассейн. Сближение структурно-формационных зон до 5–10 км. Надвиговые подвижки происходили начиная уже с конца ордовика и почти прекратились к началу фаменского века. Таким образом, наиболее активное тектоническое взаимодействие (но не субдукционное) «палеоокеанических» и острово-дужных структур пришлось на каледонскую эпоху, но включения их в складчатую систему каледонид не произошло.

До саянского тектогенеза структуры Северного Прибалхашья имели субширотное простижение в современных координатах. В начальную фазу саянской складчатости были созданы субширотные антиклиниории и синклиниории: Котанбулакский, Саянский, Майкамысский, Кентарлауский и др. Эти складчатые структуры возникли при поперечном-меридиональном сжатии исходных прогибов и поднятий. Вслед за этим произошло мощное продольное сжатие по простиранию под воздействием сил, ориентированных с востока на запад. Продольное сжатие сопровождалось межблоковыми сдвигами – зонами смятия и рассланцевания (Тюлькулинская, Южно-Бесобинская, Майкамысская). Продольные сдвиговые и сигмоидальные деформации маркируются контрастными эфузивно – осадочными толщами мегантиклиниория. В результате продольного сдавливания образовались складки с вертикальными шарнирами. Размах складок достигает 50 км (Казынская сигmoidа).

Северо-Балхашский мегантиклинорий резко асимметричен. Северное крыло образовано по междуговому Катанбулак-Саякскому прогибу, сложен-ному десятикилометровой толщей флиша и морской молассы силура – карбона, смятой в крупные складки брахиформного и близ-кого к линейному типов. Одной из наиболее ха-рактерных структур является Саякский синкли-норий размером 35x55 км, усложненный поло-гими складками; наклоны крыльев синклиниория 15 – 45°. Он асимметричен и деформирован до-полнительным наложением продольного левос-тороннего сдвига по широтной Южно-Бесобин-ской зоне смятия. Возникшие поля напряжения создали геодинамически упорядоченную систе-му участков сжатия и растяжения, которые яв-ляются магмо- иrudopодводящими каналами.

Южное крыло Северо-Балхашского меган-тиклинория и Северо-Джунгарский мегасинкли-норий, занимающие область бывшего Джунгаро-Балхашского «палеоокеанического» бассейна, смяты в очень сложные складки, местами пере-ходящие в своеобразный меланж по механичес-ки контрастным кремнисто-углеродисто-сланце-вым породам. Весь мегасинклиниорий и южное крыло мегантиклинория пронизаны многочис-ленными зонами смятия и рассланцевания, вплоть до высших эпи- и мезозональных текто-нофаций.

При всей сложности внутренних складчато-разрывных структур Северо-Балхашского меган-тиклинория от его осевой зоны, сложенной офи-олитовым меланжем, к югу в глубь Северо-Джу-нгарского мегасинклиниория выдерживается по-следовательная стратиграфическая смена от древ-них ордовикских пород к более молодым, вплоть до карбона включительно. Подобная структурно-возрастная последовательность свидетельствует об отсутствии по северной границе «палеоокеа-нического» бассейна так называемых «зон суб-дукции» – поглощения океанических отложений.

В отличие от саурского тектогенеза, след-ствием которого было образование Прибалхаш-ско-Илийского каменноугольного вулкано-плуто-нического пояса, саякский тектогенез, будучи несравненно более мощным, не привел к возникновению нового вулканического ареала, за ис-ключением единичных небольших вулканичес-ких центров в пределах проявления главной са-якской складчатости. В известной мере слабость вулканических процессов компенсировалась гра-нитоидным магматизмом. В то же время в зонах

каменноугольного постсаурского вулканическо-го пояса в перми произошло усиление вулкано-плутонического магматизма, местами выходящего за границы каменноугольного пояса. Унасле-дование границ вулканического пояса также ска-залось и на преемственности состава магматичес-ких продуктов, которые в то же время большей частью относятся к субщелочным последователь-но дифференцированным или контрастным се-риям, варьирующими по латерали, что отчетливо связывается с системами глубинных разломов. Так, для ранней перми характерно резкое увели-чение объемов базальтов, контрастно сочетаю-щихся с кислыми субщелочными вулканитами, приуроченными к системе северо-западных раз-ломов, косо секущих пояс и следующих от р. Баканас на юго-востоке по краю Предчингиля в Карасорский синклиниорий. Эти разломы яв-ляются глубинными, долгоживущими, возник-шими в связи с саякской складчатостью как со-ставная часть сдвиговой системы по границе вул-канического пояса и междугового Саякского прогиба. Баканасские разломы отделяют запад-ный Катанэмельский сегмент вулканического пояса от восточного сегмента – Баканасской впадины с мощно проявившимся субщелочным ба-зальтовым вулканализмом ранней и поздней пер-ми, контрастно сочетавшимся с субщелоч-ными и щелочными вулканитами и гранитами.

Развитие вулканических поясов, их отноше-ние к складчатости (коллизионным процессам) свидетельствует о сложности и неоднозначнос-ти взаимосвязи этих процессов, что особенно выразительно проявлено в герцинидах Джунга-ро-Балхашского региона. Вулканические пояса являются порождением тектонических процес-сов, но конкретное положение магмогенерирую-щих и магмопроводящих зон зависит от геодина-мической ситуации и ее производных, а также от развития глубинных и долгоживущих зон раз-ломов литосферы и зон мантийного плюм-апвел-лингового тепло-массопереноса и т.п.

Образовавшаяся после саякской складчато-сти тектоническая структура подверглась преоб-разованию в следующую баканасскую тектони-ческую стадию, завершившуюся в раннем триа-се. Тектонические движения и сочетающиеся с ними магматические процессы закончились ло-кальными излиями базальтов и риолитами по-вышенной калиевой щелочности (Баканасская впадина). Тектонические деформации слабые, в основном приразломные с сохранением в боль-

шинстве случаев первичных форм вулканических структур.

Ранее было отмечено существование двух типов герцинских тектонических структур: собственно герцинских – в зоне герцинид, и наложенных эпикаледонских, образующих обширное тыловое («задуговое») обрамление зоны активных тектономагматических процессов герцинской стадии. Консолидированность коры эпикаледонской области определила преимущественно рифтовый характер тектонических структур – от резких грабенов и их зон (Успенско-Каракенгирская, Большой Карагатай, Кызылкенгирская грабен-синклиналь и др.) до обширных впадин также с элементами рифтового тектогенеза по бортам (Тенизская, Чу-Сарысуйская). Во впадинах образуются коробчатые грабен-синклинали и грабен-антклинали, нередко приразломные.

Складчато-разрывные структуры эпикаледонских герцинид сформированы в основном в завершающую баканасскую фазу тектогенеза (конец перми – начало триаса).

После позднетриас-юрского тафрогенного этапа наступила эпоха мезозойско-кайнозойской платформенной эры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геологических карт Центральной Евразии / Гл. редакторы: С.Ж. Даукеев, Б.С. Ужкенов (Казахстан); Н.В. Милитенко, А.Ф. Морозов, Ю.Г. Леонов (Россия); Ван Фубун (Китай) и др. Алматы, 2002.
2. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. М.:Наука, 1999, 123 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 513).

3. Жуковский В.И., Магретова Л.И. Магматизм и оруденение Майкаинского сегмента Бозшаколь-Чингизской палеодуги (Ц. Казахстан) // Вулканализм и геодинамика: Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2003. С. 521-525.

4. Звонцов В.С., Фрид Н.М. О венд-раннепалеозойском вулканизме Казахстана // Изв.АН Республики Казахстан. Серия геологическая. 1988. № 6 С. 48-61.

5. Звонцов В.С., Фрид Н.М. Ранний палеозой Северо-Восточного Предчинизья и Западного Тарбагатая // Известия АН Республики Казахстан. Серия геологическая. 1991. № 4. С. 23-42.

6. Кошкин В.Я. Роль продольного сдавливания в образовании тектонических структур Земного шара // Изв. АН СССР. сер. геол. 1965. № 9. С. 69-85.

7. Кошкин В.Я. Подвижные геосинклинально-складчатые пояса палеозой Казахстана. М-лы XXXIX тектонического совещания. Том I. М. ГЕОС, 2006. С. 369-372.

8. Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г. и др. Геодинамическая природа зональности и сегментированности девонского вулканического пояса Центрального Казахстана // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы XXXII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1999. Т. I. С. 351-353.

9. Рязанцев А.В. Структурная закономерность нижнепалеозойских комплексов в Башкекульской островодужной системе на северо-востоке Центрального Казахстана // Труды ГИН. М. 2005, Том 2. С. 5-39.

10. Спиридов Э.М., Сигачев С.П. и др. Специфика островодужного комплекса тремадока Северного Казахстана // Доклады АН СССР. 1988. Т. 301. № 2. С. 415-422.

11. Тевелев А.В., Бессстрашнов В.М. и др. Стратиграфия нижнего – среднего палеозоя Жаман-Сарысуйского мегаблока (Центральный Казахстан) // Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 2. С. 25-39.

12. Хераскова Т.Н. Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М. Наука, 1986 (Тр. ГИН; вып. 386). 247 с.