

123174

-ОГА

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

ГЕОЛОГИЯ КАЗАХСТАНА И ПРОБЛЕМЫ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

К 50-летию Центрально-Казахстанской экспедиции
геологического факультета МГУ
и 70-летию профессора Ю.А. Зайцева

(Труды лаборатории складчатых поясов)

Издательство Московского университета
2001

13.4.
20

УДК 551
ББК.26.3
Г-36

**Г-36 Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса (К 50-летию Центрально-Казахстанской экспедиции геологического факультета МГУ и 70-летию профессора Ю.А. Зайцева): Труды лаборатории складчатых поясов / Под ред. Е.Е. Милановского, А.Б. Веймарна и А.В. Тевелева. – М.: Изд-во МГУ, 2001. – 143 с.
ISBN 5-211-04510-6**

Сборник содержит тексты докладов, прочитанных в апреле 2000 г. на Ломоносовских чтениях геологического факультета МГУ в рамках научной сессии "Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса", посвященной 50-летию Центрально-Казахстанской экспедиции геологического факультета МГУ и 70-летию профессора Ю.А. Зайцева. Доклады содержат много новых фактических данных, полученных в последние годы, а также новые идеи и новые интерпретации собранного ранее материала. В сборник вошли как работы сотрудников МГУ, так и коллег из других организаций.

Для геологов, петрологов, стратиграфов, металлогенистов и студентов геологических специальностей.

Редакторы:

академик РАН, профессор Е.Е. Милановский,
доктор геол.-минер. наук А.Б. Веймарн
кандидат геол.-минер. наук Ал.В. Тевелев.

Печатается по решению
Ученого Совета геологического факультета МГУ

ISBN 5-211-04510-6

© Издательство Московского
университета, 2001
© Геологический факультет МГУ, 2001

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

ГЕОЛОГИЯ КАЗАХСТАНА И ПРОБЛЕМЫ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

К 50-летию Центрально-Казахстанской экспедиции
геологического факультета МГУ
и 70-летию профессора Ю.А. Зайцева

(Труды лаборатории складчатых поясов)

Издательство Московского университета
2001

От редакторов

Настоящий сборник содержит доклады, представленные на Ломоносовских чтениях геологического факультета МГУ в апреле 2000 года в рамках научной сессии "Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса", посвященной пятидесятилетию Центрально-Казахстанской экспедиции (ЦКЭ) геологического факультета МГУ и семидесятилетию со дня рождения ее научного руководителя профессора Ю.А. Зайцева.

После вынужденного прекращения работ экспедиции в Центральном Казахстане в 1994 году многие ее сотрудники (бывшие начальники партий и отрядов) продолжают исследования как в Казахстане, так и в других районах Урало-Монгольского пояса. Получено много интересных данных, идет и дальнейшая обработка материалов ЦКЭ. При этом появляются новые взгляды, идеи и новые интерпретации, зачастую противоречащие старым представлениям и требующие скорейшего опубликования и дальнейшего обсуждения. Поэтому мы решили продолжить традиционные в ЦКЭ, проходившие раз в пять лет, научные сессии с опубликованием их материалов. Такие сборники были изданы в 1971, 1977, 1980, 1988, 1993, 1996 годах в издательствах МГУ и "Наука".

Представляемый сборник – второй выпуск Трудов лаборатории складчатых поясов кафедры региональной геологии и истории Земли. Первый выпуск этих Трудов "Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса" вышел в издательстве МГУ в 1998 году и был посвящен девяностолетию со дня рождения основателя Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ профессора А.А. Богданова.

Е.Е. Милановский

**ПРОФЕССОР Ю.А. ЗАЙЦЕВ – ВЫДАЮЩИЙСЯ
ИССЛЕДОВАТЕЛЬ ГЕОЛОГИИ КАЗАХСТАНА
(К 70-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)**

19 марта 1999 г. исполнилось 70 лет со дня рождения профессора кафедры исторической и региональной геологии геологического факультета МГУ Юлия Александровича Зайцева – крупнейшего исследователя геологии Казахского нагорья. Ю.А. Зайцев многие годы возглавлял в качестве начальника и научного руководителя Центрально-Казахстанскую экспедицию геологического факультета Московского Университета.

Ю.А. Зайцев родился в 1929 г. в Москве, в семье служащих. Еще до поступления в вуз он участвовал в своей первой геологической экспедиции (от АН СССР) и вполне сознательно, без колебаний выбрал по окончании школы стезю геолога.

В 1947 г. он поступил в Московский геологоразведочный институт (МГРИ). Уже на младших курсах, совмещая учебу с работой в Каратауской экспедиции МГРК, зарекомендовал себя как весьма одаренный и увлеченный наукой студент. В 1952 г. по приглашению проф. А.А. Богданова (ранее возглавлявшего кафедру общей геологии МГРИ, но в 1951 г., после кончины заведующего кафедрой исторической геологии геологического факультета МГУ, избранного ее руководителем) Юлий Александрович Зайцев перешел на геологический факультет Московского Университета и закончил его по этой кафедре, только что получившей свое новое название – кафедра исторической и региональной геологии. Преддипломную практику Зайцев проходил в незадолго до этого созданной А.А. Богдановым Центрально-Казахстанской экспедиции (ЦКЭ), первоначально объединявшей сотрудников МГУ и МГРИ, но впоследствии целиком подчиненной геологическому факультету МГУ. В 1953 г. он успешно защитил написанную под научным руководством А.А. Богданова дипломную работу и был оставлен в аспирантуре на кафедре исторической и региональной геологии для проведения научных исследований по тематике этой экспедиции.

Начиная с 1952 г., на протяжении 25 лет, вся научная, а затем и педагогическая деятельность Юлия Александровича, вплоть до его безвременной ранней кончины в 1987 г., была всецело неразрывно связана с кафедрой исторической и региональной геологии и Центрально-Казахстанской экспедицией геолфака МГУ. Он достойно прошел путь восхождения от "стартовых позиций" студента-дипломника и аспиранта до должности профессора этой кафедры и от коллектора ЦКЭ до начальника и научного руководителя самой большой и длительно существовав-

шей экспедиции геологического факультета.

Сразу по окончании учебы на геологическом факультете, параллельно с прохождением аспирантуры, Ю.А. Зайцев приступил к работе в ЦКЭ, сначала в качестве геолога, а затем – начальника геолого-съёмочной партии. Проводилось геологическое картирование в масштабе 1:200 000 в западной части Казахского нагорья – Джекказган-Улутауском районе и на Сарысу-Тенизском водоразделе. Впервые в этом регионе съёмка выполнялась с широким использованием аэрофотоматериалов.

В 1958 г. Ю.А. Зайцев блестяще защитил выполненную им под руководством проф. А.А. Богданова кандидатскую диссертацию. Она была написана по материалам личных исследований, полученным в ходе геологического картирования в западной части Казахского нагорья ("Герцинская тектоническая структура Сарысу-Тенизского поднятия и Улу-Тау"). Спустя три года, в 1961 г., ее содержание было опубликовано им в виде монографии "Герцинская структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улу-Тау" [6]. Эта интересная, насыщенная новыми фактическими данными и богатая мыслями работа выдвинула ее молодого автора в число авторитетных знатоков тектоники Казахского нагорья. Проявленные им настойчивость, требовательность и организационные способности позволили научному руководителю ЦКЭ проф. А.А. Богданову возложить на Ю.А. Зайцева ответственные обязанности начальника этой экспедиции, которые он выполнял, начиная с 1959 г. В течение ряда лет он одновременно продолжал личные геолого-съёмочные и тематические работы в различных районах Центрального Казахстана. Книга Ю.А. Зайцева являлась его существенным вкладом в длительную дискуссию между сторонниками трех различных взглядов на тектоническую структуру и геологическое развитие Казахского нагорья и в значительной мере способствовала формированию современных представлений о строении и эволюции западной части этого региона.

Первый взгляд на эту проблему был высказан еще в 1934 г. одним из пионеров в геологическом изучении Казахского нагорья и его крупнейшим исследователем Н.Г. Кассиным [14]. Он пришел к выводу о том, что в палеозойской истории нагорья имели место два самостоятельных геотектонических цикла, завершившиеся эпохами складчатости – каледонской и герцинской. При этом герцинский структурный план был независимым от каледонского и несогласно наложенным на него. Это выразилось в широко распространенном явлении "пересечения складчатостей", установленном, в частности, в районе Сарысу-Тенизского водораздела.

Несколько позднее, в 1938 г. Н.С. Шатский [22], проводивший с рядом молодых сотрудников Геологического института АН СССР тематические работы в ряде районов Казахского нагорья, высказал альтерна-

тивную концепцию. Она утверждала преемственность в тектоническом развитии этого региона на протяжении всего палеозоя, который он рассматривал как единый, весьма продолжительный геосинклинальный цикл. Несогласия внутри палеозойского комплекса трактовались в ней как разновременные проявления последовательной эволюции структурных форм в ходе длительного и в своих главных чертах унаследованного развития тектонических деформаций, которые начались еще в раннем палеозое и завершились в позднем палеозое, т.е. в эпоху герцинской складчатости. Меньшую напряженность и брахиморфный характер средне- и особенно верхнепалеозойских структур, по которым они отличаются от сильно сжатых линейно-складчатых структур, свойственных нижнепалеозойским образованиям, Н.С. Шатский объяснял длительным, на протяжении всего палеозоя, развитием деформационного процесса. Эти представления нашли отражение в 1954 г. на составленной под редакцией Н.С. Шатского тектонической карте СССР для высшей школы в масштабе 1:4 000 000 [19], на которой вся территория Казахского нагорья была отнесена к герцинидам.

Однако уже в конце 30-х годов начала намечаться и в 40–50-х годах постепенно приобретала растущую популярность еще одна идея, в предположительной форме впервые высказанная А.Д. Архангельским [1]. Она получила выражение на опубликованной в 1956 г. тектонической карте СССР масштаба 1:5 000 000 [20] под общей редакцией Н.С. Шатского, А.А. Богданова и др. Ее сторонники – Е.Д. Шлыгин [23], Д.Г. Сапожников [16], П.Н. Кропоткин [15], А.А. Богданов [2], В.Ф. Беспалов – в отличие от более ранних представлений, в которых все Казахское нагорье рассматривалось как единый регион, на всей территории переживший в палеозое либо два самостоятельных цикла (Н.Г. Кассин), либо один весьма длительный цикл геосинклинального развития (Н.С. Шатский), обратили внимание на существенные отличия в истории тектонического развития между западной и восточной частями нагорья. В какой-то мере они примирили взгляды Н.Г. Кассина и Н.С. Шатского, показав, что концепция Шатского справедлива в отношении восточной части этого региона, а концепция Кассина – в отношении его западной части.

В восточной части Казахского нагорья на протяжении всего палеозоя продолжался, с сохранением основных черт тектонического плана, геосинклинальный процесс, закончившийся лишь в конце герцинского этапа. В западной же части, напротив, типичный геосинклинальный процесс завершился каледонской складчатостью в конце ордовика или в силуре, после чего в среднем и позднем палеозое эта область пережила качественно новый, сингерцинский этап тектонического развития. Разные исследователи называли этот этап либо полуплатформенным [16], либо

остаточно-геосинклинальным, либо орогенным. Наконец, предлагали рассматривать его как этап возникновения и развития Центрально-Казахстанского срединного массива ранней (посткаледонской) консолидации. Предполагалось, что он обособился внутри Урало-Монгольского подвижного пояса между несколькими областями, в которых до конца палеозоя продолжалось унаследованное геосинклинальное развитие, завершившееся в герцинскую эпоху складчатости.

В западной части Казахского нагорья среднепалеозойские (сингерцинские) осадочно-вулканогенные или чисто осадочные образования не имеющие типично геосинклинального формационного характера, как правило, залегают с резким угловым, а нередко и азимутальным несогласием на каледонском складчатом комплексе. В ряде мест, в частности, в районе Сарысу-Тенизского водораздела здесь действительно имеет место явление "пересечения складчатостей", установленное Н.Г. Кассиним и его сотрудниками. Это явление было подтверждено и получило объяснение в ходе последующих работ П.Н. Кропоткина [15], а позднее А.А. Богданова [2] и других геологов ЦКЭ, и, в первую очередь Ю.А. Зайцева, О.А. Мазаровича, В.Г. Тихомирова и др. [21]. А.А. Богданов, впервые четко сформулировавший в общем виде представление о существенных различиях в строении и развитии восточной ("герцинской") и западной ("каледонской") частей Казахского нагорья, назвал своеобразные двухъярусные герцинские структуры, в классической форме выраженные в районе Сарысу-Тенизского водораздела, грабен-синклиналиями и горст-антиклиналями.

Однако наиболее полное, детальное и убедительное фактическое обоснование и дальнейшее развитие эта предложенная А.А. Богдановым концепция в ее части, касающейся тектонического строения и истории западной части Казахского нагорья как области каледонской складчатости, явившейся на герцинском этапе своеобразным ядром ранней консолидации, получила в кандидатской диссертации Ю.А. Зайцева, опубликованной в виде монографии [6], а также в некоторых других его работах.

В 1957–1961 гг. под руководством Ю.А. Зайцева была составлена, а в 1972 г. издана одна из первых в СССР карт масштаба 1:50 000 Джезказганского рудного района. Объяснительная записка к ней в виде монографии "Геология и полезные ископаемые Джезказганского района" была издана в 1975 г. В последующие годы Ю.А. Зайцев постепенно распространил свои полевые геолого-съёмочные и тематические исследования на более южные, юго-восточные и восточные территории Казахского нагорья, охватив в итоге все главные тектонические зоны этого огромного и сложнопостроенного региона. Вместе в тем, помимо изучения средне-верхнепалеозойского комплекса, сингерцинского в западной части Казах-

ского нагорья и собственно герцинского в его юго-восточных частях (Джунгаро-Балхашская, а также Иртыш-Зайсанская области), он перешел к изучению более древних – нижнепалеозойских, вендских, рифейских, а также метаморфических нижнепротерозойских комплексов этого региона. В сферу его научных интересов вошла вся геологическая история Казахского нагорья от раннего докембрия до начала мезозоя, когда вся территория нагорья и прилегающего к ней с юга Тянь-Шаня вступили в постгеросинклинальный этап своей эволюции. Исследование протерозойских метаморфических комплексов он проводил совместно с Л.И. Филатовой [11,12], вендских – с Т.Н. Херасковой [13], а нижнепалеозойских мио- и эвгеосинклинальных формаций в разных тектонических зонах Казахского нагорья [4, 5] и тесно ассоциированных с ними офиолитовых комплексов [9] – с рядом других сотрудников ЦКГЭ. Большим научным достижением Ю.А. Зайцева явилось установление им на территории Казахстана ранее неизвестной здесь эпохи складчатости на рубеже среднего и позднего рифея (около 1 млрд лет назад), аналогичной дальсландской эпохе на юго-западе Балтийского щита и Гренвильской эпохе на востоке Канадского щита. Эту эпоху Зайцев назвал Исседонской [7].

Особенно плодотворным оказался для Ю.А. Зайцева последний, 15-летний период его научных исследований, когда после безвременной кончины в 1971 г. научного руководителя Центрально-Казахстанской экспедиции проф. А.А. Богданова, эти ответственные обязанности были возложены на Юлия Александровича. Тяжесть этой ноши, легшей на его плечи, легко понять, если вспомнить об исключительно высоком научном авторитете, а также об огромном личном обаянии Алексея Алексеевича Богданова. Он заслуженно обладал признанием как знаток геологии Казахстана и один из крупнейших региональных геологов и тектонистов Советского Союза, не только среди сотрудников ЦКЭ и московской и ленинградской геологической общественности, но и среди казахстанских геологов, работавших в научных и производственных организациях Караганды и Алма-Аты. Они высоко ценили результаты многолетнего плодотворного сотрудничества с коллегами из МГУ и их большие достижения в изучении геологии Казахского нагорья.

Несмотря на многие трудности, главным образом психологического и научно-идеологического порядка, связанные с ортодоксально-фиксистским научным мировоззрением Ю.А. Зайцева и его непримиримо-негативным отношением к становившимся все более популярными в 70–80-х годах неомобилистским идеям, в частности, к плито-тектонической концепции, Юлию Александровичу удалось сохранить заслуженную высокую репутацию ЦКЭ в широких кругах геологов России и Казахстана и добиться больших новых достижений. Под его руководством было выпу-

шено более 20 томов трудов ЦКЭ, десятки ее сотрудников, среди которых был ряд личных учеников Юлия Александровича, успешно защитили кандидатские, а некоторые из них – докторские диссертации.

Юлий Александрович Зайцев в качестве одного из главных редакторов (совместно с А.А. Абдулиным) составил и опубликовал новую тектоническую карту Казахстана [18] и идейно связанную с ней карту каледонской структуры этого огромного региона. Под его руководством и при активном участии многих сотрудников ЦКЭ была составлена серия палеотектонических карт Казахского нагорья, отражающих отдельные стадии его тектонической эволюции на протяжении протерозоя и палеозоя. К сожалению, в связи с распадом СССР эта огромная работа осталась неопубликованной.

Большим личным научным достижением Ю.А. Зайцева явилась подготовленная и успешно защищенная им в 1981 г. докторская диссертация "Эволюция геосинклиналей (овально-концентрически-зональный тип)". Тектонотипами явились глубоко изученные им область Казахского нагорья и ее аналоги в других областях Урало-Монгольского пояса – Байкальский, Западно-Саянский и Монгольский (Хангай-Хантейский) овалы. В 1984 г. она была опубликована Ю.А. Зайцевым в виде книги под тем же названием [10]. Ю.А. Зайцева интересовали проблемы истории формирования срединных массивов, их типизации и места в структуре и тектоническом развитии подвижных геосинклинальных поясов. По его инициативе и при его ведущей организационной и идейной роли силами сотрудников кафедры исторической и региональной геологии и ЦКЭ геологического факультета МГУ и геологических кафедр Пражского Карлова Университета (профессоров Й. Яроша, А. Дудека, З. Поубы и др.) была поставлена и успешно осуществлена многолетняя работа по теме "Сравнительная тектоника Чешского и Казахстанско-Гяньшаньского срединных массивов". Итоги этой работы получили отражение в одноименной коллективной монографии под ред. Ю.А. Зайцева и Й. Яроша, опубликованной в 1984 г. [17].

Помимо многолетней неутомимой и самоотверженной работы в Центрально-Казахстанской экспедиции Ю.А. Зайцев вел систематическую педагогическую и методическую работу на кафедре исторической и региональной геологии геолфака МГУ. Он преподавал курс структурной геологии и геокартирования, вел академическую практику по исторической геологии в Крыму. В качестве руководителя методической комиссии Геологического отделения разрабатывал новые учебные планы, участвовал в организации первой академической практики по полевому изучению магматических пород, проводившейся с восьмидесятых годов с использованием стационарной базы ЦКЭ около Караганды. В течение ряда лет он

проводил важные работы по совершенствованию методики применения профотоматериалов при геологических исследованиях.

В 1965 г. Ю.А. Зайцев стал старшим преподавателем, в 1966 г. – ассистентом, а в 1987 г. был избран профессором кафедры исторической и региональной геологии.

К сожалению, последние годы его жизни были омрачены тяжелой болезнью сердца, не позволившей ему выезжать на полевые работы. К тому же, он тяжело переживал свои научные разногласия с сотрудниками Центрально-Казахстанской экспедиции, не разделявшими его сугубо фиксизмские взгляды. В итоге в начале 1987 г. он был вынужден отказаться от обязанностей научного руководителя ЦКЭ. А через несколько месяцев, 9.06.1987 г., скоротечно скончался. Работы, выполненные Ю.А. Зайцевым, созданные им уникальные по своим методическим, научным и эстетическим достоинствам геологические и тектонические карты, его научные идеи и присущая ему высокая принципиальность оставили глубокий след в памяти его коллег по кафедре, Казахстанской экспедиции и всех его многочисленных учеников.

Л и т е р а т у р а

1. *Архангельский А.Д.* Геологическое строение и геологическая история СССР. Т.1. – М.: Гостоптехиздат, 1941.
2. *Богданов А.А.* Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. // Бюлл. МОИП, отд. геол. – 1959. – Вып. 1. – С. 3–33.
3. *Геология* и полезные ископаемые Дзержинского района / Под ред. Ш.Е. Есенова, Ю.А. Зайцева. – М.: Недра, 1975. – 284 с.
4. *Геология* и полезные ископаемые Центрального Казахстана / Отв. ред. Ю.А. Зайцев. – М.: Наука, 1988. – 205 с.
5. *Геология* раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана / Под ред. Ю.А. Зайцева / М-лы по геологии Центрального Казахстана. Т. XX. – М.: Изд-во МГУ, 1985. – 194 с.
6. *Зайцев Ю.А.* Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенгизского водораздела и Улу-Тау / Под ред. А.А. Богданова / М-лы по геол. центр. Казахстана. Т. III. – М.: Изд-во МГУ, 1961. – 176 с.
7. *Зайцев Ю.А.* О выделении среднерифейской Исседонской складчатости в Казахстане // Вестн. МГУ, сер. геол. – 1974. – № 3. – С. 32–52.
8. *Зайцев Ю.А.* Казахстанско-Тяньшаньский эпикаледонский массив как тектонотип массивов ранней консолидации / В кн.: Тектоника срединных массивов. – М.: Наука, 1976. – С. 43–64.
9. *Зайцев Ю.А.* Мантийные гипербазитовые валы – особый тип глубинных геосинклинальных структур в палеозойских эвгеосинклиналиях Казах-

- стана / Проблемы геологии Центрального Казахстана, кн. 1. Вопросы геологии докембрия и нижнего палеозоя. – М.: 1980. – С. 140–182.
10. *Зайцев Ю.А.* Эволюция геосинклиналей (овально-концентрически-зональный тип). – М., Недра, 1984. – 208 с.
11. *Зайцев Ю.А., Филатова Л.И.* Новые данные о строении докембрия Улу-Тау / В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана Том. X. Изд-во МГУ, 1971. – С. 21–71.
12. *Зайцев Ю.А., Филатова Л.И.* Основные этапы геологического развития Казахстана (в докембрии) // Вестн. МГУ, сер. геол. – 1972. – № 5. – С. 19–35.
13. *Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н.* Венд Центрального Казахстана / М-ль по геологии Центр. Казахстана Том XIV. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – 252 с.
14. *Кассин Н.Г.* Очерк тектоники Казахстана // Проблемы Советской геологии – 1934. – № 6.
15. *Кропоткин П.Н.* Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана / Труды Ин-та геол. наук АН СССР. – Вып. 108, 1950.
16. *Сапожников Д.Г.* Тектоника западной части Казахской складчатости страны / Тектоника СССР. Т. 1. – М.: Изд-во Ин-та геол. наук АН СССР, 1948.
17. *Сравнительная тектоника Чешского и Казахстанско-Тяньшаньского срединных массивов* / Под ред. Ю.А. Зайцева и Й. Яроша. – М.: Изд-во МГУ, 1984. – 240 с.
18. *Тектоническая карта области палеозойских складчатостей Казахстана и сопредельных территорий м-ба 1:1 500 000* / Гл. ред. А.А. Абдулин, Ю.А. Зайцев. – Л.: Ленинградская картфабрика объединения "Аэрогеология", 1980.
19. *Тектоническая карта СССР м-ба 1:4 000 000 для высшей школы* / Гл. ред. Н.С. Шатский. – М., 1954.
20. *Тектоническая карта СССР и сопредельных стран м-ба 1:5 000 000 с пояснительной запиской* / Под ред. Н.С. Шатского, Н.А. Беляевского, А.А. Богданова, М.В. Муратова. М.: – Госгеолтехиздат, 1956.
21. *Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана* / А.А. Богданов, Ю.А. Зайцев, О.А. Мазарович и др. // Вест. МГУ. Сер. геол. – 1963. – № 5.
22. *Шатский Н.С.* О тектонике Центрального Казахстана // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1938. – № 5–6.
23. *Шлыгин Е.Д.* Тектоническое строение северной части северо-восточного Казахстана // Проблемы Сов. Геологии – 1935. – № 2.

Л.И. Филатова, Хе Гоци

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ СИНЬЦЗЯНА (СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА)

В последние годы в исследовании геологической истории докембрия большое внимание привлекает анализ площадей, тектонически стабилизировавшихся в позднем докембрии – к 1000–800 (900) Ма, по которым вырисовывается предшествовавший Пангее протоконтинент Родиния, позднее подвергшийся деструкции. В Китае, наряду с Северо-Китайской и более ограниченно Южно-Китайской платформами, площади, несущие признаки высокостабилизированного режима накопления толщ этого возраста, по китайским авторам, средне-позднепротерозойских (досинийских), распространены в его северо-западном регионе – Синьцзяне. Здесь их выходы фрагментарны, приурочены главным образом к северной и южной периферии Таримского массива, в центральной части перекрытого мезо-кайнозойскими отложениями, а также в антиклинальных сооружениях обрамляющих его зон палеозойской складчатости. Однако они рассредоточены на полторы тысячи километров в широтном и до тысячи в меридиональном направлениях, что позволяет дать им оценку в границах всего региона. Эти толщи, как и на Северо- и Южнокитайских платформах, предваряются древнейшими образованиями, чаще нижнепротерозойскими, отделяясь структурным и метаморфическим несогласием, и во многих районах Синьцзяна несогласно перекрыты тиллит- и тилоидсодержащим синием – верхним подразделением верхнего протерозоя китайской шкалы, датируемым в пределах 800 (900) – 600 Ма. Структурно они представляют собой в разной мере складчатый проточехол. Досинийские толщи верхнего докембрия Синьцзяна менее известны в российской литературе, чем одновозрастные образования китайских платформ, но интересны некоторыми отличиями от них, отражающими вариации в степени тектонической стабилизации режима накопления. Для их характеристики использованы данные 80–90-х годов из китайской литературы в переводе и изложении Хе Гоци, Ван Юйфан (геологический факультет Пекинского университета) и Йен Иехуа (Геологический институт АН КНР), а также китайских авторов в англоязычных публикациях. Дополнением служили полевые наблюдения в китайском Тянь-Шане от меридиана Урумчи к востоку до г. Вейя и до с. Кюмюш на юге, проведенные Л.И. Филатовой в составе группы сотрудников Московского университета в 1990 г. по инициативе Хе Гоци под руководством Вана Шигуана (Пекинский университет) и специалистов из Синьцзянского геологического бюро

(Лю Децуан и др.).

Распространение и структурная позиция средне-верхнепротерозойских толщ Синьцзяна. Выходы толщ среднего-верхнего протерозоя в Синьцзяне (рис. 1) на окраинах Таримского массива известны на севере в горах Куруктаг (1), на юго-западе в горах Текелик в пределах северного склона хр. Западный Кунлунь (2) и на юго-востоке в горах Алтынтаг (3). Они продолжают также в поднятиях внутри палеозойских складчатых систем, обрамляющих Таримский массив. Большая их часть располагается на севере в складчатых сооружениях гор Тянь-Шань.

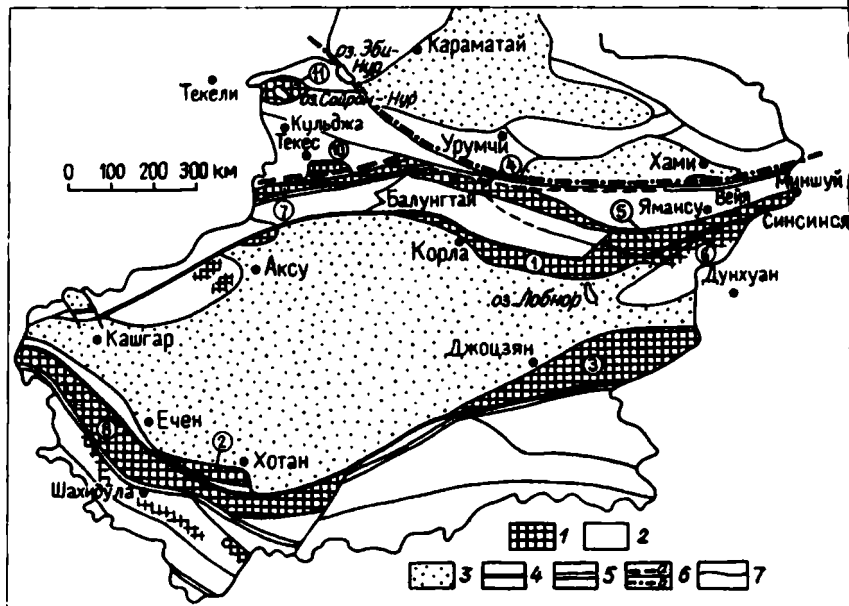


Рис. 1. Схема выходов докембрия в мегаструктуре Синьцзяна (без Алтая).

Составлена на основе [13, рис. 2-3, 2-4 и с. 408-409]

с учетом и частичным использованием [6, 22, 23, 32, 33];

1 - поднятия с выходами докембрия; 2 - палеозойские складчатые комплексы; 3 - мезокайнозойские депрессии с юга на север: Таримская, Турфанская и Джунгарская; 4 - граница Таримского массива; 5 - граница Таримской палеоплиты с учетом континентальных окраин, переработанных в палеозое, по [13], 6 - вариации северной границы знака 5: а - западного фрагмента, по [32], б - по [29] и Y. Li et al., 1984; 7 - прочие границы. Названия районов, обозначенных цифрами в кружках см. в тексте в круглых скобках

В северной каледонской системе Тянь-Шаня эти толщи обнажены в ограниченных глубинными разломами гигантских тектонических линзах Центрального Тянь-Шаня (часто именуемого китайскими исследователями Средним Тянь-Шанем), от района примерно в 100 км западнее г. Бу-

гунгтай к востоку, включая горы Чельтаг (4), и Восточного Тянь-Шаня (5) южнее Турфанской впадины от 90° меридиана до восточной границы Синьцзяна – гг. Вейя и Синсиня. Иногда восточным продолжением Восточного Тянь-Шаня считают горы Бейшань (6) [15 (X. Zhao et al.)] со значительным развитием в них средне-верхнепротерозойских толщ, протягивающихся в Синьцзян из соседней с востока провинции Ганьсу. Но, согласно [6, 13, 26, 28, 31], эти выходы структурно тяготеют к собственно Таримскому массиву. Ограничиваясь зоной разломов, кулисообразно отходящей от Тянь-Шаня к юго-западу, они простираются южнее гор Кулуктаг. Возможное продолжение этой структуры к юго-западу на ее возвышении, с развитием предположительно архейских пород, отражает цепочка выявляемых геофизически [8, 28] поднятий в фундаменте Таримского массива, протягивающихся в направлении оз. Лобнор.

В ближнем северо-западном обрамлении Таримского массива в Южном Тянь-Шане у границы с Кыргызстаном в поднятиях герцинских структур, в горах Хорошань (Халыктау) и др. (7) указывались выходы среднего протерозоя [12]. Но для большей их части выявилась принадлежность нижнему протерозою, высокобарически измененному в палеозое (J. Gao et al., 1995). Значительную площадь толщи среднего–верхнего протерозоя занимают севернее: в поднятиях палеозойских складчатых сооружений в горах Нарат (10), в продолжении каледонских структур на западе китайского Тянь-Шаня, в герцинских структурах гор Боро-Хоро и района оз. Сайрам-Нур (11), смыкающихся с горной системой Джунгарского Алатау [2] (которую в Китае называют Северным Тянь-Шанем).

С южной стороны Таримского массива (см. рис. 1), южнее поднятия Текелик (2), также в пределах северного склона Западного Куллуна, но уже в зоне палеозойской (герцинской) складчатости, южнее гг. Ечен и Цзепу (Цзипан), имеется ряд поднятий с выходами средне-верхнепротерозойских толщ (8) [12]. При этом граница собственно Таримского массива (как и южного ограничения поднятия Текелик) принимается то с меньшим [13, 28], то с большим смещением к югу в складчатую зону палеозойской переработки массива, вплоть до левобережья крутой излучины р. Тизнаф – правого притока р. Яркенд [27], что отражается и на структурной привязке интересующих нас стратиграфических разрезов [19, 21]. Южнее, за глубинным Кенгсиварским разломом [35] в поднятиях зоны индосинийской складчатости хр. Каракорум (9) имеются родственные существенно карбонатные среднепротерозойские толщи. Их площадь, по отношению к сводной карте Синьцзяна [12], расширена, в основном, за счет каменноугольных отложений [16].

Главные черты стратиграфии средне-верхнепротерозойских

толщ. Разработку стратиграфии среднего – верхнего протерозоя проводили Гао Джензя, Пэн Чанвен, Лю Соннян, Джан Сянган и др. (см. указания на использованную литературу при колонках рис. 2 и в тексте) на основе материалов структурно-литологических и биостратиграфических (главным образом по строматолитам) исследований. Использовались также данные изотопно-геохронологических определений возраста – Rb–Sr, U–Pb–Th, а в последние годы Sm–Nd методами. Результаты возрастных определений наиболее многочисленны для Тянь-Шаня и северной части Таримского массива [7, 9, 18, 21, 23, 36], приводятся также по результатам недавних работ Ху Айчина [6]. Общая схема расчленения докембрия Синьцзяна и положение в ней интересующих нас толщ в основном установились к началу – середине 80-х годов и в дальнейшем совершенствовались за счет появления новых данных по изотопной геохронологии и комплексам строматолитов [6, 7, 9, 10, 17, 22, 29 и др.]*. Как частные, так и сводные работы китайских авторов по Синьцзяню обычно включают сравнение со средне-верхнепротерозойскими толщами Северо-Китайской платформы, последовательность которых используется в качестве стратотипического разреза и шкалы с подразделениями в виде “систем” чанчен и чжисян для среднего протерозоя (с внутренней границей 1400 и верхней в 1000 Ma) и цинбайкоу в верхнем протерозое в диапазоне 1000–800 (900) Ma [25]. Анализ стратиграфии верхнего докембрия Синьцзяна, включая завершающий его синий, в сравнении с северокитайским стратотипом, с акцентом на строматолитосодержащие комплексы, в начале 90-х годов проводился В.Д. Брежневым и М.Е. Раабен [1]. Работа была дополнена некоторыми данными к геодинамической реконструкции. Отметим также попытку Л.И. Филатовой историко-геологически типизировать толщи докембрия Синьцзяна, в т.ч. средне-верхнепротерозойские [2].

Как показывает обзор стратиграфии среднего и досинийской части верхнего протерозоя, в Синьцзяне выделяются два главных типа разрезов этих толщ с чертами стабильного режима накопления. Один из них имеет почти исключительно карбонатный состав, с подчиненными терригенными породами, другой отличается сочетанием с мощными карбонатными толщами вулканогенных, преимущественно среднекислых толщ в разных соотношениях, иногда до равного.

Первый, существенно карбонатный тип разреза в полном стратиграфическом объеме от чанчена через чжисян и по цинбайкоу распростра-

* По завершении настоящей работы авторам удалось ознакомиться со схемой историко-геологических разрезов Синьцзяна китайских авторов [14], в связи с которой в отдельных разрезах нашей сводки даны дополнения и высказаны замечания.

нен в горах Бейшань в северной половине Таримского массива (см. рис. 1, № 6; рис.2, колонка 7). Его общая мощность около 8000 м [15 (B. Gong)]. Согласно данным [15 (X. Zhao et al.), 20], нижнее подразделение чанчен – группа (серия в российской терминологии) Байху мощностью в 3300 м имеет существенно карбонатный состав в верхних 600 м, а большей частью толщи являются терригенными от полимиктовых до кварцевых, на востоке внизу дополненными вулканитами кислого, реже основного состава. Последующие местные подразделения Пинтоушань и Дахуолуошань, соответствующие чжисяну и цинбайкоу, имеют мощность 3000 и 1700 м. Они сложены карбонатными породами, лишь в средней части чжисяна с неустойчивым, хотя и достигающим 1000 м, интервалом терригенных пород. В основании каждого из двух верхних подразделений имеется разрыв, и в базальных слоях присутствуют конгломераты. Начиная с верха чанчена (группы Байху), в разрезе обильны строматолиты, по которым в последовательности карбонатных толщ цинбайкоу обосновывается трехчленное деление по 400–600 м. Толщи со строматолитовыми биогермами выдержаны по простираению с перерывами до 200 км.

Сходный, существенно карбонатный тип разреза, также строматолитсодержащий, особенно в аналогах чжисяна и цинбайкоу, свойствен южным окраинам Таримского массива – на юго-западе в районе Текелик и на юго-востоке в горах Алтынтаг (см. рис. 1, № 2 и 3; рис. 2, колонки 9 и 8, соответственно) [14, 21]. В районе Текелик в северных выходах мощность толщ среднего – верхнего протерозоя почти вдвое меньшая, чем в Бейшане, и, по-видимому, резко выражены перерывы, разделяющие их на три части. Но к югу средний интервал – группа Бохатетаг – возрастает вдвое, почти до 3000 м. В горах Алтынтаг мощность толщ от чанчена по цинбайкоу, согласно [14], указывается в 12 000 м, но из-за блокового строения эта цифра, вероятно, преувеличена. Строматолитовые ассоциации в южных районах, как и в Бейшане, сходны с известными в стратотипическом разрезе на Северо-Китайской платформе [10, 20, 21]. В обоих южных районах в южном направлении в чанчене, а в районе Текелик также в чжисяне, карбонатные толщи дополняются базальтовыми вулканитами, в их нижнем проявлении в ассоциации с кератофирами [14, 34]. В этом, очевидно, отражается влияние расположенной южнее мобильной зоны, более определенно выраженной на северном склоне хр. Куңлунь в виде офиолит-базальтового комплекса Джисак [30] (см. рис. 1, № 9; рис. 2, колонка 10). Тектонические линзы родственных пород в последние годы указываются в горах Алтынтаг [24], но, судя по датировкам (колонка 8), они отчасти могут быть и более древними – дочанченскими.

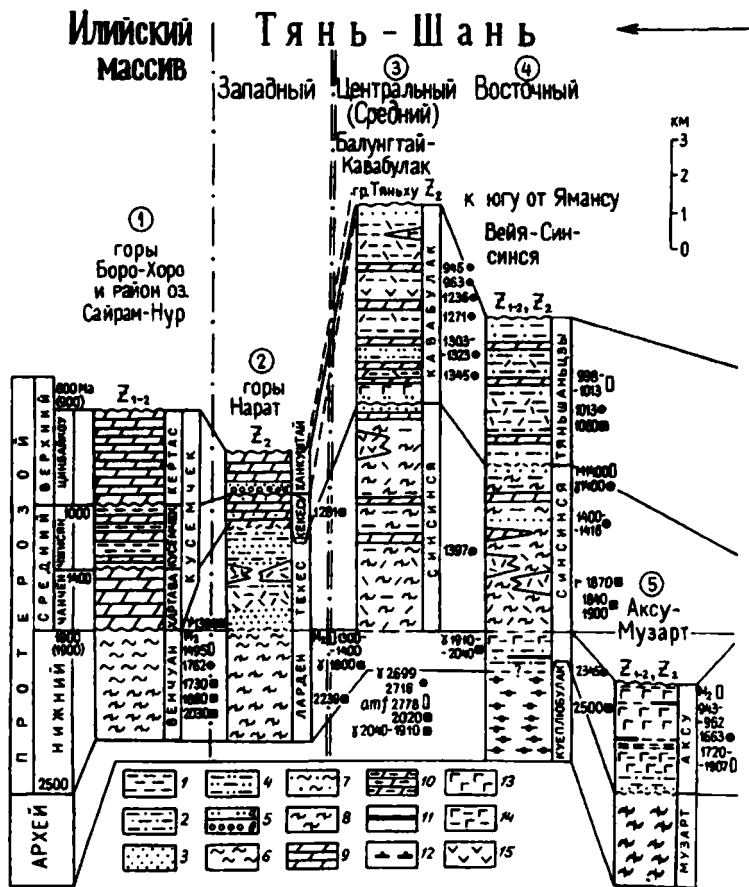


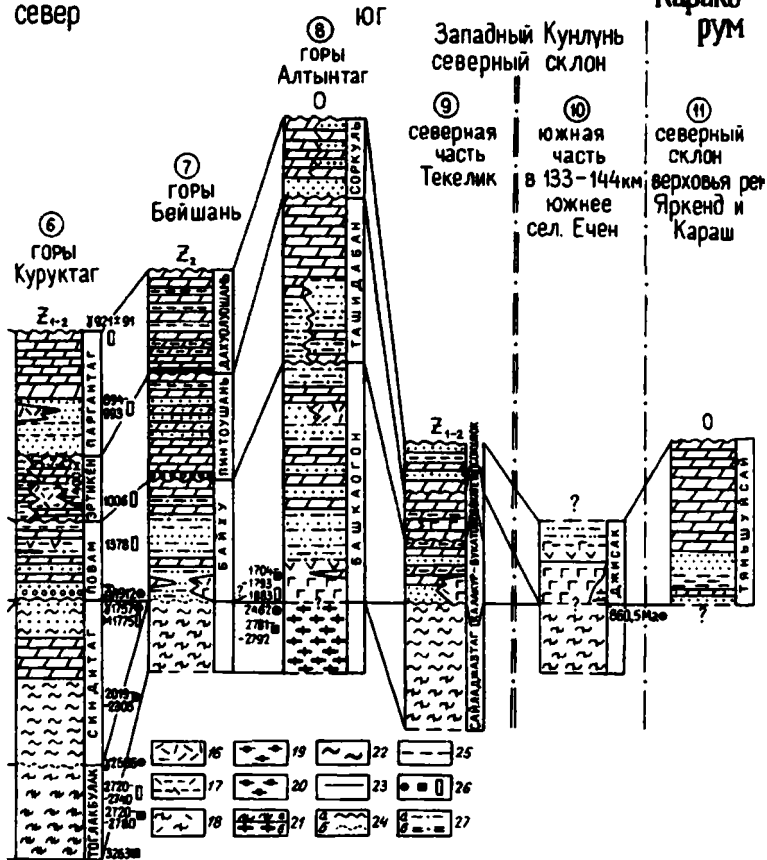
Рис. 2. Принципиальная схема стратиграфического расчленения и корреляции досиньских толщ Синьцзяна:

1 – серицит-кварцевые, серицит-хлорит (биотит)-кварцевые сланцы по глинисто-алевритовым породам; 2 – то же по алевропсаммитам; 3 – кварциты; 4–5 – метаконгломераты; 4 – по глинисто-алевритовым породам, 5 а – по алевропсаммитам (в колонке 10 по турбидитам); 5 б – конгломераты; 6 – слюдяные сланцы; 7 – кварцево-сланцевые сланцы; 8 – гранитизированные слюдяные сланцы, гнейсы; 9–10 – преимущественно доломиты, частью калькарениты (10 – с терригенной примесью); 11 – железистые кварциты; 12–18 – метавулканы: 12 – ультрабазиты, 13–14 – базальты, соответственно эффузивы и туфы-туффиты; 15 – андезиты и андезит-дациты; 16 – риодациты и риолиты; 17 – среднекислые метатуффиты и метавулканомикты;

Таримский массив

север

ЮГ



18 – гранитизированные и гнейсированные среднекислые породы; 19–20 – очковые гнейсы, соответственно лейкократовые и меланократовые; 21 а – гнейсы, 21 б – гранулиты; 22 – меланократовые кристаллические сланцы; 23–25 – границы: 23 – согласные, 24 – несогласные, а) установленные и б) предполагаемые, 25 – тектонические; 26 – геохронологические данные методами, соответственно: U–Pb, Sm–Nd и Rb–Sr; 27 – ограничения разрезов в протерозойских палеоструктурах: а) Таримской палеоплиты, б) прочих. Колонки составлены с использованием материалов: 1–2 – [7]; 3–4 – [7, 9, 18, 29, 36] с учетом [14]; 5 – [23] с учетом (J. Xiong, W. Wang, 1986) и (X. Xiao et al., 1990); 6 – [7, 10, 22]; 7 – [15, 20]; 8 – [14, 24] и (R. Zhou, 1987); 9 – [19, 21, 34]; 10 – [30]; 11 – [16]. Стратиграфическая шкала дана по китайским авторам

Второй из главных по распространенности типов разреза среднего – верхнего протерозоя, примечательный сочетанием с карбонатными и терригенно-карбонатными толщами толщ среднекислых вулканитов, широко проявлен на северной окраине Таримского массива в горах Куруктаг, а также в поднятиях складчатой системы гор Тянь-Шань.

В последовательности среднепротерозойских и досинийских верхнепротерозойских толщ гор Куруктаг (см. рис. 1, № 1; рис. 2, колонка 6) нижняя группа Повам, отвечающая чанчену – нижнему из трех подразделений северокайтайского стратотипа, в типовом разрезе между сел. Тоголакбулак (Даклакбулак) и Сингер имеет двучленное строение. Ее нижнюю часть мощностью около 1000 м составляют перемежающиеся в четырех макроритмах терригенные породы (в первом из них конгломераты, а выше кварциты) и мраморы. В верхней части группы Повам мощностью в 900 м преобладают двуслюдяно-кварцевые сланцы, иногда актинолит- и хлорит-кварцевые (метатуффы?), с подчиненными мраморами. Вторая группа Эртикен (Айржиган), относимая к чжисяну, фациально изменчива. Вкрест простирания ее разрез меняется от терригенного и маломощного (650 м) на юге в одноименном районе до более мощного (1500–2200 м) карбонатного (районы Синди, Паргантаг) и вулканогенно-карбонатного, включающего интервалы до 500–800 м средне-кислых метавулканитов и их разнообразных туфов и туффитов (район Сингер и др.) на севере [7, 22]. В нижней части разреза в ассоциации с доломитами ограниченную роль играют кварциты. Верхняя группа Паргантаг, отвечающая в северокайтайском стратотипе цинбайкоу, имеет мощность около 3000 м. В нижней половине ее разреза это кварциты и существенно кварцевые сланцы с невыдержанными пачками среднекислых метавулканитов, а сверху преобладают строматолитовые доломиты. По характеру строматолитовых ассоциаций рассмотренные средне-верхнепротерозойские карбонатные толщи Куруктага, как и карбонатный тип разреза Таримского массива в целом, имеют принципиальную общность с северокайтайским стратотипом.

В ближних к горам Куруктаг более северных районах, в Тянь-Шане, нижняя часть среднего протерозоя выделяется как группа Синсинся (Щиншинся). Ее типовой разрез, мощность которого по разным авторам указывается от 2000–3000 до 5000 м, на востоке Восточного Тянь-Шаня (см. рис. 1, № 5; рис. 2, колонка 4) отличается высоким метаморфизмом и обильной мигматизацией пород. Преобладают кордиерит-, силлиманит- и гранатсодержащие слюдяные сланцы, которые в верхней половине разреза вытесняются существенно кварцевыми сланцами и кварцитами, с дополнением на ряде уровней мраморами. Принадлежность этой толщи чанчену

доказывается датировками от 1900 Ма внизу и до 1400 Ма вверх, в т.ч. по синтетектоническим гранитоидам и времени метаморфизма [36]. Рубеж в 1400 Ма в Сынцзяне, и особенно в Тянь-Шане, выражен более резко, чем на Северо-Китайской платформе, что сближает разрезы протерозоя этого региона с их аналогами в Северном и Среднем Тянь-Шане Киргизии (В.Г. Королев, В.В. Киселев). Исходно осадочные толщи группы Синсинся спорадически включают пачки кислых метавулканитов, частью игнимбритов, которые нами наблюдались южнее г. Ямансу. Западнее, в Центральном Тянь-Шане (см. рис. 1, № 4; рис. 2, колонка 3), толщи указываются более вулканогенными с проявлением, кроме кислых разностей, средних, а иногда основных, но преимущественно исходно туффитовых [14].

Выше группы Синсинся в Тянь-Шане выделяются группы Кавабулак и Тяньшанцзы мощностью до 8000 м (колонки 3 и 4). Их разрез считали исключительно осадочным карбонатно-терригенным, флишоидным [29]. Но, по-видимому, здесь также значительно дополнение толщ вулканическим, преимущественно туфогенным компонентом среднего (кисло-среднего?) состава [14]. Группы Кавабулак и Тяньшанцзы относят либо к чжисяну и цинбайкоу [7], либо только к чжисяну [6, 14]. Среди датировок, полученных U–Pb методом, преобладают значения в интервале 1113–1320 Ма, но имеются и цифры в 945–963 Ма, отвечающие цинбайкоу [18]. При отнесении этих толщ к чжисяну как аналог цинбайкоу выделяют вышележащую группу Тяньху, примечательную присутствием средних и основных вулканитов эвгеосинклинального характера [5]. Однако в другом варианте стратиграфических построений, принимаемом и нами, она включается в синий, что подтверждают ее датировки в 619 и 660 Ма (U–Pb метод).

Два аналогичных типа разреза – карбонатный и с сочетанием карбонатных и средне-кислых вулканогенных толщ – свойственны северо-западу Сынцзяна [7] (см. рис. 1, № 10–11; рис. 2, колонки 1 и 2). Карбонатный разрез типичен для крайних северных районов этой области – в горах Боро-Хоро и в районе оз. Сайрам-Нур, или Салиму (см. рис. 2, колонка 1), где представлен комплексом Кусемчек, по [14], отвечающим чжисяну. В более детальном варианте расчленения [7] в виде групп Хартава, Кусемчек и Кертас этот комплекс мощностью не менее 4000 м принимается в полном объеме досинийских средне-верхнепротерозойских толщ от чанчена по цинбайкоу включительно. По оценке строматолитов М.Е. Раабен также допускает нижние толщи разреза аналогом чанчена [1]. Южнее, в горах Нарат (колонка 2), отвечающая чанчену группа Текес имеет вулканогенно-терригенный состав со среднекислыми вулканитами и вулканокластическими породами в нижней и средней частях разреза [7]

среди существенно кварцевых пород, переходящими в них, по-видимому, и по простираанию [14]. В отдельных прослоях присутствуют карбонатные породы. Вышележащие толши группы Кекесу (Коксу) – карбонатные, частью калькаренитовые, с примесью терригенного компонента – относят к чжисяну, а завершающую разрез группу Ханкуштай (Куштай) терригенно-карбонатного состава – к цинбайкоу. Строматолитовые ассоциации в толщах гор Нарат подтверждают присутствие всех трех подразделений досинийского верхнего докембрия [1].

К палеотектонической оценке среднего – верхнего досинийского протерозоя Синьцзяна. Несмотря на фрагментарность выходов, распространение двух типов разреза средне-верхнепротерозойских толщ выявляет вполне закономерное их положение в палеоструктуре.

Карбонатные и терригенно-карбонатные толши, очевидно, приурочены к ядрам наиболее консолидированных площадей, главной из которых являлся Таримский массив, занимавший большую южную часть Синьцзяна. Палеогеографически он, по-видимому, представлял, судя по широкому и устойчивому развитию в этих толщах строматолитосодержащих пород, мелководное море. Замещение в направлении к центру массива карбонатных толщ терригенными с сокращением мощности дает основание считать центральную часть массива низменной островной сушей с выходами на поверхность древнейших, вплоть до архейских образований.

Карбонатно-вулканогенные толши имеют иное – поясовое распространение в обрамлении площадей с карбонатным типом разреза, что наиболее очевидно в районе гор Куруктаг, а также севернее собственно Таримского массива в палеозойской складчатой структуре Тянь-Шаня. Последнюю выделяют как северную континентальную окраину досинийской Таримской палеоплиты, переработанную палеозойским тектогенезом [13]. Ее северное (точнее северо-западное) ограничение понимается неоднозначно (см. рис. 1, знаки 5 и 6). Вариант крайнего северного положения северной границы Таримской плиты с включением в нее районов гор Боро-Хоро и оз. Сайрам-Нур (знак 6 б) утверждался в ранних палеотектонических построениях, и эта область вместе с районом гор Нарат на юге выделялась как Илийский (Иннинский) массив [29 и др.]. Однако северная половина Илийского массива в районах гор Боро-Хоро и оз. Сайрам-Нур представляют собой самостоятельную, по отношению к Таримской палеоплите, площадь распространения карбонатного типа разреза, отделенную от нее зоной развития разреза второго типа, обогащенного среднекислыми вулканитами, подобно тому, как это происходит в пределах северной континентальной окраины Таримской палеоплиты. В современных построениях Илийский массив понимают юго-восточной частью Казахстан-

Джунгарской (или Балхаш-Джунгарской, В.В. Киселев, 1993) палеоплиты [13]. При этом, по-видимому, в качестве окраинно-континентальной зоны с вулканогенно-карбонатным типом разреза, обрамляющей с юга площадь Илийского массива, правильнее считать не район гор Нарат, а более северо-западный район Текели в Джунгарском Алатау Восточного Казахстана [5]. Здесь она простирается на 100 км к северо-западу, а на китайской территории, на сочленении с площадью карбонатного типа разреза, вероятно, срезана разломами. Толщи же вулканогенного типа разреза в горах Нарат отклоняются в простирании к юго-западу и их самостоятельность, по отношению к Илийскому массиву, в пределах Сынцзяна не столь очевидная, вполне определена с учетом ближних территорий Кыргызстана и Казахстана (Муюнкум-Наратский массив В.Г. Королева и В.В. Киселева).

Характер вулканогенно-карбонатного типа разреза представляется обусловленным сочетанием, по крайней мере, двух факторов – нормального мелководного карбонатного (карбонатно-терригенного) осадконакопления, аналогичного для первого карбонатного типа разреза, и периодического проявления рифтогенеза при магматической активизации коровых зон, определившей среднекислый вулканизм, частью в наземной обстановке. Среднекислая магматическая активность, но ограничено (в чанчэне) и повышенной щелочности, имела место и на севере Северо-Китайской платформы в Яншанском прогибе, природа которого уже давно определена как авлакоген [29] и рассмотрена в системе ранних рифтогенных структур Китая [3]. То же свойственно авлакогенам, особенно окраинным, других древних платформ (Днепрово-Донецкий на Восточно-Европейской платформе в рифейской стадии развития и др.). Высокой среднекислой магматической активности (в пределе доходящей до контрастной) в среднем – позднем протерозое (досинии) очевидно способствовали прошедшая к 1800–1600 Ма кратонизация (А.А. Богданов), а позднее – усиление теплового режима внутрикоровых зон в условиях экранирующей роли палеоплитных чехлов.

Неоднократное в течение среднего – позднего протерозоя (досиния) проявление рифтогенеза со среднекислым вулканизмом на рассматриваемой площади в обрамлении областей развития карбонатного (терригенно-карбонатного) осадконакопления, вероятно, отражает частичную, неглубокого заложения, периодическую деструкцию континентальной коры. Обращает на себя внимание его преимущественная приуроченность к окраинным зонам стабильных масс, впоследствии разделенных Урало-Монгольским складчатым поясом. На ранние, с начала рифея, признаки нарушения континентальной коры в предварении заложения Урало-Монгольского пояса указывал Е.Е. Малиновский [3, 4], что получает все

большее признание.

В типе разреза с сочетанием толщ карбонатных и среднекислых вулканитов, очевидно, следует видеть вариант пассивной окраины. На северное ограничение Таримской палеоплиты (и Северо-Китайской платформы), как пассивной окраины, указывали в палеотектонических построениях еще Ван Ходжен и Чиао Сюфу [29], противопоставляя ей южную активную окраину с развитием офиолит-базальтовых комплексов, что поддержано и российскими исследователями [3 и др.]. В Тариме в числе последних это толщи группы джисак в Северном Кунлуне и позднее выявленные в горах Алтынсынган. Следует, однако, отметить недавно высказанное мнение о северном ограничении Таримской палеоплиты на сочленении ее с Джунгарско-Казахстанской палеоплитой, как активной континентальной окраине, возникшей в чанчене, причем при значительно более южном положении, в сравнении с принимавшимся ранее и поддерживаемым нами, – к югу от Тянь-Шаня [14]. В качестве сутурной зоны при этом указывается зеленосланцевая зона Аксу, которая (см. рис. 2, колонка 5) несомненно принадлежит мобильному режиму, но считается нами раннепротерозойской в дочанченском фундаменте Таримского массива, омоложенной в верхнем протерозое [2] и, судя по району Алтынтаг [24], вряд ли была единичной. Большая неустойчивость стабильности в среднем – позднем протерозое (досинии) рассмотренных областей Синьцзяна, в сравнении с Северокитайской платформой, определившая их большую фрагментированность к концу досиния, вероятно, была обусловлена их более периферийным положением в протоконтиненте Родиния, что намечается в известных ее реконструкциях Х. Скотиза и др.

Л и т е р а т у р а

1. *Брежнев В.Д., Раабен М.Е.* Протерозой Северо-Западного и Северного Китая: корреляция и геодинамические реконструкции // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1992. – № 10. – С. 97–10.
2. *Мазарович О.А.* Северный Синьцзян в системе палеозонд Центральной Азии: Статья 1. Общая характеристика и вопросы стратиграфии // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1995. – Т. 70, вып. 6. – С. 3–21.
3. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли: Рифтогенез в подвижных поясах. – М., 1987. – 297 с.
4. *Милановский Е.Е.* Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. – М., 1991. – 148 с.
5. *Никитченко И.И.* Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Джун-

гарского Алатау // Изв. АН КазССР. Сер. геол. – 1978. – № 5. – С. 1–15.

6. *Отчет* о строении докембрийского фундамента в орогенических поясах Северного Синьцзяна / Ху Айчин и др. – Гуанджоу, 1995. – 215 с. (китайск.).

7. *Пэн Ч., Гао Дж., Лю С.* Расчленение и сопоставление докембрийских толщ Тянь-Шаня (Синьцзян) // Сборник II симпозиума по геологии и полезным ископаемым Тянь-Шаня (Синьцзян). – 1991. – С. 267–273 (китайск.).

8. *Deng Zh.* The characteristic of gravitational and magnetic field of Luobupo region in Xinjiang and its architectonic significance // *Xinjiang Geology*. – 1987. – V. 5, № 1. – P. 83–91 (китайск., англ. абстр.; аналогичное далее отмечено знаком *).

9. *Gao Zh.* Second discussion about stratigraphy problems of the Precambrian of Tianshan region // *Xinjiang Geology*. – 1990. – V. 8, № 1. – P. 80–90. – 171p.*

10. *Gao Zh., Chen J., Lu S. et al.* The Precambrian Geology in Northern Xinjiang // *Precambrian Geology*. – 1993. – № 6.*

11. *Gao Zh., Peng Ch.* The Precambrian of Tianshan, Xinjiang // *Xinjiang Geology*. – 1985. – V. 3, № 2. – P. 14–25.*

12. *Geological map of Xinjiang Uygur Autonomous region, China. 1:2000000.* Compl. Bureau of Geol. and Mineral. Resours of Xinjiang Uygur Auton. Region. – Beijing: Geol. Publ. House, 1985 (китайск.).

13. *He G., Li M., Liu D. et al.* Paleozoic crustal evolution and mineralization in Xinjiang of China. – Xinjiang: People's Publishing House, 1994. – 437 p.*

14. *Historic-geological sections of Middle-Upper Proterozoic of Xinjiang* // The Material for Atlas of Lithology-Paleogeographical et al. maps of Central Eurasia. – Geological Company YUGGEO, 2000 (китайск. / англ.).

15. *International Symposium on Late Precambrian Geology* // *Precambrian Geology*. № 3. – Beijing, 1987. – 523 p.*

16. *Li Ch., Zhang Zh.* Late Precambrian stromatolites at Northern Karakorum Mt. // *Xinjiang geology*. – 1985. – V. 3, № 1. – P. 43–49.*

17. *Lu S., Gao Zh., Li Q., Wu Ch.* Subdivision of Precambrian in Northern Xinjiang // *Geoscience of Xinjiang*. – 1990. – № 1. – P. 78–88.*

18. *Luo F.* On Precambrian in Mid-Tianshan uplift (metamorphic zone) // *Xinjiang Geology*. – 1989. – V. 7, № 4. – P. 24–34.*

19. *Ma Sh., Wang Y., Fang X.* The Sinian at north slope Western Kunlun Mountains // *Xinjiang Geology*. – 1989. – V.7, № 3. – P. 68–79.*

20. *Miao Ch., Gao Zh., Zhu Ch.* Late Precambrian stratigraphy and stromatolites from Beishan region // *Precambrian Geology in Xinjiang*. – China: Urumuqi, 1984. – P.140–151.

21. *Peng Ch., Gao Zh.* Microflora and stromatolites from the Late Precambrian on the slope of W. Kunlun mountains and their stratigraphic significance // *Xinjiang Geology*. – 1984. – V. 2, № 1. – P.17–28.*
22. *Peng Ch., Gao Zh., Lu S.* Division and correlation of Precambrian system in Northern Xinjiang // *Xinjiang Geology*. – 1991. – V.9, № 4. – P. 329–339.*
23. *Polycyclic tectonic evolution and metallogeny of the Tianshan mountains / T.K. Chuang, Ch. Tian et al.* Science Press, 1990. – 227 p.*
24. *Sobel E.R., Arnaud N.* A Possible middle Paleozoic suture in the Altyn Tagh, NW China // *Tectonics*. – 1999. – V. 8, № 1. – P. 64–74.
25. *Sun D., Lu S.* A subdivision of the Precambrian of China // *Precambrian Research*. – 1985. – V. 28. – P. 137–162.
26. *Tectonic map of Asia. 1:8000000 / Chief ed. Li Chunyü.*– Shansi, 1982.
27. *Tectonic map of China. 1:4000000 / Ed.-in-Chief Chen Guoda.* – Changsha. Hunan, China, 1977.
28. *The marine and continental tectonic map of China and its environs. 1:5000000 / Chief Compl. Zhang Wen-you (W.Y.Chang),* 1983.
29. *Wang H., Qiao X.* Proterozoic stratigraphy and tectonic framework of China // *Geol. Mag.* – 1984. –V. 121, № 6. – P. 599–614.
30. *Wang Y.* The age of the Yisak group of the West Kunlun and tectonic significance // *Xinjiang Geology*. – 1983. – V. 1, № 1. – P. 1–8.*
31. *Wang Zh.* Characteristics of regional magnetic fields and analysis of deep seated structures in Eastern Tianshan and Beishan // *Xinjiang Geology*. – 1986. – V. 4, № 3. – P. 114 (англ. абстр.).
32. *Xiao X., Tang Y., Li J., Zhao M.* On the Tectonic Evolution of the Northern Xinjiang, Northwest China // *Geoscience of Xinjiang*. – 1990. – № 1. – P. 47–67.*
33. *Zhang L., Wu N.* The geotectonic and its evolution of Tianshan // *Xinjiang Geology*. –1985. – V. 3, № 3. – P. 1–14*.
34. *Zhang X.* Micropaleobotany of Middle Proterozoic erathem and its significance of stratum in Xuxugou valley of Yechen county in Xinjiang // *Xinjiang Geology*. – 1983. – V. 1, № 2. – P 32–37.*
35. *Zhang Zh., Li S., Yang D.* The geologic characteristics of Kengxiwar fault and its formation and development // *Xinjiang Geology*. –1987. –V. 5, № 3. P. 48–57.*
36. *Zhu J., Sun W.* Approach of diagenetic age and evolution of metamorphic rocks of Middle Tianshan // *Xinjiang Geology*. – 1986. –V. 4, № 4. – P. 51–52 (англ. абстр.).

ПРОБЛЕМЫ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ МАССИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Представления о строении докембрийских массивов Ц. Казахстана сложились в 70-е годы во время проведения крупномасштабной геологической съемки. Большая заслуга в этих исследованиях принадлежит Ю.А. Зайцеву, Л.И. Филатовой и ряду других сотрудников Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ [11, 12, 17, 24, 25, 33 и др.]. Результаты отражены в решениях III стратиграфического совещания по унификации стратиграфических схем Ц. Казахстана в 1991 году. С тех пор накопился новый обширный материал: обнаружены признаки покровного строения докембрийских комплексов Казахстана [8, 23] и Тянь-Шаня [16, 30], а также участие в составе покровно-складчатых пакетов, наряду с докембрийскими образованиями, венда-кембрия [10] и даже ордовика [13, 21, 27, 28], ранее ошибочно относимых к протерозою и рифею. В последние годы подверглись сомнению и геохронологические датировки докембрийских толщ уран-свинцовым методом [1, 3, 4, 26, 31]. Обнаружилось, что некоторые комплексы кембрия весьма сходны с олистостромами и свидетельствуют об этапах покровообразования в течение рифея. Все эти факты заставляют усомниться в правильности принятых МСК стратиграфических схем кембрия Казахстана [19]. Поэтому нами предпринята попытка ревизии геологического строения докембрийских массивов Казахстана с учетом как известного нам первичного материала, так и методов формационного и геодинамического анализов.

Улутауский массив. Стратиграфия кембрия этого региона [19, 24] отличается обилием стратиграфических подразделений и огромной их мощностью. В то же время обращает на себя внимание общее однообразие формационного состава отложений, многократное повторение в разрезе вулканогенных толщ кислого состава, а также горизонтов обломочных кварцитов и углеродисто-кремнистых сланцев, отнесенных в настоящее время к разным свитам и сериям от нижнего протерозоя до верхнего рифея включительно. На III стратиграфическом совещании ряд исследователей высказывали точку зрения о том, что в Улутау разновозрастные образования, несколько различающиеся по составу и степени метаморфизма, отнесены к разным свитам и даже сериям [19, стр. 27]. Между тем, в этих углеродисто-кремнистых породах Р.К. Григайтис с соавторами [10] во многих точках собран относительно богатый комплекс микрофоссилий немакид-далдынско-томмотского возраста, позволяющий считать все эти горизонты разновозрастными (таблица).

РИФЕЙ							Возраст		
Нижний	Средний			Верхний					
?			Коксуйская серия (актаская свита)		Актасский комплекс гранитов 640 +/-20 м. а.		Западная часть	Майтобинский блок	Ожно-Улутауский массив
Жийдинская серия		Жаункарский комплекс гранитов 960±77, 1120±560	Майтобинская серия (диосембайская, жаункарская, татпенская, кумолинская свиты)		Белкудукская, карасайская, колдыбайшокинская свиты		Осевая часть		
Нижняя кособинская ?	Верхняя кособинская						Карсакапский аллохтон		
Карсакапская серия				Бозлакская серия (надырбайская свита)					
		Бектурганская серия (артаашинская, савинская и таларыкская свиты)		Байкожинская и диосюнская свиты		Ашитагинская, жусалинская, восточно-жаксынская свиты		Северо-Улутауский массив	
?	Борбасская и тасжарганская свиты				Акбастауская свита		Комплекс автохтона		Чуйский массив
		Жовантобинская свита		Орумбайская, кишикринская свиты, аралбайская серия		Карамсдинская, кожемситская свиты.		Комплексы аллохтона	
			Судумонакская, карлинская свиты		Актауская, таскоралинская свиты				Актау-Монгинский массив
			Уркендеуская свита		Кабантауская свита				Нижняя пластина г. Актау
			Алтынсынганская свита						Средняя пластина г. Кабантау
							Верхняя пластина ур. Алтынсынган		

Таблица к статье Т. Н. Хераковой
 "Проблемы внутреннего строения докембрийских массивов
 Центрального Казахстана"

Данные абсолютной геохронологии по Южному Улуту базируются на определениях U-Pb, Pb-Pb методами [19, 25] по цирконам, частью магматогенным, частью обломочным. В обоих случаях не исключается влияние ремобилизации вещества древнего гранитизированного ядра массива и потери радиогенного свинца при метаморфизме [25].

Приведенные данные позволяют предложить новую модель покровно-складчатого строения Южно-Улутаского массива. Наиболее древними породами являются частично гранитизированные образования джидинской и бектурганской серий. Это комплекс первично вулканогенно-осадочных пород дифференцированного состава. В нижней части преобладают порфиритоиды или амфиболиты и амфиболовые сланцы по вулканитам основного состава, в средней – порфириоиды или плагиогнейсы по вулканитам более кислого состава. Верхняя часть сложена бластопсаммитовыми сланцами по вулканомиктовым и пирокласто-осадочным породам с отдельными горизонтами вулканитов различного состава [17, 24]. По формационной принадлежности этот комплекс близок островодужному и отражает этапы развития вулканического поднятия (нижняя и средняя части серии) и затем постепенного его отмирания. Возраст джидинской и бектурганской серий в настоящее время неясен, но скорее всего он не древнее раннего-среднего рифея. Джидинская серия прорвана гранитами жаункарского комплекса с радио-изотопными датировками, полученными различными методами 1310 ± 98 , 1120 ± 56 , 960 ± 77 млн. лет, а также сиенитами Карсакпайского массива, имеющего близкие радиоизотопные определения возраста 1380 ± 30 , 1190 ± 105 , 990 ± 80 млн. лет [25]. Видимо, это верхний возрастной предел формирования джидинского и бектурганского комплексов, которые, вероятно слагают континентальную кору, сформировавшуюся во время гренвильской орогении.

Структурно выше джидинской серии с угловым несогласием залегает комплекс вулканитов кислого состава с возрастом 920 ± 50 млн. лет для актасской свиты коксуйской серии, 910 ± 50 млн. лет для белеутинской серии и ее метаморфизованных аналогов (кумолинская свита боздакской серии, жаункарская, дюсембайская, татпенская свиты майтубинской серии, ишанская, ункуршатская, байкожинская свиты аралбайской серии). Предполагается, что кислые вулканиты верхнего рифея Улуту представляют собой фрагмент энсиалической островной дуги или краевого вулканического пояса позднерифейского континента Восточная Палеогондвана [29] или Восточногондванской части суперконтинента Родиния [35].

Комплекс кремнекислых вулканитов повсюду несогласно сменяется вверх по разрезу комплексом олистостром (кужарминская белкудукская, карасайская, колдыбайшокинская, сатанская свиты, а также часть

шагырлинской, возможно, ашитастинская, жусалинская и восточно-жаксынская свиты). Это бластопсаммитовые и бластоконгломератовые сланцы, содержащие олистолиты и олистоплаки железистых кварцитов, железистых сланцев, порфиритоидов, порфириондов, обломочных кварцитов и мраморов. Формирование олистостромового комплекса фиксирует процессы обдукции на позднерифейский краевой вулканический пояс Восточной Палеогондваны джеспелит – базальтовой карсакапайской серии и затем кварцито-карбонатного надырбайского и уштобинского комплексов. Помимо формирования олистостром, процессы обдукции сопровождались проявлениями высокобарического метаморфизма – новообразованием амфиболов глаукофанового ряда. Аналогичный джеспелит-базальтовый комплекс в Джунгарии содержит глаукофан с возрастом 900 млн. лет [15]. Этот этап утолщения коры завершился внедрением гранитов актасского комплекса с возрастом 640 ± 20 млн. лет. Возраст аллохтонного карсакапайского комплекса в настоящее время неясен. Мы предполагаем нижне-среднерифейский возраст этих образований. Предположительно, карсакапайская серия характеризует бассейн, некогда смежный с жийдинско-бектурганским островодужным поднятием и имеющий окраинноконтинентальную рифтогенную природу. Надырбайский и уштобинский аллохтонные комплексы по составу сходны с толщами обломочных кварцитов, широко развитыми в верхнем рифее других районов Центрального Казахстана. Иногда наблюдаются признаки фашиального замещения толщ кислых вулканитов карбонатно-обломочными толщами. Примером может служить дюсюнская и балгожинская свиты аралбайской серии северного Улутау. Карбонатно-кварцитовые фации верхнего рифея характеризуют эпиконтинентальный бассейн Восточной Палеогондваны [18, 29]. Пространственное совмещение окраинно-континентальных и эпиконтинентальных комплексов, вероятно, свидетельствует о процессах коллизии и увеличении площади Восточной Палеогондваны (или Родинии) в конце позднего рифея. Улутауский блок был отделен от Восточной Палеогондваны в венде в результате интенсивного рифтогенеза [18]. Неоавтохтоном в Южном Улутау является эпиконтинентальный чехол обломочных кварцитов и углеродисто-кремнистых сланцев (жалтауская свита и ее аналоги) немакид-далдынско-томмотского возраста [8, 10]. Неоавтохтон, совместно с подстилающим докембрийским фундаментом, был расчешуен во время коллизии Улутауского блока со Степнякской островной дугой в раннем-среднем ордовике. Завершилось формирование Улутауского массива внедрением позднеордовикских гранитов крыккудукского комплекса.

Кокчетавский массив представляет собой аккреционную призму, сформировавшуюся к середине ордовика во фронтальной части ранне-

среднеордовикской Степнякской островной дуги, фрагменты которой сохранились северо-восточнее. Образования докембрия слагают здесь отдельные тектонические блоки различной величины, находящиеся в аллотонном залегании среди нижнепалеозойских отложений. Кроме блоков докембрия, в строении аккреционной призмы участвуют раннеордовикские офиолиты, связанные с ними кремнисто-базальтовые толщи ранее ошибочно относимые к докембрию и фрагмент ранне-среднекембрийской островной дуги (вулканиты бошекульской серии) [5, 6] с остатком собственной аккреционной призмы. В составе кембрийской аккреционной призмы участвуют сланцевые толщи (шарыкская свита), содержащие крупный олистоплак карбонатных пород кембрийского возраста [21, 27] и большую часть блоков докембрия. С формированием кембрийской аккреционной призмы, очевидно, связано и образование эклогитов среднекембрийского возраста, ранее также ошибочно относимых к докембрию [9, 31]. В результате стратиграфические соотношения между комплексами большей частью нарушены. Картина осложнена проявлениями раннепалеозойского метаморфизма [31]. Трудно однозначно интерпретировать возраст каждого тектонического блока или олистоплака докембрийских пород. Можно лишь утверждать, что среди них выделяется два типа. Первый имеет строение, близкое к реконструированному в Ю. Улутаяу. Здесь развиты кристаллические сланцы и гнейсы, гранитизированные в течение гренивильской орогении (1200 ± 75 , 1185 ± 80 , 1050 ± 75 , 1030 ± 45 млн. лет [19, 22]). Это породы зерендинской серии. Они несогласно перекрыты комплексом вулканитов кислого состава (кууспекская свита, нижняя толща иманбурлукской серии), имеющими позднерифейский возраст – 1050 ± 50 млн. лет [7, 22]. Его особенностью является присутствие среди вулканитов прослоев осадочных пород – слюдисто-кварцевых бластопсаммитовых сланцев и кварцитов. Структурно выше располагаются останцы тектонических покровов, образованных порфиритоидами, амфиболитами, амфиболовыми сланцами с прослоями железистых кварцитов (средняя толща иманбурлукской серии, даутская свита – стратиграфические аналоги карсакпайской серии). Видимо, распространен и позднерифейский олистостромовый комплекс (верхняя толща иманбурлукской серии, разрез по р.Иман-Бурлук, описанный О.М. Розеном [20]). Однако этот комплекс пока трудно отделить от кембрийского олистостромового комплекса шарыкской свиты. Можно лишь предполагать, что только позднерифейский олистостром содержит олистоплаки железистых кварцитов и сланцев. Можно предполагать, что блоки докембрийских пород, как и в Улутаяу, некогда представляли собой фрагменты краевого вулканического пояса позднерифейской Восточной Палеогондваны, на который были обдуциро-

ваны базальты смежного окраинного рифтового (?) бассейна.

Второй тип блоков докембрия также сложен кристаллическими сланцами и гнейсами. Однако эти фрагменты перекрыты чехлом пород эпиконтинентального бассейна, преимущественно обломочными кварцитами (кокчетавская серия, андреевская свита верхнего рифея [14]). Иногда среди кварцитов отмечаются прослои кислых туфов [5]. Предполагается, что блоки второго типа некогда представляли собой фрагменты внутренних частей континента Восточная Палеогондвана, некогда располагавшиеся в тыловых частях позднерифейского краевого вулканического пояса.

Чуйский массив. В его покровной структуре несколько раз повторяются обломочные кварциты и углеродисто-кремнистые сланцы нижней части кембрия (жоанская, киинтасская, булакайрыкская свиты). В нижних тектонических пластинах они сильнее метаморфизованы и выделяются в самостоятельные комплексы нижнего-среднего рифея (кудалинская, куншагызская свиты) [19]. Из-за слабой обнаженности покровная структура этой территории практически не изучена. Обращает на себя внимание лишь повторение в разрезе толщ близкого состава, появление горизонтов хаотичного строения, похожих на олистостромы и заключающие в сланцевом матриксе фрагменты пород разного состава и степени метаморфизма (верхи огизтауской, некоторые разрезы юалинской и орумбайской свит). Сложным покровно-складчатым строением объясняется обилие стратиграфических схем, предлагаемых для Чуйского массива, где одни и те же толщи помещаются то в протерозой, то в палеозой [6, 19, 24, 32].

В настоящее время наиболее вероятной представляется следующая схема строения Чуйского массива: Выделяется комплекс основания, представленный архейско-раннепротерозойским (?) айдалинским гнейсовым комплексом [19], а также борбасской или тасжарганской свитой раннего-среднего рифея [6]. Это blastopсаммитовые сланцы, формационно близкие флишоидным толщам пассивных континентальных окраин. Изучение радиологического возраста обломочных цирконов показало, что размыву подвергались породы раннего протерозоя и архея [34]. Выше с угловым несогласием залегает акбастауская свита верхнего рифея, представленная в основном обломочными кварцитами с прослоями карбонатных сланцев и мраморов в нижней части [19, 24]. Это комплекс мелководного эпиконтинентального бассейна, близкий к развитому в Кокчетавской аккреционной зоне и Актау-Моинтинском массиве.

Структурно выше, в аллохтонном залегании располагается джепилит-базальтовый комплекс, аналогичный карсакпайскому (жоантобинская и юалинская свиты). Вулканиты этого комплекса по составу близки толеитам островных дуг [32]. На севере Чуйского массива, уже в пределах

Сарысу-Тенизского водораздела (урочище Кожемсит) джеспилит-базальтовый аллохтон залегает структурно выше толщи кремнекислых вулканитов (аралбайская серия по Л.И. Филатовой), также слагающих аллохтон. Останцы этого покрова в центральной части Чуйского поднятия выделяется как кшикринская свита (7 км юго-восточнее г. Жоантобе). Неоавтохтоном являются углеродисто-кремнистые фосфатоносные толщи нижне-среднего кембрия (жоанская, огизтауская свиты).

Актауско-Джунгарский массив. Здесь наблюдается повторение в разрезе толщ обломочных кварцитов и вулканитов кислого состава. Одни исследователи объясняют такое чередование сложностью тектонической структуры этого региона [1, 2, 4, 34], другие – длительной и сложной историей развития [12, 19, 24]. В настоящее время, видимо, следует учитывать сложное покровное строение этого массива и позднекембрийский возраст слагающих его образований. Древние цифры радиологического возраста объясняются процессами ремобилизации вещества коры в результате ее утолщения в процессе покровообразования [34]. Однако следует признать и правильность мнения Ю.А. Зайцева с соавторами [12] о существовании разрезов (г. Кабантау), с частым чередованием кварцитов и порфиридов в ненарушенном стратиграфическом разрезе. Значительная часть массива перекрыта ранним и средним палеозоем и выяснить особенности его строения можно только на крайнем севере, в Актау-Моинтинской части и на крайнем юго-востоке, в окрестностях пос. Текели.

Актау-Моинтинская часть, вероятно, представляет собой систему из трех сорванных с кристаллического основания и смятых в складки тектонических покровов, надвинутых на нижнепалеозойские образования и образующих вместе асимметричную синформу. Отдельные покровы также частично разделены отложениями венда-нижнего палеозоя. В результате здесь пространственно совмещены три типа разрезов верхнего рифея. Нижний покров образован кварцито-сланцевым чехольным комплексом эпиконтинентального бассейна (айкарлинская и актауская свиты). Средний покров сложен осадочно-порфиридной толщей (уркендеуская, кабантауская и айдахарлинская свиты), характеризующей зону перехода от эпиконтинетального бассейна к вулканическому поднятию. Наконец, наиболее верхнее структурное положение, слагая ядро синформы, занимает тектоническая пластина кремнекислых вулканитов (алтынсынганская свита), являющаяся фрагментом наземного вулканического поднятия (позднерифейского краевого вулканического пояса). Неоавтохтоном являются отложения нижнего – среднего палеозоя. В юго-восточной части Актауско-Джунгарского массива также распространен кварцито-сланцевый и вулканогенный типы разреза верхнего рифея. Кварцито-

сланцевый тип слагает расчешуенную тектоническую пластину в районе станции Текели. Разрез здесь отличается значительным метаморфизмом и частичной гранитизацией [6]. Примечательно появление кварц-полевошпатовых blastsаммитовых сланцев по туфам кислого состава.

Вулканогенный тип разреза верхнего рифея занимает наиболее низкое структурное положение в окрестностях г. Баскан [3, 6]. Вероятно, этот разрез является автохтонным, так как восточнее, уже в пределах Китая, из-под вулканитов обнажается гранитизированное гренвилльское складчатое основание, представленное метаморфизованными вулканитами островодужного типа с возрастом 1400-1900 млн. лет (серия Чапчен).

Таким образом, среди образований докембрия, включенных в покровно-складчатую структуру каледонид Ц. Казахстана, можно выделить несколько структурно-формационных комплексов, отражающих различные геодинамические обстановки того времени. Для предполагаемого гренвилльского складчатого комплекса характерны дифференцированные серии вулканитов, вероятно формировавшиеся в обстановке близкой к островодужной (серии бектурганская и Чапчен), джеспилит-базальтовый комплекс (карсакапайская серия и жоанская свита), характеризующий обстановку окраинного бассейна рифтогенного типа, комплекс полевошпат-кварцевых blastsаммитовых сланцев и филлитов (борбасская, тасжарганская свиты), формировавшийся в обстановке континентального склона и подножья пассивной окраины континента. Среди образований верхнего рифея распространены три комплекса, связанные между собой фациальными переходами: комплекс вулканитов кремнекислого состава, формировавшийся в обстановке активной окраины андийского типа или энсиалической островной дуги; комплекс эпиконтинентального бассейна, представленный мелководными осадочными толщами с обломочными кварцитами; комплекс вулканогенно-осадочных пород, отражающий зону перехода от вулканического поднятия к эпиконтинентальному бассейну. Кроме того, в верхней части разреза рифея местами развит олистостромовый комплекс, отражающий обстановку тектонического скупивания, возможно, во фронтальной части активной окраины андийского типа.

Пространственное совмещение различных структурно-формационных типов рифейских отложений в конце рифея привело к увеличению площади Восточной Палеогондваны, входящей в состав суперконтинента Родиния [35]. Современная покровно-чешуйчатая структура докембрийских массивов Казахстана формировалась длительное время – в течение позднего рифея, венда и раннего палеозоя, в процессе становления поздне-рифейского суперконтинента, последующего его дробления в вендекембрии и, наконец, аккреции в раннем-среднем ордовике при формиро-

вании нового композитного каледонского Казахстанского континента.

Л и т е р а т у р а

1. *Авдеев А.В.* К проблеме радиологического датирования риолит-гранитового репера докембрия Казахстана. / Петрология и минерогения Казахстана. Часть 2. Тезисы IV Казахстанского петрографического совещания, Караганда, 1988. – Алма-Ата, 1988. – С. 3–4.
2. *Авдеев А.В., Альперович Е.В., Вознесенский В.Д., Кореньков Б.Г.* Докембрийские отложения Атасу-Моинтинского водораздела / Допалеозой и палеозой Казахстана, том 1. – Алма-Ата: Наука, 1974. – С. 53–57.
3. *Авдеев А.В., Халилов В.А., Селиверстов К.В., Ильин В.А., Цыганков А.И.* Новые данные по геохронологии метаморфических и магматических образований южного Казахстана. // Геология и разведка недр Казахстана. – 1995 – № 4. – С. 2–6.
4. *Авдеев А.В., Азбель К.А., Борукаева М.Р.* О важнейшем маркере позднего докембрия Казахстана и северного Кыргызстана / Докембрий в фанерозойских складчатых областях. – С.-Петербург: Наука, 1992. – С. 119–129.
5. Геология Северного Казахстана (стратиграфия). – Алма-Ата: Наука, 1987. – С. 224.
6. Геологическая карта Казахстана и Средней Азии масштаба 1: 1500000 / Под ред. Н.А. Афоничева, Н.Г. Власова. – Ленинград: Недра, 1984.
7. *Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Кузнецов Н.Б., Астраханцев О.В.* Платформенный этап в докембрийской истории Казахстана: палеотектонические, палеогеографические и геохронологические аспекты / Палеогеография венда-раннего палеозоя Северной Евразии. Палеогеография венда-раннего палеозоя Северной Евразии. – Екатеринбург, 1998.
8. *Дергунов А.Б., Хераскова Т.Н.* О покровном строении Майтубинского антиклинория (Улутуа, Центральный Казахстан). // ДАН СССР – 1987, – т. 295, №4. – С. 928–932.
9. *Добрецов Н.Л.* Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации. Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы совещания. – М: ГЕОС, 2000. – С. 165–166.
10. *Григайтис Р.К., Ильченко Л.Н., Краськов Л.Н.* Новые палеонтологические данные по докембрийским отложениям Южного Улутуа (Центральный Казахстан). // Известия АН СССР, – сер. геол. № 1. – С. 68–79.
11. *Зайцев Ю.А.* Эволюция геосинклиналей (овальный концентрически-зональный тип). – М: НЕДРА, 1984. – 208 с.
12. *Зайцев Ю.А., Розанов С.Б., Филатова Л.И.* Геология докембрийских метаморфических толщ Актау-Моинтинского антиклинория. / Проблемы геологии Центрального Казахстана. т. 19, кн. 1. – М.: Изд-во Моск. ун-та,

1980. – С. 22–40.

13. *Иванов К.С.* Новые данные о возрасте вулканогенно-кремнистых толщ обрамления Кокчетавского массива (сев. Казахстан). // Доклады АН СССР – 1988, – т. 301, № 1.

14. *Лыдка К., Филатова Л.И.* Главные черты литостратиграфии кокчетавской серии протерозоя Кокчетавского массива // Литол. и полезн. ископ. – 1982. – № 4. – С. 130–136.

15. *Мазарович О.А., Барсков И.С., Борисенок В.И., Ломизе М.Г., Соболев Р.Н., Филатова Л.И.* Северный Синьцзян в системе палеозойид Центральной Азии. // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1995. – Е. 70. Вып. 6. – С. 3–21.

16. *Максумова Р.А., Захаров И.Л., Зима М.Б. и др.* Покровно-чешуйчатая структура каледонид Тянь-Шаня в свете новых данных по стратиграфии нижнепалеозойских толщ /-/ Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1988. – С. 144–152.

17. *Милеев В.С.* Кинематические условия формирования глубинной складчатости и тектоника протерозойского Майтубинского антиклинория / Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана (Материалы по геологии Центрального Казахстана, том XI). – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. – С. 181–355.

18. *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.3–33.

19. Решение III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою. – Алма-Ата, 1986. – Ч. 1. – С.-Петербург: МСК СССР, 1991.

20. *Розен О.М.* Рифей Кокчетавского массива // Известия АН СССР, серия геологическая. – 1971. – № 7. – С. 102–114.

21. *Сазматов В.М., Иванов К.С.* К вопросу о возрасте и геотектоническом положении люботинской свиты (Кокчетавский массив). // Новые данные по стратиграфии фанерозоя Урала и сопоставимых регионов. – Свердловск, 1987.

22. *Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Розен О.М. и др.* О гренвильской фазе магматизма в Северном Казахстане. // Геохимия. – 1970. – № 1, С. 112–116.

23. Тектоника Казахстана (Объяснительная записка к Тектонической карте Вост. Казахстана масштаба 1: 2 500 000). – М.: Наука, 1982. – С. 137.

24. *Филатова Л.И.* Стратиграфия и историко-геологический анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. – М.: Недра, 1983. – С. 160.

25. Филатова Л.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Краснобаев А.А., Филипович И.З. Проблемы геохронологии метаморфического комплекса докембрия Центрального Казахстана. – М.: Наука, 1977. – С.46–66.
26. Халилов В.А., Булина В.А., Злобин Г.А., Ким В.С. Изотопный возраст цирконов кристаллических комплексов Южного Казахстана. / Ранний докембрий Центральноазиатского складчатого пояса. – С.-Петербург: Наука, 1993. – С. 80–98.
27. Харламов М.Г., Липман Р.Х., Зыкова Н.С. Новые данные к палеонтологической характеристике шарыкской и андреевской свит (северный Казахстан) // Докл. АН СССР. – 1971. – т. 200, № 1. – С. 182–184.
28. Хераскова Т.Н. Проблемы строения докембрийских массивов Центрального Казахстана / Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. – М.: ГЕОС, 1999. – С.255–258.
29. Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Моссаковский А.А. Позднерифейский окраинно-континентальный вулканический пояс Восточной Гондваны // Доклады Академии наук. – 1995. – том 342, № 5.
30. Хераскова Т.Н., Дубинина С.В., Орлова А.Р., Серезжникова Е.А. Раннепалеозойский аккреционный комплекс северного Тянь-Шаня (Восточное Присонкулье). / Геологические и геодинамические феномены. – М.: Наука, 1997. – С. 221–242.
31. Шацкий В.С., Ягоуц Э. У., Козьменко О.А., Блинчик Т.М., Соболев Н.В. Возраст и происхождение эклогитов Кокчетавского массива (северный Казахстан). // Геология и геофизика. – 1993. – Т. 34, № 12. – С.47-58.
32. Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу-Илийского региона. – Алма-Ата: Наука Каз. ССР, 1980. – С. 504.
33. Янаскурт О.В. О реставрации литологических особенностей метаморфических толщ применительно к изучению стратиграфии и условий формирования. // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. - 1977. – № 1. – С. 134–145.
34. Gruschka S., Kroner A., Avdeev A.V., Seitov N.S., Oberhansli R. Early Palaeozoic Accretion of Arcs and Microcontinents in the Central Asian Mobile Belt of Southern Kazakhstan as Deduced from Pb-Pb Zircon and Sm-Nd Model Ages. // EUG 9, EUROPEAN UNION OF GEOSCIENCES. 23-27 march 1997. – Strasburg (France). – Abstracts. – P. 340.
35. Rogers J.J.W. A History of Continents in the past Billion Years. // Journal of Geology. The University of Chicago. – 1996. – V. 104. – P. 91–107.

✓
В.И. Борисенко

НИЖНИЙ ПАЛЕЗОЙ ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА – СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В 1994 г. прекратила свою деятельность экспедиция геологического факультета МГУ в Центральном Казахстане. Организованная в 1949 г. А.А. Богдановым Центрально-Казахстанская экспедиция (ЦКЭ) оказалась предприятием долгоживущим. В течение 45 лет она снабжала факультет новыми данными о геологии сложнодислоцированных областей, давала возможность большому числу преподавателей осуществлять полевые научные исследования, обеспечивала многим сотням студентов производственные практики, изрядно подпитывала бюджет факультета. Центрально-Казахстанской экспедицией был создан огромный объем первоклассной научной продукции: геологические карты, объяснительные записки к картам, геологические отчеты, диссертации, книги и статьи. Со временем из многообразного объема результатов научных исследований и горных изысканий постепенно и все более отчетливо выделяются главные. В сфере поисков месторождений полезных ископаемых, безусловно, самым выдающимся результатом стало обнаружение уникального угольного месторождения – Шубаркуль (см. статью В.И. Завражнова в данном сборнике). Среди научных открытий, по мнению автора, важнейшим является разработка по конодонтам стратиграфии терригенно-кремнистых толщ, считавшихся принадлежностью верхов докембрия, установление их позднекембрийско–ордовикского возраста, и расшифровка на основе новых стратиграфических данных покровно-складчатой структуры нижнего палеозоя Центрального Казахстана. В этой работе принимали участие все геологи экспедиции. И, наконец, главное – карты, память любой экспедиции – это, прежде всего геологические карты. Самым заметным картографическим произведением Центрально-Казахстанской экспедиции стал составленный под руководством Ю.А. Зайцева и изданный в 1980 г. комплект тектонических карт Казахстана и сопредельных территорий масштаба 1:1 500 000. В год издания карты были представлены XXVI сессии Международного геологического конгресса в Париже и имели там большой успех. Лучшая карта комплекта – карта каледонской структуры – 20 лет сохраняет свою работоспособность и стала уже классическим пособием для любых регионально-геологических построений [5]. Причина долгой жизни карты заключена в максимальной для данного масштаба детальности карты, точности картографического исполнения (оригинальный макет был подготовлен картографическим бюро ЦКЭ) и тем, что в ней нашли отображение все имевшиеся к тому времени геологические сведе-

ния о строении поверхности территории, результаты буровых и геофизических работ, данные о вещественном составе и возрасте геологических тел. Благодаря этому карта и сегодня может служить тектонической матрицей, операциональные возможности которой для геодинамических построений далеко еще не исчерпаны. В данной статье предпринята попытка показать, что карта каледонской структуры легко вбирает в свой контурный рисунок новые геологические сведения и позволяет делать новые важные выводы. Речь пойдет о конфигурации основных структурно-формационных зон западной части Центрального Казахстана, включающей Ишим-Каратаускую зону на западе и Еременту-Чуилийскую на востоке. Среди всех геологических новостей, полученных для этого региона в последние 20 лет, выделяются своим принципиальным значением для уточнения структурно-формационного рисунка следующие пять:

1. Обнаружение раннеордовикских конодонтов в части кремнистых толщ Ишимской зоны (шинсайская свита) и в кремнисто-базальтовом комплексе, в полосе между Калмыккульской зоной и Кокчетавским докембрийским массивом (гаршинская свита и ее аналоги). Ранее эти свиты считались принадлежностью верхов докембрия (онколиты верхнего рифея в урочище Жаркайнагаш), теперь, по-видимому, следует считать, что в Ишимской и Калмыккульской зонах в пакете тектонических пластин собраны кремнистые толщи с возрастом от позднего докембрия до раннего ордовика [2].

2. Установление по конодонтам принадлежности к аренигу-лланвиру кремнистых толщ Котырколь-Мамайского поднятия, в прошлом считавшихся либо докембрийскими, либо ниже-среднекембрийскими. В перекрывающей кремнисто-базальтовый комплекс терригенной степнякской свите были собраны граптолиты карадока, и стало ясно, что совокупность пород Котырколь-Мамайского поднятия пододвинута под лландельский сагский вулканический комплекс Степнякской зоны.

3. Разработка стратиграфии кремнисто-базальтово-терригенной акдымской серии Ишкеольмесской зоны по конодонтам. В интервале верхней кембрий – лланвирн выделены ишкеольмесская кремнисто-терригенная, сазинская кремнисто-базальтовая и ирадырская кремнистая свиты [1]. Подтверждено соответствие этого комплекса пород акдымской серии Еременту-Ниязской зоны, позднекембрийско-раннеордовикский возраст которой был доказан ранее. Таким образом, наметилась широтная полоса выходов кремнистых толщ этого возраста от Ерементауских гор до Ишимской Луки, полоса, пересекающая преимущественно меридиональные простирания более молодых средне-верхнеордовикских структурно-формационных зон северо-запада Центрального Казахстана.

4. Получение достоверных сведений о возрасте непрерывно дифференцированных, преимущественно пирокластических вулканических серий островодужного типа Ишкеольмесской зоны [6]. Благодаря находкам остатков трилобитов этот вулканический комплекс отнесен к верхам кембрия и тремадоку (теперь можно сопоставлять его с похожими по набору пород и разновозрастными толщами вулканитов, обнажающимися в горст-антиклиналях Сарысу-Тенизского поднятия). Было выяснено, что комплекс контрастных вулканитов в Ишкеольмесской зоне (урумбайская свита среднего кембрия) и перекрывающие эти вулканиты кремнистые породы (возраст от среднего кембрия до лланвирна) подстилают серии вулканитов островодужного типа в виде автохтона [2].

5. Установление по трилобитам ранне-среднекембрийского возраста большей части вулканитов Ушанкольского блока в северной части Селетинской структурно-формационной зоны (киикбайская, таскуринская, керимбайская и шийлинская свиты), что отличило их от вулканитов Ишкеольмесской зоны и позволило коррелировать с вулканическим комплексом окрестностей рудника Бозшаколь [4] на северо-востоке Центрального Казахстана.

Перечисленные изменения, которые необходимо внести в карту каледонской структуры по результатам работ последних 20 лет, касаются, прежде всего, возраста изображенных на ней геологических образований. Принципиальных уточнений вещественного состава и очертаний выхода на поверхность картируемых структурно-формационных комплексов за это время не произошло. По-прежнему можно утверждать, что в строении земной коры западной части Центрального Казахстана участвуют четыре главных формационных комплекса: первый – блоки докембрийских метаморфических пород; второй – серии непрерывно дифференцированных вулканитов, похожие по составу на современные вулканиты островодужного типа. В ассоциации с островодужными вулканитами иногда встречаются сочетания вулканитов, контрастных по составу, как правило, более ранних по времени образования (кембрийских) и всегда пододвинутых под островодужные; третий – флишевый комплекс; и, наконец, четвертый комплекс – это кремнисто-терригенные толщи, повсеместно ассоциирующие с базальтами и часто с телами гипербазитов.

Конфигурация структурно-формационных зон, сложенных этими четырьмя главными формационными типами на западе Центрального Казахстана, местами очень причудлива. Особенно это заметно, если рассмотреть отдельно рисунки распространения главных структурно-формационных комплексов.

Комплексы метаморфических докембрийских пород (рис. 1) слагают по преимуществу блоки, имеющие в плане форму, близкую к изо-

метричной. Это отчетливо видно в северо-восточной части Центрального Казахстана. Вулканические серии слагают блоки и полосы, характерной чертой которых являются остроугольные выклинивания (рис. 2). Терригенные ассоциации флишевого типа (рис. 3) распространены в виде полос разной ширины, причем более узкие полосы часто ветвятся и даже образуют замкнутые петли. Такой рисунок имеет явно тектоническое происхождение и далек от первичной конфигурации флишевых прогибов.

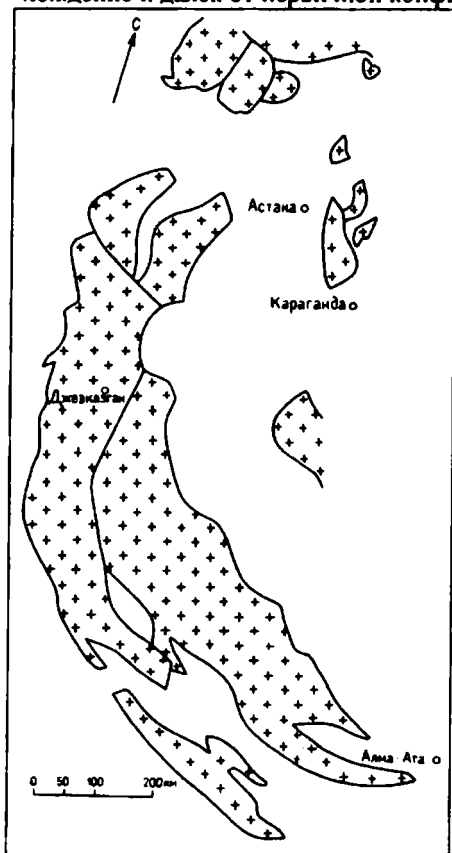


Рис. 1. Докембрийские метаморфические блоки в земной коре запада Центрального Казахстана

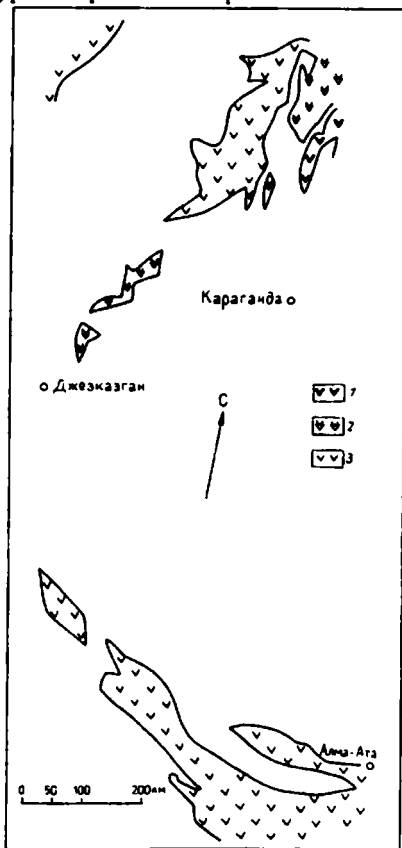


Рис. 2. Распространение непрерывно дифференцированных вулканических серий (островодужного типа) разного возраста на западе Центрального Казахстана

1 - G_{1-2} ; 2 - G_3 ; O_1 ; 3 - O_{2-3}

Еще более причудливый рисунок свойственен на поверхности областям распространения кремнисто-терригенных толщ, слагающих прерывистые полосы и зачастую узкие швы между первыми тремя формационными группами (рис. 4).

Очевидно, что изменение характера распространения формационных комплексов, в нашем случае – усложнение рисунка выходов на поверхность рассмотренных комплексов от первого до четвертого, связано с относительной жесткостью блоков метаморфических пород и большей податливостью, проявляемой при тектонических перестройках остальных трех групп формаций, возрастающей от островодужных к флишевым и далее к кремнисто-терригенным.

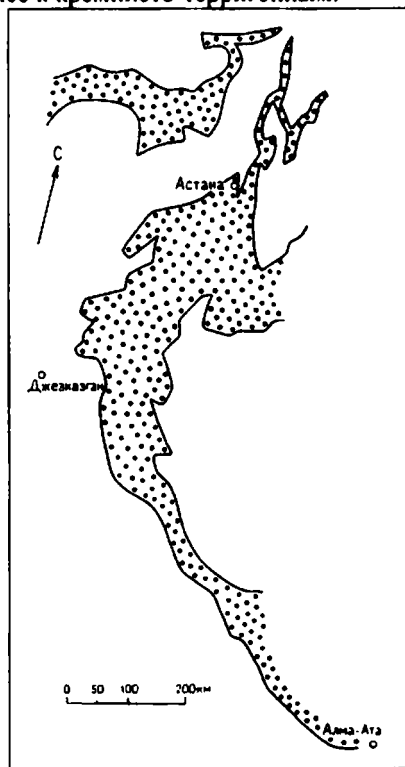


Рис. 3. Ордовикские флишевые комплексы на западе Центрального Казахстана

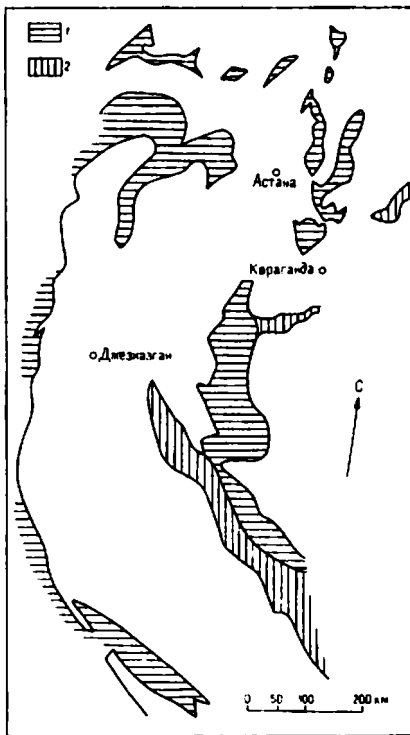


Рис. 4. Терригенно-кремнистые толщи запада Центрального Казахстана: 1 – без офиолитов; 2 – чехлы офиолитовых комплексов

Изображаемые на тектонических картах структурно-формационные зоны не являются палеозонами, и, вероятно, очень далеки в своем

нынешнем рисунке от первичного рисунка размещения палеозон в древней раннепалеозойской земной коре. Детальные геодинамические реконструкции каледонской истории вряд ли возможны, единственное и принципиальное, что мы можем утверждать, – каледонский этап развития Казахстанской складчатой области завершился в позднем ордовике таконской складчатостью, явившейся результатом столкновения докембрийских блоков и раннепалеозойских островных дуг. В результате столкновения палеозоны деформировались настолько значительно, и настолько замаскированным оказался палеоструктурный рисунок, что сейчас невосстановим только по геологическим данным. В обширном Урало-Монгольском активном складчатом поясе образовалась область ранней консолидации земной коры (по Ю.А. Зайцеву) – Казахстанско-Тяньшаньский срединный массив [3]. Формационным свидетельством этого процесса является верхняя часть разрезов флишевых серий – позднеордовикская нижняя морская моласса с «диким флишем» (в устаревшей терминологии) или олистостром, свидетельствующий о значительном проявлении покровообразования при таконской коллизии.

Еще одно возможное уточнение карты каледонской структуры рассмотрим отдельно, т.к. оно пока может обсуждаться лишь как предположительное. Речь идет о красноцветных контрастно дифференцированных вулканических сериях, встречающихся в раннепалеозойских разрезах запада Центрального Казахстана, как правило, в нижней их части. Это комплексы континентальных вулканитов типа свиты тассу (Котырколь-Мамайское поднятие). В свое время Э.М. Великовская и И.З. Филиппович предложили считать свиту тассу аналогом раннедевонского орогенного комплекса Центрального Казахстана. В пользу такой аналогии приводились серьезные аргументы о сходстве набора пород их состава и петрохимических особенностей [7]. Однако в то время эти соображения не были приняты во внимание, и вопрос о возрасте свиты тассу, по предложению Ю.А. Зайцева, был решен по положению свиты в разрезе ниже считавшейся кембрийской кремнисто-терригенной ассоциации (сейчас по конодонтам ордовик) – свита тассу была отнесена к позднему рифею. Комплекс выделенных таким образом древних континентальных контрастных вулканитов получил название эмбрионально-геосинклинальный [3].

Сейчас более предпочтительным автору кажется старое решение этой проблемы, предложенное Э.М. Великовской и И.З. Филиппович, и вот почему. Мы уже знаем такие места, как возвышенности Пстан и Кызыл-Тас в Северной Бетпақдале, где доказаны покровы, автохтоном которых являются раннедевонские континентальные вулканиты, и где тела покровов сложены кремнисто-базальтовыми комплексами с конодонтами верхов кембрия – низов ордовика. В связи с таким решением вопроса о

времени образования контрастных наземных вулканитов на северо-западе Центрального Казахстана область распространения раннедевонских орогенных вулканитов может быть расширена.

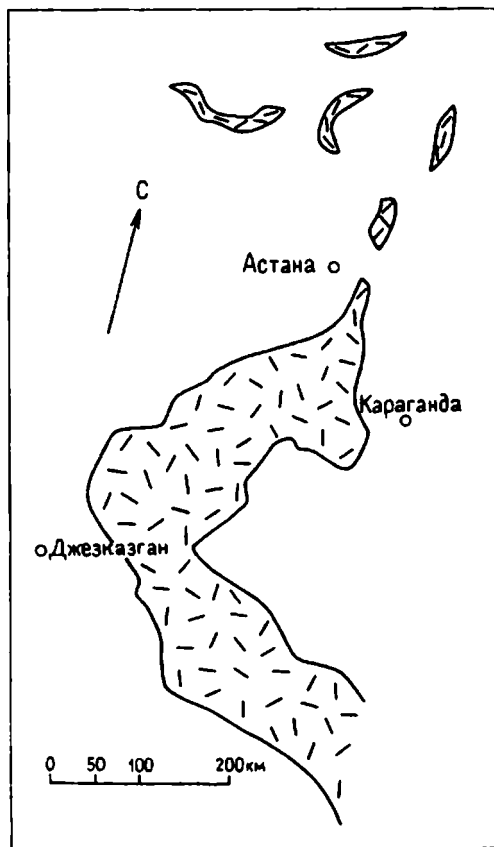


Рис. 5. Раннедевонские континентальные вулканиты на западе Центрального Казахстана

Намечается северо-западная прерывистая структурно-формационная зона (рис. 5), которая, ответвившись от широтной ветви девонского вулканического пояса, простирается в меридиональном направлении на север вдоль западного склона Ниязских гор. Далее орогенные вулканиты прослеживаются в Селетинской и Ишкеольмесской зонах (жарсорская свита), присутствуют в южном обрамлении метаморфического Шатского блока (никольско-бурлукская серия), на Котырколь-Мамайском поднятии (свита тассу) и в южном обрамлении Кокчетавского массива. Очевидно, такая коллизия не привела к окончательной консолидации Казахстанско-Северотяньшаньского срединного массива. В среднедевонское время массив был повторно подвергнут значительной тектонической переработке, сопровождавшейся покровообразованием, в которое были вовлечены и раннедевонские орогенные вулканические комплексы.

Л и т е р а т у р а

1. *Борисенко В.И.* Стратиграфия раннегеосинклинального комплекса Ишкельмесского антиклинория // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. – С.132–164.
2. *Борисенко В.И.* Особенности покровно-складчатой структуры и металлогении кембрийских толщ севера Центрального Казахстана / Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. – М.: Наука, 1993. – С. 41–47.
3. *Зайцев Ю.А.* Эволюция геосинклиналей. – М.: Недра, 1984. – 208 с.
4. *Ившин Н.К., Булыго Л.В., Гридина Н.М., Хромых Б.Ф.* Кембрийская система Центрального Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. – 1987. – № 4. – С. 44–52.
5. *Карта каледонской структуры Казахстана и сопредельных территорий м-ба 1:1 500 000* / Под ред. А.А. Абдулина и Ю.А. Зайцева – Л.: Ленингр. картфабрика объ-ния «Аэрогеология», 1980.
6. *Специфика островодужного комплекса тремадока в Северном Казахстане* / Э.М. Спиридонов, С.П. Сигачев, Н.К. Ившин и др. // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 301, № 2. – С. 415–420.
7. *Филиппович И.З., Великовская Э.М.* Девонский орогенный вулканизм Степнякского синклинория (Северный Казахстан) // Советская геология. – 1973. – № 6. – С. 144–148.



ЭВОЛЮЦИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ ВОСТОКА КАЗАХСТАНА И ПРОБЛЕМА МЕСТОПОЛОЖЕНИЯ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

Проблема существования палеоокеанических бассейнов и восстановление их бывшего положения является одной из ключевых для понимания эволюции островодужных систем, формирующихся в краевых частях этих бассейнов. Однако известно, что в современной структуре сохраняются только окраинноконтинентальные комплексы, в строении которых океанические образования участвуют лишь в виде фрагментов. Поэтому реконструкции палеоокеанов приходится проводить на основании изучения комплексов, формировавшихся в их краевых частях.

Местоположение палеоокеана достаточно уверенно восстанавливается для палеозойских и мезозойских окраинноконтинентальных структур Тихоокеанского пояса, где предполагается унаследованное с позднего докембрия развитие Тихого океана. Здесь океанические образования входят в состав сложнопостроенных аккреционных комплексов, формировавшихся во фронтальных частях островных дуг и краевых вулканических поясов, для которых установлены омоложение и миграция в направлении Тихого океана.

При реконструкциях местоположения палеоокеанических бассейнов для структур, фрагменты которых входят в состав внутриконтинентальных покровно-складчатых поясов, могут быть использованы закономерности площадного распространения и изменения возрастного диапазона островодужных вулканических серий, аккреционных и флишоидных комплексов.

Типичным примером внутриконтинентальных поясов является Урало-Монгольский пояс, в строении которого участвуют верхнерифейско-вендские и палеозойские офиолиты, аккреционные, островодужные и флишоидные комплексы, а также докембрийские сиалические массивы, перекрытые терригенно-карбонатными чехлами. На востоке Казахстана эти образования участвуют в строении большого количества различно ориентированных и сложнопостроенных зон.

Аккреционные комплексы, формирование которых происходило перед фронтом островных дуг, выделяются в Казахстане лишь в последнее время. В этих комплексах оказались совмещенными фрагменты разрезов океанических бассейнов и продукты островодужного вулканизма. Первые представлены пластинами, отторженцами и глыбами кремнистых и кремнисто-базальтовых разрезов, а вторые – в виде обломочного туфогенного

материала среднего и кислого состава входят в матрикс олистостромовых толщ. Аккреционные комплексы обладают сложной покровно-складчатой структурой, в которой участвуют как пластины кремней и базальтов, так и олистостромовые толщи (рис. 1)

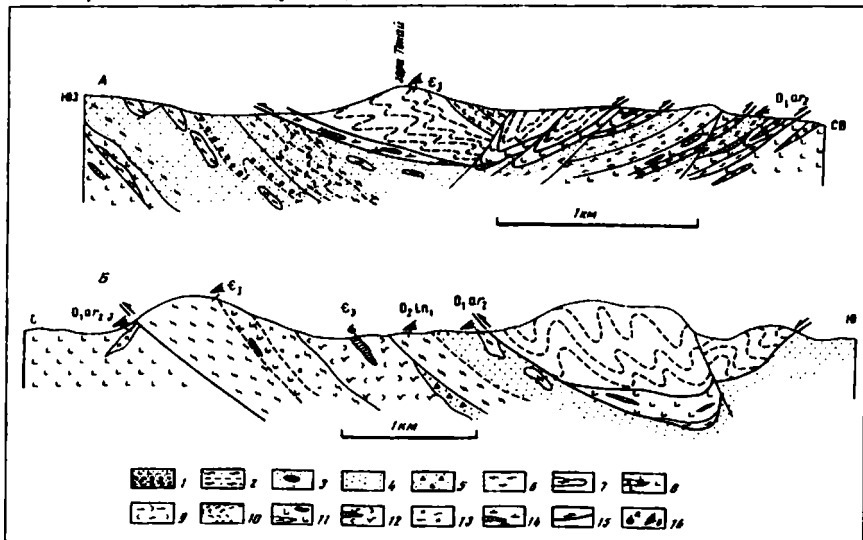


Рис. 1. Структура аккреционных комплексов Чингизской палеостроводужной системы – системы смятых в складки тектонических покровов:

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, туффиты, глинистые яшмы, 3 – глыбы кремней; 4–7 – олистостромовая толща среднего ордовика: 4 – песчаники, алевролиты, 5 – конглобрекции с глыбами яшм, 6 – вишневые глинистые яшмы, 7 – глыбы глинистых яшм; 8 – яшмо-базальтовая толща нижнего ордовика; 9 – кремнистые туффиты тремадока; 10 – кремни, фтаниты и яшмы верхнего кембрия; 11–13 – кремнисто-базальтовая толща верхнего кембрия: 11 – базальты с линзами кремней и известняков, 12 – туфы, лавобрекции и лавы андезибазальтового и андезитового состава с линзами известняков, 13 – пакчи яшм, кремней и фтанитов; 14 – базальты с линзами известняков среднего – верхнего кембрия; 15 – границы тектонических покровов и пластин; 16 – места находок органических остатков: а) – трилобитов и брахиопод, б) – конодонтов.

На основании выявленных особенностей строения, распространения и соотношения нижнепалеозойских и силурийских аккреционных и островодужных комплексов друг с другом, на востоке Казахстана можно выделить Бошекуль-Чингизскую и Джунгаро-Балхашскую области.

В Бошекуль-Чингизской области (рис. 2) широко распространены кембрийские, ордовикские и силурийские островодужные вулканические серии, с которыми пространственно тесно связаны аккреционные ком-

плексы ордовикского и силурийского возраста. Эти образования объединены в Чингизскую и Бошекульскую палеоостроводужные системы.

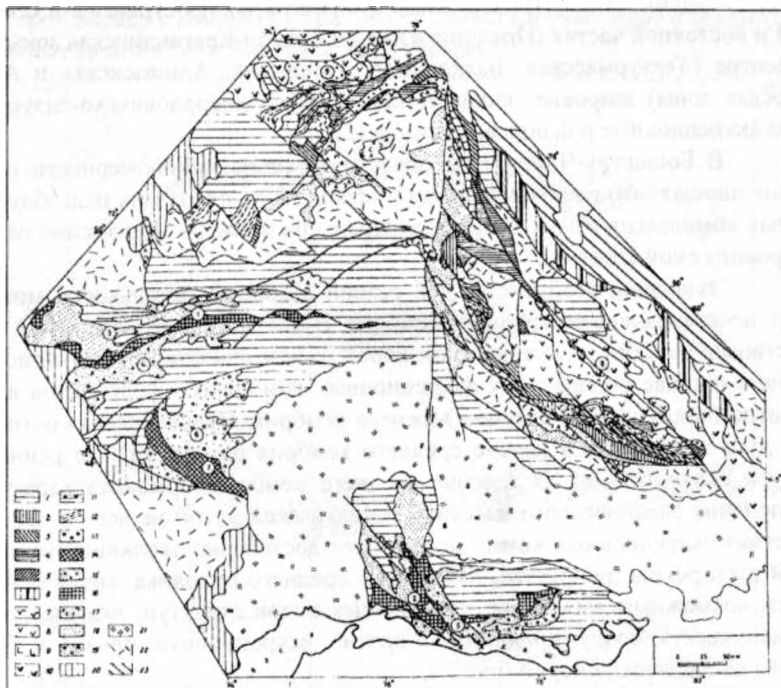


Рис. 2 Схема тектонического районирования нижнепалеозойских и силурийских комплексов востока Казахстана

1 – средне-верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 2–13 – Бошекуль-Чингизская область: 2–6 – аккреционные комплексы (2 – нижнепалеозойско-нижнесилурийские, 3 – доверхнеордовикские, 4 – досреднекарадокские, 5 – допландейльские, 6 – нижнепалеозойские нерасчлененные), 7–10 – островодужные вулканические серии (7 – нижнесилурийские, 8 – верхнеордовикские, 9 – среднеордовикские, 10 – кембрийско-нижнеордовикские), 11 – рифовые известняки верхнего ордовика, 12, 13 – флишевые комплексы преддуговых прогибов (12 – верхнеордовикско-нижнесилурийские, 13 – среднеордовикские); 14–19 – Джунгаро-Балхашская область: 14–16 – аккреционные комплексы (14 – ниже-верхнесилурийские, 15 – нижнесилурийские, 16 – среднеордовикско-нижнесилурийские), 17 – ордовикские островодужные вулканы Северо-Карагандинской и Предчингизской зон, 18, 19 – флишевые комплексы преддуговых прогибов (18 – ниже-верхнесилурийские, 19 – верхнесилурийские); 20 – нижнепалеозойские комплексы запада Казахстана; 21 – верхнепалеозойский вулканический пояс; 22 – девонский вулканический пояс; 23 – Иртыш-Зайсанская складчатая система. Основные структуры востока Казахстана (цифры в кружках): 1 – Тektурмасская зона, 2 – Балхашская зона, 3 – Нуринский синклиний, 4 – Успенская зона, 5 – Ащизокская зона, 6 – Жаман-Сарысуыйский синклиний, 7 – Агадырская зона, 8 – Чингизская палеоостроводужная система, 9 – Бошекульская палеоостроводужная система.

В Джунгаро-Балхашской области кембрийские комплексы отсутствуют, ордовикские островодужные вулканиды распространены в северной и восточной частях (Предчингизская и Северо-Крагандинская зоны), а в центре (Тектурмасская, Балхашская, Успенская, Ашиозекская и Агадырская зоны) широкие площади занимают среднеордовикско-силурийские аккреционные и флишевые комплексы.

В Бошекуль-Чингизской области строение, закономерности изменения площадного распространения и возрастного диапазона надсубдукционных комплексов могут быть рассмотрены на примере Чингизской палеоостроводужной системы.

Эволюция этой системы с разной степенью детальности может быть восстановлена со среднего кембрия. В это время, вероятно, уже существовал бассейн с океанической корой, о чем свидетельствует присутствие в составе ордовикских аккреционных комплексов фрагментов карбонатно-базальтовой формации нижнего кембрия. Вулканическая островная дуга заложилась в начале среднего кембрия развивалась до раннего силура включительно. В течение среднего кембрия-термадока характер сочленения океанического бассейна с Чингизской дугой не ясен из-за отсутствия аккреционных комплексов. Более достоверно эволюция Чингизской дуги реконструируется, начиная со среднего ордовика, когда становится возможным выявление латеральных рядов структур, включающих вулканическую гряду, преддуговой прогиб, аккреционную призму и бассейн с океанической корой (рис. 3).

Для *позднелланвирнского этапа* восстанавливается вулканическая дуга и формирующаяся перед ее фронтом сложнопостроенная аккреционная призма. Она включает фрагменты океанической коры кембрийско-раннеордовикского возраста, олистостромовые и кремнисто-туфогенные комплексы. Процессы спрединга и, соответственно, формирование океанической коры продолжаются, что фиксируют кремнисто-базальтовые комплексы.

В *лландейльском веке* фронт островодужного вулканизма смешается на юго-запад. Наибольшее развитие получают тефрогенные и туфотерригенные толщи, которые перекрывают более древние как островодужные, так и аккреционные комплексы. Одновременно продолжается формирование аккреционной призмы. В это же время сохраняются спрединговые обстановки и происходит наращивание океанической коры.

В *карадокское время* в Чингизской дуге временно прекращается вулканическая деятельность. Происходит накопление флишевых и зеленоцветных моласс, типичных для преддуговых прогибов. Они залегают как

на островодужных, так и на аккреционных комплексах. Юго-западнее в это время продолжается формирование аккреционной призмы, в строении которой наряду с кембрийско-раннеордовикскими участвуют и среднеордовикские кремнисто-базальтовые образования.

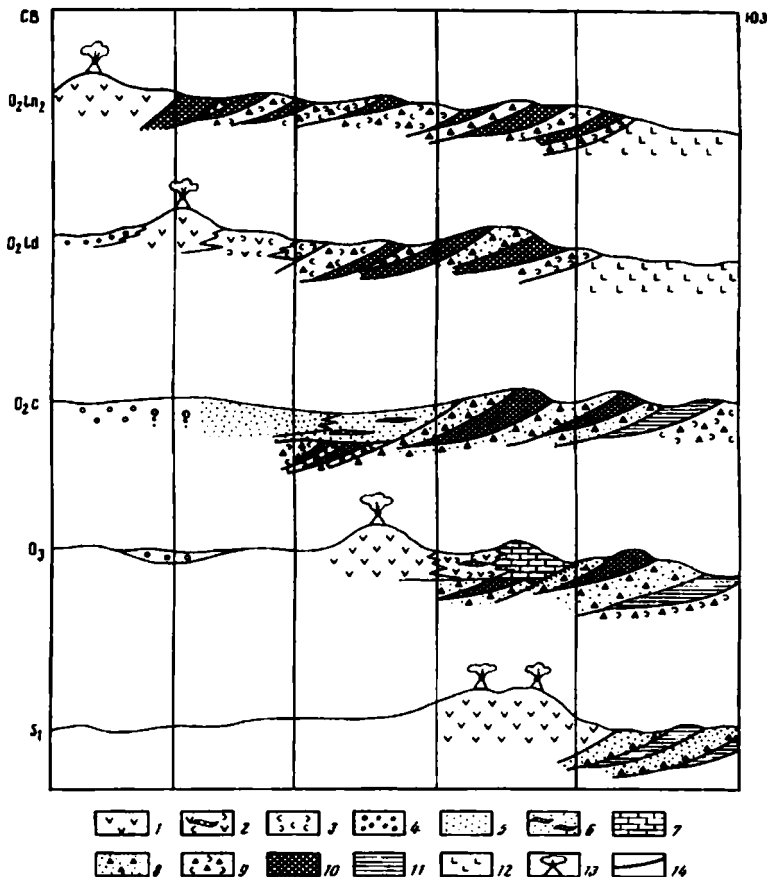


Рис. 3. Палеотектонические профили среднеордовикско-силурийской эволюции Чингизской палеостроводужной системы:

1 – островодужные вулканические серии; 2 – туфогенно-вулканогенные комплексы; 3 – тифрогенный флиш; 4 – грубообломочные терригенные толщи; 5 – терригенный флиш; 6 – зеленоцветные терригенные толщи; 7 – рифовые известняки; 8 – олистостромы с терригенным матриксом; 9 – олистостромы с кремнисто-туфогенным матриксом; 10 – кембрийско-нижнеордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы; 11 – кембрийско-среднеордовикские кремнисто-базальтовые комплексы; 12 – океаническая кора; 13 – вулканы центрального типа; 14 – подошвы тектонических пластин в аккреционной призме.

В *позднем ордовике* фронт островодужного вулканизма смещается далее на юго-запад, в это же время на более древних аккреционных комплексах образуется невулканическая дуга, маркируемая рифогенными известняками. Прогиб между этими дугами заполняется туфогенными и вулканогенно-осадочными толщами. Формирование аккреционной призмы продолжается лишь на самом юго-западе.

В *раннем силуре* происходит дальнейшее смещение вулканического фронта в юго-западном направлении. Нарастание аккреционной призмы по-прежнему продолжается только на крайнем юго-западе.

Таким образом, в течение среднего ордовика–раннего силура перед фронтом 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 значительно увеличилась. Можно с большой степенью уверенности утверждать, что с середины аренига Чингизская дуга фронтально была обращена на юго-запад, в сторону бассейна с океанической корой.

В Джунгаро-Балхашской области тектоническая эволюция реконструируется только с раннего ордовика, когда произошло заложение Предчингиз-Северокарагандинской энзиматической 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 не ясным.

В *среднем ордовике* начинается формирование аккреционных комплексов и причленение их к островной дуге. Первый этап аккреции завершился к началу карадока, когда к островной дуге причленяются фрагменты лланвирн-лландейльской океанической коры (рис. 4).

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.

В *раннем силуре* на севере и востоке области более древние аккреционные и островодужные комплексы перекрываются мощными флишевыми толщами, которые выполняют Нуринско-Северобалхашский прогиб. Формирование аккреционной призмы происходит к юго-западу от этого прогиба (Успенская и Ащиозекская зоны), где в ее строении участвуют фрагменты средне-позднеордовикской океанической коры. О продолжении процессов спрединга в бассейне с океанической корой свиде-

тельствуют раннесилурийские кремнисто-базальтовые комплексы Агадырской зоны.

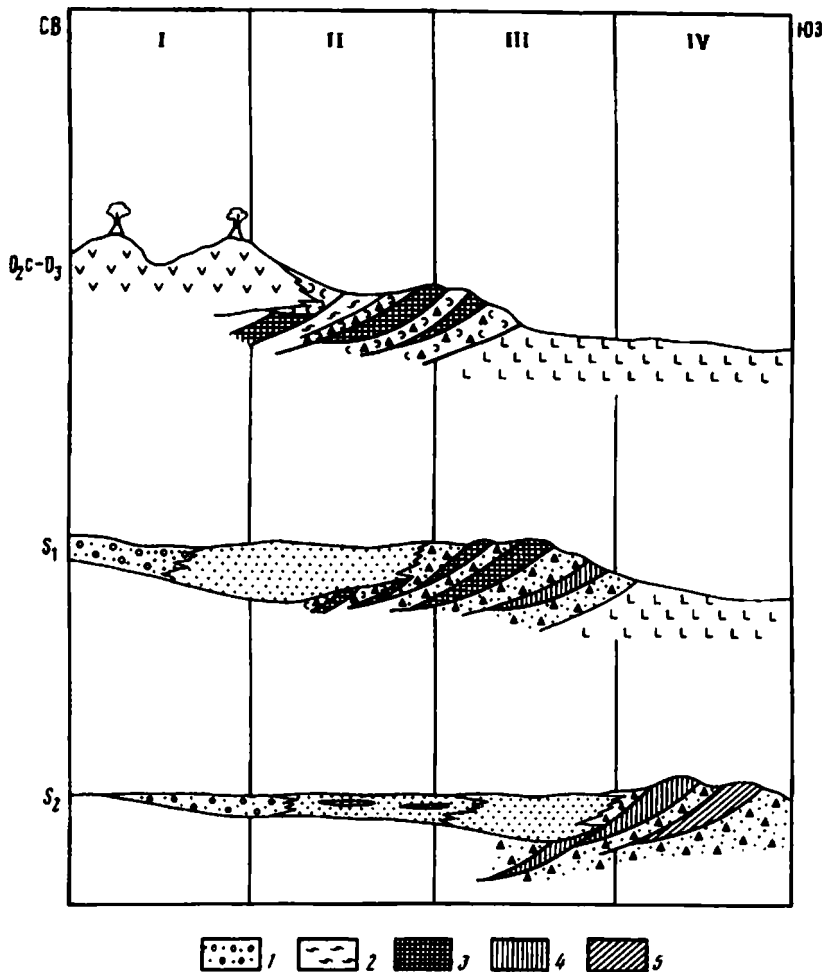


Рис. 4. Палеотектонические профили среднеордовикско-силурийской эволюции Джугаро-Балхашской области:

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

В *позднем силуре* ось флишевого прогиба смещается к юго-западу (Жаман-Сарысуйский синклинорий, южная часть Ащиозекской 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 строении этой призмы участвуют фрагменты позднеордовикско-раннесилурийской океанической коры.

На основании приведенных данных можно сделать достаточно обоснованные выводы о местоположении палеоокеанического бассейна, в краевой части которого развивались окраинноконтинентальные структуры Центрального Казахстана.

В Бошекуль-Чингизской и Джунгаро-Балхашской областях установлено, что в юго-западном направлении происходят:

- омоложение и миграция аккреционных комплексов в течение аренига – позднего силура. Возраст фрагментов океанической коры, входящих в состав аккреционных комплексов, в том же направлении изменяется от раннего кембрия до раннего силура;

- омоложение возраста островодужных вулканических серий (от лланwirна до раннего силура), которое сопровождается миграцией в том же направлении вулканических фронтов островодужных систем;

- изменение возраста флишеидных толщ, формировавшихся в преддуговых бассейнах (особенно в Джунгаро-Балхашской области) в течение ордовика – 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 Бошекуль-Чингизской и Джунгаро-Балхашской областей.

Палеоокеанический бассейн развивался в течение довольно длительного времени. Об этом свидетельствует присутствие фрагментов океанической коры раннекембрийско-раннесилурийского возраста в составе аккреционных комплексов Бошекуль-Чингизской и Джунгаро-Балхашской областей.

Таким образом, возраст фрагментов океанической коры этого бассейна охватывает интервал от раннего кембрия до раннего силура. Длительное время существование палеоокеана (около 100 млн лет) дает возможность предположить его значительные размеры, сопоставимые с размерами современных океанических бассейнов.

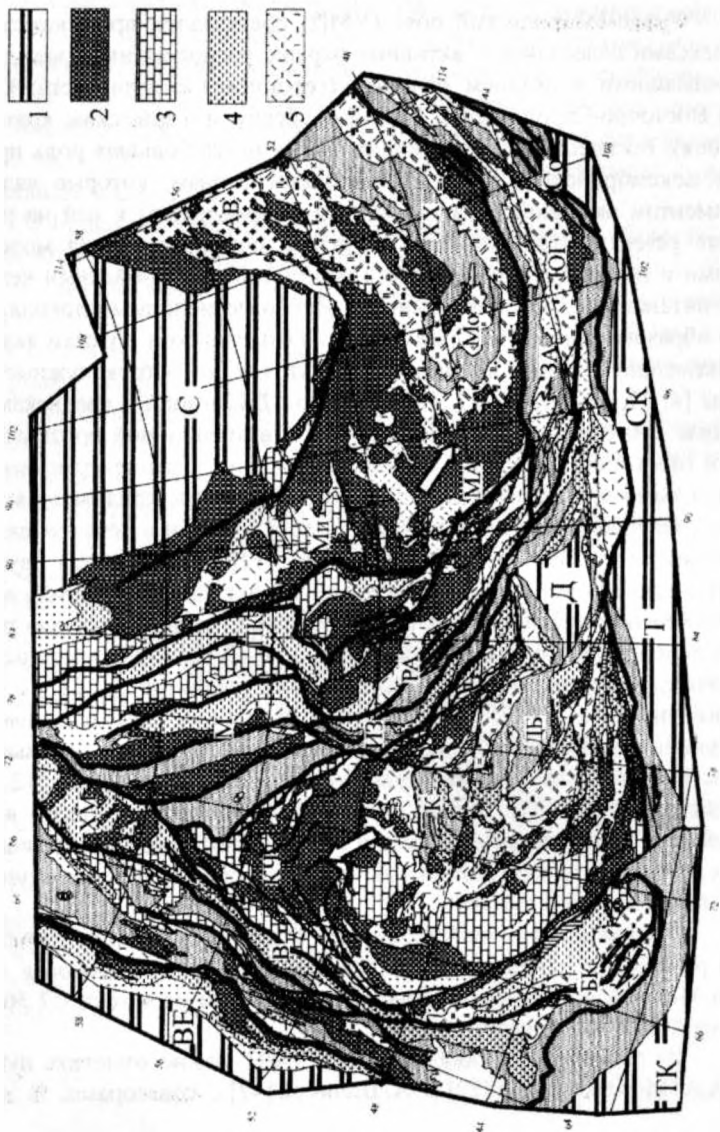
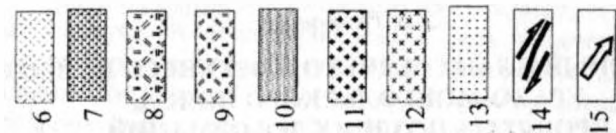
А.В. Рязанцев

СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА, ПРОБЛЕМА ПОЗДНИХ ДЕФОРМАЦИЙ

Урало-Монгольский пояс (УМП) представлен преимущественно комплексами палеозойских активных окраин, расположенных между коллидировавшими в позднем палеозое (герцинская складчатость) Сибирским, Восточно-Европейским, Сино-Корейским и Таримским кратонами (рисунок). Во внешних и внутренних частях пояса большая роль принадлежит докембрийским, в т.ч., байкальским блокам, которые являются фундаментом активной окраины или были причленены к ней на разных стадиях развития. Палеозойская структура пояса осложнена молодыми рифтами и неравномерно перекрыта мезозойско-кайнозойскими чехлами, часто интенсивно дислоцированными. Наиболее молодыми доколлизийными образованиями в Уральско-Южно-Тяньшаньской области являются раннекаменноугольные кремнисто-базальтовые и островодужные комплексы [4, 17, 20, 23, 25, 27, 30], в Южной Джунгарии – среднекаменноугольные комплексы вулканической дуги и аккреционной призмы [43], а на юге Монголии аллохтоны Солонкерской зоны с раннепермскими островодужными вулканитами и офиолитами [12]. После коллизии (закрытия океана), начиная со среднего карбона на западе [27] и в позднем палеозое – раннем мезозое на востоке УМП [12], развиваются вулканоплутонические пояса с более широкими, за счет тыловых частей, ареалами, что можно расценивать как сохранившуюся геодинамическую тенденцию с пододвиганием плит. В восточных зонах Урала коллизийный этап характеризуют толщи известково-щелочных вулканитов $C_{2,3}$ [27] и гранитоидные плутоны P_1 [17, 27]. В Южной Джунгарии лавы и игнимбриты трахириолитов имеют P_2-T_1 возраст, им синхронны вулканогенные комплексы рифтов, осложняющих вулканические пояса Монголии [12, 21] и Хангайский плутон [37]. Анализ структурного рисунка среднего – верхнего палеозоя УМП свидетельствует о масштабных деформациях коллизийных структур и горизонтальных перемещениях в постколлизийную (мезозой – кайнозой) стадию.

Возможность вновь обратиться к структуре пояса появилась в связи работой по составлению под руководством Ю.Г. Леонова и В.Е. Хаина Международной тектонической карты Азии масштаба 1:7 500 000, в которой автор принимает участие.

Из современных обобщений по УМП можно отметить публикации А.А. Моссаковского [22] и А. Шенгера [42] с соавторами. В данной



Структуры среднего и верхнего палеозоя
Урало-Монгольского пояса:

1 – кратоны: Восточно-Европейский (ВЕ), Сибирский (С), Северо-Китайский (СК), Таримский (Т) и массивы: Таджикско-Каракумский (ТК), Джунгарский (Д); 2 – каледонские и докаледонские комплексы и прилегающие к УМП элементы фундамента Сибирского кратона; 3 – средне-позднепалеозойские платформенные чехлы; 4 – раннепалеозойские задаточные прогибы; 5–9 – вулканические пояса; 5 – (сибирские) – ранне-среднедевонские, 6 – девонские нерасчлененные, 7 – средне-позднедевонские и раннекаменноугольные, 8 – средне- и позднепалеозойские нерасчлененные, 9 – позднепалеозойские; 10 – преддугловые флишевые прогибы и аккреционные призмы; 11–12 – плутоны; 11 – среднепалеозойские, 12 – мезозойские, 13 – флиш и молассы; 14 – крупные сдвиги с направлениями смещения; 15 – векторы относительного смещения замыкающей ороклины. Булевами обозначены пояса, складчатые области и зоны: В – Валерьяновский, БК – Бельгау-Кураминский, ДБ – Джунгаро-Балхашская, ХХ – Хангай-Хентейская, ИЗ – Иртыш-Зайсанская, ПК – Пыль-Кереминская, РА – Рудно-Алтайская, МА – Монгольско-Алтайская, ЗА – Залтайская, ЮГ – Южно-Гобийская, Со – Сонолкерская, ХМ – Ханты-Мансийский массив, КЧ – Кочетавский массив, М – Межовский вал, Ми – Минусинские впадины; ороклины: К – Казахстанский, Мо – Монгольский; плутоны: АВ – Ангаро-Витимский

работе нашли отражение основные принципы обеих концепций. В частности, на основании сходства структур и комплексов считается, что палеозоиды Казахстана, Алтае-Саянской области и Монголии принадлежат единой активной окраине Сибирского кратона, а вместе с другими частями УМП – к окраинам единого палеоокеана. Средне-верхнепалеозойские вулканоплутонические пояса наследуют развитие деформированных каледонской складчатостью раннепалеозойских активных окраин или располагаются на причлененных к ним пассивных континентальных блоках.

Коллизионный ансамбль структур – вулканоплутонических поясов и сутур (зон с аккреционными комплексами) в плане представлен формами, типичными для тектоники латерального перемещения. Это горизонтальные сжатые складки – Казахстанский и Монгольский ороклины, образование которых происходило при воздействии индентора (Сибирского кратона) с движением материала из наиболее пережатых областей и удлинением исходных структур. Казахстанский ороклин маркируется вулканическими поясами вокруг аккреционных комплексов Джунгаро-Балхашской области. Типовой структурой среднепалеозойской активной окраины в Центральном Казахстане традиционно считается девонский краевой вулканический пояс, выделенный А.А. Богдановым (1959, 1963, 1965). В соответствии с изгибом пояса в нем принято выделять Широтный, Юго-Западный и Северо-Восточный сегменты. Среднепалеозойский латеральный ряд структур зоны перехода от окраины палеоконтинента (в современной структуре – каледониды Центрального Казахстана) к палеоокеану (герциниды Джунгаро-Балхашской области) наиболее полно представлен

в поперечном сечении Широного сегмента и смежных структур [29].

Среднепалеозойский вулканизм в каледонидах Центрального Казахстана заметно проявлен, начиная со среднего лландовери. Вулканиды принадлежат непрерывной дифференцированной серии от андезибазальтов до риолитов. В Джунгаро-Балхашской области силур представляет структуры преддугового прогиба и аккреционной призмы. Последнюю характеризует покровно-олистостромовый комплекс, с офиолитами, породами ордовикского кремнисто-базальтового комплекса и олистостромами, возраст которых омолаживается в южном направлении. Преддуговой прогиб представлен в разрезе Нуринского синклинория флишоидными толщами. Фронт раннедевонского вулканического пояса, по сравнению с силурийским, продвинул к югу. На этой стадии формируется комплекс базальт-андезибазальт-андезитового ряда в нижней части, а в верхней преобладают игнимбриты и туфы риолитов [31]. Разрез эйфеля сложен вулканидами и туффитами кислого состава, а в тыловой части – вулканогенно-терригенными породами с ультракалиевыми вулканидами. Для ранне-среднедевонского этапа в разрезе Карасорского прогиба реконструируется склон вулканической дуги, где преобладают туфогенно-осадочные породы. Терригенные флишоидные толщи в Нуринском синклинории наращивают разрез преддугового прогиба.

На стадии, приходящейся, в основном, на живетский век, происходят тельбесские деформации, охватившие краевые части Джунгаро-Балхашского бассейна (аккреционной призмы), причленение к континентальной окраине Актау-Моинтинского массива и проградация на эти структуры вулканического фронта. Одновременно происходит сужение Широного сегмента пояса за счет развития в тыловой части рифтогенного прогиба. Прогиб заполнен черносланцевой формацией, в разрезе которой преобладают пачки металлоносных углеродистых сланцев, расслоенных базальтами. В конце франа в тылу пояса происходят излияния ультракалиевых эффузивов [5]. Фамен-турнейский вулканический пояс [9, 34] сопряжен с задуговым рифтогенным прогибом, в котором некомпенсированное осадконакопление с черными сланцами сопровождалось излияниями базальтов и формированием стратиформных руд [9]. Сходная зональность обнаруживается и для более молодых раннекаменноугольных образований [11]. Преддуговые обстановки характеризуют структуры в Северной Джунгарии, где вместе с туфогенными породами мощные интервалы сложены глинисто-кремнистым флишем [11]. В среднем и позднем карбоне продолжают излияния эффузивов дифференцированной серии. Если на предыдущем этапе преобладал натриевый тип щелочности, то на данном этапе возрастают содержания калия и общая щелочность [31, 34].

После коллизии в середине ранней перми (саякская складчатость) вулканический пояс, в целом, конформен каменноугольному, но ареал его расширяется в сторону тыловой части, а также накладывается на дислоцированные комплексы преддуговых обстановок предшествующего этапа [31, 34]. В конце перми вулканизм дифференцированной серии сменяется контрастными щелочными излияниями. Развитие пояса в Северном Прибалхашье завершается внедрениями лейкократовых и аляскитовых гранитов, а в Южной Джунгарии в Казахстане лавы и игнимбриты трахириолитов имеют P_2-T_1 возраст.

Рассматривая самые тыловые элементы палеоокраины, можно отметить, что, начиная с франа, появляются маломощные терригенно-карбонатные красноцветные толщи с мелководной морской фауной, а в фамене и карбоне разрез представлен карбонатными, терригенно-карбонатными и угленосными накоплениями, типичными для платформенных чехлов.

Таким образом, в типовой структуре восстанавливаются латеральные ряды – вулканические пояса (дуги), задуговые рифтогенные прогибы, фронтальные склоны дуг, аккреционные призмы, преддуговые флишевые прогибы. Структуры проградируют в сторону палеобассейна. Юго-Западный и Северо-Восточный сегменты имеют некоторые отличия по составу вулканизма [21] и развитию. Коллизионные вулканоплутонические пояса конформны предшествующим, но занимают более широкие ареалы.

На продолжении Юго-Западного сегмента в Китайской Джунгарии, комплексы активной среднепалеозойской окраины распространены в горах Борохоро и Нарат [43]. Здесь реконструируются позднесилурийский (Баянбулакская формация) и среднедевонский (формация Байксиньде) вулканические пояса, среднедевонская задуговая депрессия (формация Акетаси), раннекаменноугольная вулканическая дуга (формации Аньцзихай и Дахалайцзюшань), среднекаменноугольная вулканическая дуга (формация Аоиманбулак), фронтальный склон дуги и элементы аккреционной призмы (формация Шадавар). Продолжением этого сегмента являются структуры на восточном окончании Китайского Тянь-Шаня, к юго-востоку от Джунгарской впадины.

Далее на восток, от этого сегмента отчленена Южно-Монгольская складчатая система. Край континента с сиалическим основанием представляет Южно-Гобийская зона [12], в которой на метаморфическом докембрии залегают $O-D_1$ толщи туфогенных турбидитов, которые перекрыты $D_{1,2}$ толщей вулканитов дифференцированной серии. В более северных зонах установлены комплексы аккреционной призмы: сопровождающиеся офиолитами турбидиты, базальтоиды ($O-C_1$) (Баянгобийская, Баянцаган-

ская и другие зоны), кремни (S-D₁), базальты (D_{2,3}), вулканогенно-осадочные породы (D₃fm-C₁) (Заалтайская зона). Островодужные вулканы отмечаются на юге Гоби-Алтайской (D₃) и в Эдренгинской (D₂žv-C₁t₁) зонах. Наиболее отчетливо выделяется ранне-среднекаменноугольный пояс вулканитов известково-щелочной серии, осложненный продольными структурами с пермскими рифтогенными щелочными вулканоплутоническими ассоциациями [21, 38]. Тыловое положение занимает Лугингольская зона, выполненная пермско-раннетриасовым флишем. На флиш Лугингольской зоны надвинуты аллохтоны Солонкерской зоны [12], с островодужным (P₁k), кремнисто-базальтовым (P₁) комплексом и олистодромами (аккреционная призма).

Северо-восточный сегмент продолжается в Западную Джунгарию Китая, изменив простирание на северо-восточное [7, 41]. В Барлык-Каиндинской зоне присутствует фрагмент D_{1,2} (доживетской) вулканической дуги. Перекрывающие живетские терригенные отложения с горизонтами углеродистых алевролитов и глинистых известняков представляют задуговой прогиб. В Майлишань-Балхашской зоне ниже-среднедевонские туфогенные отложения накапливались перед фронтом вулканической дуги (аналог Карасорской зоны Широного сегмента). Нижнюю часть разреза слагают потоки андезибазальтов с прослоями кремнистых пород. В структуре присутствуют офиолиты и можно предположить, что девон залегает на ордовикско?-силурийской аккреционной призме. В районе рудника Сарытогай средне-позднедевонская дуга представлена толщей с вулканитами от базальтов до дацитов с фаменскими конодонтами в кремнях. Преддуговые обстановки характеризует свита тайлегула, с чередующимися подушечными базальтами, туффитами кислого состава, кремнями с конодонтами верхнего фамена и турне. В крайних на юго-востоке выходах среднего девона на серпентинитовом меланже залегают граувакки, переслаивающиеся с туффитами, потоками андезитов и андезибазальтов, с яшмами, содержащими живетские конодонты (фронтальный склон дуги).

Крылья ороклинов осложнены сдвигами и крутыми изгибами. На севере Джунгарии структуры испытывают крутой разворот и, нарушаясь сдвигами, протягиваются на северо-запад в хребтах Чингиз и Тарбагатай и в Иртыш-Зайсанской складчатой области (Жарминский и Саурский районы [11], Чарская зона [6]). В Западной Сибири приразломные фрагменты девонского пояса устанавливаются под чехлом в районе Омска.

Валерьяновский и Бельтау-Кураминский пояса в основном открыты молодыми плитными чехлами и изучены бурением и геофизическими методами. В основании разреза Валерьяновского пояса [13] выделяется толща нижнего – среднего девона с вулканитами дифференциро-

ванной серии, которая на запад замещается прибрежно-морскими терригенными отложениями (преддуговой прогиб). Эйфельский уровень представлен терригенно-туфогенными накоплениями, а живетско-франкий – карбонатно-терригенной толщей с черными сланцами или терригенно-вулканогенной с андезибазальтами и базальтами (аналог задуговых рифтогенных прогибов Широкого сегмента). Фамен и нижний карбон представлены вулканогенной серией, которая на восток замещается терригенно-карбонатной толщей платформенного чехла, “запечатывающего” вулканический пояс нижнего-среднего девона.

Среднекаменноугольный вулканический пояс имеет более широкий ареал, перекрывая тыловодужные структуры предшествующего этапа. Он представлен толщей терригенных пород, расслоенной эффузивами дифференцированной серии. Венчается палеозойский разрез ритмично-слоистой терригенной толщей среднего карбона – верхней перми с долеритами в верхней части (тыловодужный прогиб?). Таким образом, Валерьяновский вулканический пояс развивался с раннего девона по конец перми, имея те же особенности строения и развития, как и средне-позднепалеозойские вулканические пояса в Центральном Казахстане. Как элемент аккреционной призмы можно рассматривать офиолиты Денисовской зоны [17].

В разрезе Бельтау-Кураминского пояса [35] выделяются вулканогенные комплексы девона – раннего карбона. Их “расклинивает” полоса позднепалеозойских вулканитов. Тыловые части заполнены фаментурнейским флишем. В Срединном Тянь-Шане сохранились лишь элементы силурийско-раннедевонского вулканоплутонического пояса (гранодиориты S, андезидацитовые наземные излияния D₁) [5]. Среднедевонско-нижекаменноугольный комплекс тылового прогиба представлен континентальными и морскими терригенными и карбонатными накоплениями. Позднепалеозойский (C₂-P₂, T₁?) коллизионный вулканоплутонический пояс наложен на эти структуры. В расположенных перед фронтальной частью поясов структурах, а это герциниды Тянь-Шаня и Урала, в аккреционных комплексах кремнисто-базальтовые отложения охватывают интервал от раннего ордовика по ранний карбон включительно [17, 20, 23, 25, 27, 30]. Простираения структур Бельтау-Кураминского и Валерьяновского поясов имеют торцевые соотношения с простираениями структур Сарысу-Тенизского водораздела в каледонидах Центрального Казахстана. Это, а так же то, что в Южном Тянь-Шане пояс прерывается, позволяет предположить особую роль крупноамплитудных сдвигов, осложняющих палеозойскую структуру.

Монгольский орокладин образован девонско-позднепалеозойскими

и, отчасти, мезозойскими вулcano-плутоническими поясами, облекающими Хангай-Хентейскую зону с аккреционными и флишевыми комплексами. Вследствие более глубокой эрозии вулканические пояса сохранились здесь более фрагментарно, но широко распространены плутоны. Позднепалеозойские пояса наложены на более древние и скрывают их структуру. Для девона устанавливаются вулcano-плутонические пояса, и комплексы преддуговых обстановок – склона и аккреционной призмы, где преобладают терригенные толщи, расслоенные вулканиками андезибазальтового в нижней и риодацитового состава в верхней части разреза [10,12]. Позднепалеозойский вулcano-плутонический пояс осложняется продольными линейными зонами, выполненными позднепалеозойскими и раннемезозойскими рифтогенными вулcano-плутоническими комплексами [21, 38]. На северо-восточном продолжении пояс представлен Ангаро-Витимским батолитом [37], основная часть гранитоидов которого начала формироваться в среднем карбоне, но отмечаются и раннекарбонные датировки. Считается, что коллизия произошла в поздней перми [37]. Хангайский батолит формировался, главным образом, в конце поздней перми – раннем триасе. Хентейский батолит имеет средне-позднетриасовый, а частично, более молодой возраст [24].

Пространство между ороклинами занимают структуры Алтае-Саянской области и фундамента Западной Сибири. К числу элементов ее структуры, важных для сравнения палеозойд Казахстана и Алтае-Саянской области, относятся Межовский вал и сопряженный с ним Нюрольский прогиб. В ряде скважин здесь вскрыт верхний силур, представленный базальтами, андезитами, риолитами и их туфами, расслоенными глинисто-карбонатными породами [3, 19]. Девонский вулканизм проявлен на участках, где на эйфельских глинисто-карбонатных породах залегает живетская толща глинистых известняков и андезитов. Их перекрывают глинистые известняки франского яруса. В северо-восточном направлении вулканиды дифференцированной серии исчезают. Разрез силура и девона, представляющий тыловодужные обстановки, сложен карбонатными породами и похож на платформенный чехол. Рифтогенные впадины заполнены углеродистыми, часто пиритоносными глинисто-карбонатными породами, которые на различных уровнях девона и нижнего карбона расслаиваются базальтами.

В Алтае-Саянской складчатой области комплексы среднепалеозойской активной окраины распространены в сегментах, разделенных крупными сдвигами [6, 40]. Силурийский вулканизм здесь проявлен локально [15] и чаще выражен лишь присутствием туфогенно-осадочных пород. Крупные сдвиги сближают пояса вулкаников с тыловыми структу-

рами. Особенностью последних на Салаире, в Горной Шории и на северо-западе Горного Алтая является преобладание карбонатных пород, что делает сходными эти структуры с чехлами платформ. Чехол охватывает интервал от ашгилла до эмса включительно, составляя единый структурный этаж с подстилающими ордовикскими отложениями [16]. Возможно, чехол перекрывает причлененный к окраине пассивный блок [6] – аналог Актау-Моинтинского блока Центрального Казахстана. Сходство с ним подчеркивается позднеордовикско-силурийскими массивами гранодиоритов. В Кузнецком Алатау комплексы активной окраины нижнего девона представлены наземными эффузивами. Базальт-андезитовая толща вверх сменяется дацит-трахириолитовой с игнимбритами и выше – базальтовой. От пражского яруса к эмскому ареал вулканизма мигрирует на запад. В разрезе Минусинских впадин (задуговые депрессии) преобладают континентальные терригенные красноцветные отложения и мергели с силами и потоками вулканитов основного и среднего состава – диабазы, трахиандезиты и их туфы [8]. В Коргонской зоне Горного Алтая распространены туфогенно-осадочные и эффузивные породы основного и кислого состава (фронтальный склон дуги?). В эйфеле сохраняется зональность раннего девона, а в раннем живете фронт вулканизма мигрирует на запад. Проградирующие на юго-запад на аккреционные комплексы силурийско(?)–раннедевонского возраста (Гутак, 1997) вулканические пояса, начиная с позднеживетского и кончая фаменским, сопряжены с задуговыми прогибами с черносланцевой формацией [28].

Продолжением Южно-Алтайского сегмента на север в фундаменте Западной Сибири является широкий прогиб (Нарымско-Колпашевская впадина, Пыль-Караминская зона и др.), [32, 39] – аналог Колывань-Томской и Калба-Нарымской зон. Верхнедевонский – нижнекаменноугольный разрез прогиба в нижней части состоит из углисто-глинистых, глинисто-кремнистых сланцев, переслаивающихся с пачками туфов и туфолов (вулканическая дуга). В верхней части преобладают черные углисто-глинистые толщи с прослоями песчаников, инъекциями долеритов и пачками эффузивов основного состава (задуговой прогиб).

В Западной Монголии вулканиты андезит-риолитового состава слагают сохранившиеся обрывки вулканических поясов [12]. Отмечается обычная зональность с увеличением щелочности вулканитов от фронтальной к тыловой части окраины. Раннедевонский вулканизм бимодальной серии тыловой части пояса, в Озерной зоне, связывается с рифтогенезом. Разрез эйфеля представлен терригенными породами с отдельными покровами афировых базальтов. Северо-Бурунхурайская зона сложена вулканогенно-осадочными породами среднего девона – нижнего карбона. Южно-

Бурунхурайская зона представлена вулканомиктовым флишем и турбидитами среднего девона – нижнего карбона (фронтальный склон дуги).

Краевые, удаленные от Сибирского кратона элементы УМП, представлены структурами других палеоокраин. В отношении геодинамической интерпретации палеозойских комплексов Урала продолжается дискуссия, что отражается во множестве вариантов геодинамических моделей, количестве выделяемых зон субдукции и их полярности [33]. Сложность проблемы связана с тектоническим нарушением первичной зональности и перемешиванием, при значительной роли сдвигов, элементов окраины палеозойд Казахстана, Восточно-Европейского кратона и др. Признаком этого можно считать, в частности, расположение перед фронтом Валерьяновского пояса Нижнесанарского массива гранодиоритов (O_3), в раме которого присутствуют крупные блоки нижнекембрийских археоцеатовых известняков [26]. Эти комплексы типичны для каледонид Казахстанско-Тяньшаньского массива. Их аналоги описаны и на Восточно-Уральском поднятии [14]. Первично едиными могли быть комплексы Тагильской зоны [27] и покровов Тамдытау в Кызылкумах [23].

Обсуждение материала и выводы

В структуре УМП широко распространены комплексы среднепалеозойской активной окраины, и с достаточной полнотой реконструируются латеральные ряды структур. Сходство элементов различных регионов позволяет считать, что комплексы формировались в структуре единой активной окраины Сибирского кратона. Сходство подчеркивается и элементами раннепалеозойской истории развития окраины. Это существование островных дуг, начиная с кембрия, изменение геодинамики на границе кембрия и ордовика с образованием новых спрединговых зон, которое сопровождается отщеплением микроконтинентов и коллизией континентальных блоков с вулканическими дугами. К палеоокраинам других кратонов относятся структуры и комплексы вблизи границы с ними (Урал, Южный Тянь-Шань, Джунгарский массив?). Коллизия, приведшая к закрытию палеоокеана, фиксируется в позднем палеозое, а вулканоплутонические пояса продолжали развиваться, что обусловлено сохранившимися конвергентными соотношениями плит. Типичные для этой стадии, расширяющиеся в сторону тыловых частей, магматические ареалы свидетельствуют о выполаживании поверхности пододвигания.

Современный план указывает на значительные деформации ранней коллизионной структуры, маркируемой вулканоплутоническими поясами, сутурами (зонами с аккреционными комплексами), зонами смятия. Наиболее отчетливо выделяются такие структурные формы как горизон-

тальные складки или ороклины и сопряженные с ними линейные полосовые зоны, разделенные крупными сдвигами. Формирование структуры УМП происходило не только за счет раздавливания первичных элементов структуры при коллизии и доказанного поворота Сибирского кратона по часовой стрелке [2], но и более позднего поворота последнего в обратную сторону. Это привело к существованию разнонаправленных сдвигов, но отчетливо видна система правосторонних сдвигов, фиксирующих отставание внешних по отношению к Сибирскому кратону структур. Сдвигами оторван Ханты-Мансийский массив от Кокчетавского, и в этой же полосе элементы Бельтау-Кураминского пояса оторваны от палеозойд Срединного Тянь-Шаня. Выделение этих сдвигов согласуется с данными палеомагнитных исследований (Свяжина и др., 1992, Клишевич и др., 1995, [18., 27, 36]). Об амплитудах сдвигов, составляющих сотни километров, можно судить и по относительному расположению замыканий Монгольского и Казахстанского ороклинов. Структуры сопутствующего растяжения наиболее масштабны в Западной Сибири и депрессии Карского моря с проявлениями раннемезозойского рифтового вулканизма, впадинами чехла, областями “безграничной” коры [1]. Возраст деформированных комплексов фундамента, возраст заполнения приразломных прогибов чехла и рифтов позволяет считать, что ранние коллизионные структуры УМП значительно деформировались в триасе и после – (ранне?)юрское время.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты №№ 000564104, 000564513, 000790277

Л и т е р а т у р а

1. *Аглонов С.В.* Палеогеодинамика Западно-Сибирской плиты // Советская геология. – 1989. – № 7. – С. 27–36.
2. *Баженов М.Л., Моссаковский А.А.* Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. – 1986. – № 1. – С. 59–69.
3. *Биостратиграфия* нижнедевонских (лохковский и пражский ярусы) юго-востока Западно-Сибирской плиты / Г.Д. Исаев, В.И. Саев, Н.И. Савина и др. / Вопросы геологии Сибири. Вып. 2. – Томск, 1994. – С. 74–94.
4. *Бискэ Ю.С.* Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. – СПб.: Изд-во С.-Петербургского университета, 1996. – 192 с.
5. *Бурштейн Е.Ф., Кошелева И.А., Тевелев Ал.В.* Ультракалиевый вулканизм Центрального Казахстана: Распространение, возраст, металлогеническое значение / Московская школа геологов в Казахстане. Сб. докл. – М.: Изд-во МГУ, 1996. – с. 94–109.
6. *Буслов М.М.* Террейновая тектоника и геодинамика складчатых облас-

тей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов) // Автореф. на соиск. уч. ст. д. г.-м. н. – Новосибирск, 1998. – 44 с.

7. *Варисская трансформная зона Джунгарии: Опыт выделения* / С.Г. Самыгин, С.В. Руженцов, И.И. Поспелов и др. / Тектонические и геодинамические феномены. Труды ГИН РАН. Вып. 505. – М.: Наука, 1997. – С. 196–221.

8. *Васильев Б.Д.* Девонская активизация восточного склона Кузнецкого Алатау // Закономерности геологического развития Горного Алтая и Кузнецкого Алатау как зон активизации. – Новосибирск: Изд. НГПИ, 1987. – С. 44–51.

9. *Веймарн А.Б.* Фаменский вулканизм Казахстана как индикатор геодинамических обстановок и рудоносности // Магматизм и рудоносность Казахстана. – Алма-Ата: “Гылым”, 1991. – С. 203–211.

10. *Гаврилова С.П.* Особенности девонского и пермского орогенного магматизма Запада Монголии / Геология и магматизм Монголии. – М.: Наука, 1979. – С. 78–95.

11. *Геологическое строение Казахстана* / Г.Р. Бекжанов, В.Я. Кошкин, И.И. Никитченко и др. – Алматы: Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан, 2000. – 396 с.

12. *Геологические формации Монголии.* – М.: Шаг, 1995. – 177 с.

13. *Геология* и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Улытау. В 2 томах. Т. 1 Геологическое строение. – Алма-Ата : Наука, 1984. – 232 с.

14. *Горожанин В.М., Мосейчук В.М., Сурин Т.Н.* Новые данные о составе и возрасте гранитоидов Джабыкского и Астафьевского массивов // Ежегодник-97. Инф. м-лы – Ек.: УНЦ РАН, 1999. – С. 191–196.

15. *Дергунов А.Б.* Каледониды Центральной Азии. – М.: Наука, 1989. – 192 с.

16. *Ермиков В.Д., Пузырев А.А., Сенников Н.В.* Нижне-среднепалеозойский платформенный складчатый комплекс Горного Алтая // Геология и геофизика. – 1979. – № 1. – С. 9–18.

17. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд лет) и строения Урала // Дисс. на соиск. уч. ст. д. г.-м. н. – Екатеринбург, 1998. – 252 с.

18. *История формирования палеозойских комплексов Полярного Урала по палеомагнитным и геологическим данным* / Н.В. Лубнина, А.Н. Диденко, С.А. Куренков и др. // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. – М.: Наука, 1999. – (Тр. ГИН РАН; Вып. 515). – С. 153–180.

19. *Краснов В.И., Исаев Г.Д., Саев В.И.* Новые данные по литостратигра-

фии палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты / Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. – Новосибирск, 1988. – С. 9–13.

20. Куренков С.А., Аристов В.А. О времени формирования коры Туркестанского палеоокеана // Геотектоника. – 1995. – № 6. – С. 22–31.

21. Курчавов А.М., Баскина В.А., Бахтеев М.К., Моссаковский А.А. Проблемы геодинамической и палеотектонической интерпретации петрохимической зональности вулканических поясов // Геотектоника. – 1999. – № 1. – С. 64–80.

22. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: Геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. – 1993. – № 6. – С. 3–33.

23. Мухин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. – Ташкент: Фан, 1991. – 148 с.

24. Нагибина М.С. Плюм-тектонические мезозойские структуры Монголии // Геотектоника. – 1999. – № 4. – С. 21–36.

25. Новые данные о возрасте и структуре палеозойских комплексов Сухтелинской зоны на восточном склоне Южного Урала / Ал.В. Тевелев, О.В. Артюшкова, В.И. Борисенко и др. // Бюл. МОИП. Отд. Геол. – 1998. – Т. 73, вып. 5. – С. 63–65.

26. Проблема выделения каледонид Зауралья (Южный Урал) / К.Е. Дегтярев С.А. Куренков, Н.Б. Кузнецов и др. / Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. – М.: Наука, 1998. – С.118–128.

27. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. – 146 с.

28. Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А., Милеев В.С. Девонская континентальная активная окраина на юго-западном Алтае // Геотектоника. – 1982. – № 1. – С. 44–60.

29. Рязанцев А.В. Структуры среднепалеозойской активной окраины в Казахстане: Латеральные ряды, миграция // Докл. РАН. Сер. геол. – 1999. – Т. 369, №5. – С. 659–664.

30. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Куровская Л.А. Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Южного Урала и его связь с офиолитами / Общие и региональные вопросы геологии. – М.: ГЕОС, 1999. – С. 5–23.

31. Сравнительный анализ девонского и позднепалеозойского вулканических поясов Центрального Казахстана / Б.Я. Журавлев, Ал. В. Тевелев, Т.О. Федоров и др. / Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. – М.: Наука, 1988. – С. 168–181.

32. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. – М.: Недра, 1981. – 143 с.

33. *Тевелев Ал.В.* Палеозойские зоны субдукции на Южном Урале (опыт обзора с анализом) / *Тектоника неогена: общие и региональные аспекты.* Т. 2 // *Материалы 34 Тектонического совещания.* – М.: ГЕОС, 2001. – С. 220–223.
34. *Тевелев Ал. В., Кошелева И.А.* Позднепалеозойский вулканизм Южно-Токрауской впадины / *Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана.* – М.: Наука, 1988. – С. 181–193.
35. *Тектоника* области сочленения структур Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана / *А.А. Абдуллин, Б.С. Цирельсон, В.А. Быкадоров и др.* – Алма-Ата.: Наука, 1976. – 238 с.
36. *Уральский* палеоокеан в девонское время по палеомагнитным данным / *В.С. Буртман, Г.З. Гурарий, А.В. Дворова и др.* // *Геотектоника.* – № 5. – 2000. – С. 61–70.
37. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* Ангаро-Витимский батолит: К проблеме геодинамики батолитообразования в Центральноазиатском складчатом поясе // *Геотектоника.* – 1997. – № 5. – С. 18–32.
38. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. – М.: Наука, 1991. – 263 с.
39. *Atlas of paleotectonic and paleogeological-landscape maps of hydrocarbon provinces of Siberia.* Scale 1:5000000 / Editor: V.S. Surkov. – Novosibirsk: SNIIGG&MS, Petroconsultants s.a., 1995.
40. *Buslov M.M, Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A.* Geology and tectonics of Gorny Altai. – Novosibirsk, 1993. – 122 p.
41. *Feng Y., Coleman R.G., Tilton G., Xiao X.* Tectonic evolution of the West Junggar region, Xinjiang, China // *Tectonics.* – 1989. – Vol. 8, No. 4. – P. 729–752.
42. *Sengör A.M.C., Natal'in B.A.* Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / *The tectonic evolution of Asia.* – Cambridge University, 1996. – P. 486–639.
43. *Wang Baoyu, Li Qiang, Lju Jianbing.* Geology and tectonics of the West Tianshan mountains along Dushazi-Kuqa highway in Xinjiang // 30-th IGC. Field trip guide T364. CD-ROM. – Geological Publishing House, 1996. – 22 p.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ПРОЯВЛЕНИЯ ДЕВОНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА КАЗАХСТАНА И ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Выделив из девонских орогенных образований Казахстана краевой вулканический пояс, А.А. Богданов [2, 3] определил его как особую орогенную структуру, возникшую на краю каледонского массива по границе с Джунгаро-Балхашской варисийской областью. Он ограничивал распространение пояса на восток Центрально-Казахстанским разломом, не включая в него девонские орогенные образования Чингиза, который рассматривался как варисийская антиклинорная структура. Другие исследователи значительно шире выделяли краевой вулканический пояс [16, 32]. На тектонической карте Казахстана, изданной под редакцией Ю.А. Зайцева и А.А. Абдулина [34], девонские вулканиды Чингиза отнесены уже к краевому вулканическому поясу. Чингиз считается каледонским. К краевому поясу впервые были отнесены также девонские вулканиды вдоль Иртыша в районе Павлодара – Омска. Сам же девонский краевой вулканический пояс рассматривался как тельбесский континентальный складчатый комплекс. Позднее Ю.А. Зайцев [13] девонские вулканиды Прииртышья из краевого пояса исключил, считая их образованиями орогенных впадин. Краевой пояс, по его мнению, возник как раннедевонское новообразование под агрессивным термальным воздействием Джунгаро-Балхашской геосинклинали. В то же время данная область в девоне рассматривается им [13] как остаточный геосинклиальный прогиб преимущественно терригенного осадконакопления.

Сотрудниками Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ был внесен определяющий вклад в изучение геологического строения, зональности магматизма, металлогении девонского краевого вулканического пояса в целом и составляющих его сегментов. Однако девонский орогенный магматизм (т.е. континентальный магматизм в ассоциации с красноцветными молассоидами) широко распространен за пределами краевого пояса в Центральном Казахстане и на сопредельных территориях [9, 10, 15, 17, 23 – 25, 27, 28, 33]. Идентификация этих образований всего ареала их распространения с известными типами вулканических поясов имеет принципиальное значение для палеотектонических реконструкций Центрально-Азиатского складчатого пояса и определения геодинамических обстановок формирования континентальных окраин Палеоазиатского океана.

Детальное прослеживание по латерали петрохимической сериаль-

ной специфики девонских магматических ассоциаций всего Центрального Казахстана выявило две принципиально разные петрохимические зоны девонского континентального магматизма [9, 10, 15, 17, 23 – 25, 27, 28].

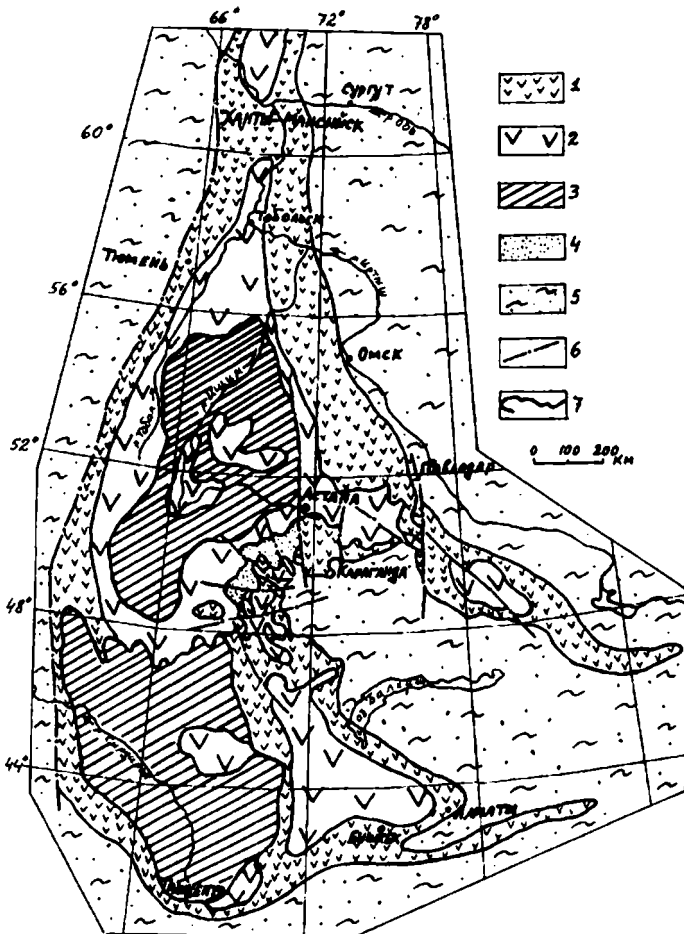


Схема современного расположения ниже-среднедевонских образований Казахстана, Средней Азии и Западной Сибири:

1, 2 – ниже-среднедевонские континентальные магматические образования: 1 – известково-щелочные преимущественно низкокалийевой ветви, 2 – известково-щелочные при широком представительстве высококалийевой ветви и шоссонит-латитовые; 3 – области современного отсутствия девонских континентальных магматических образований; 4 – нижедевонские прибрежно-морские тонкослоистые терригенные отложения Сарысу-Тенгизского сегмента; 5 – девонские субокеанические образования; 6 – разломы; 7 – границы распространения девонских образований

Одной из них свойственны породы преимущественно низкокальциевой ветви известково-щелочной петрохимической серии; другой – значительное присутствие пород высококальциевой ветви этой же серии, а также шошонит-латитовой серии (рисунок). Первая зона расположена вдоль края геоструктур; вторая – во внутренних их частях. Полоса распространения низкокальциевых девонских пород на краю каледонского массива Центрального Казахстана по границе с варисцийскими областями выделена как фронтальная зона вулканического пояса; полоса распространения более кальциевых пород внутренних частей каледонского массива рассматривается как тыловая зона этого пояса.

Собственно краевой вулканический пояс, в понимании А.А. Богданова, является не чем иным как фронтальной зоной протяженного вулканического (вулcano-плутонического) пояса, сформированного на краю каледонского массива Казахстана не только по границе с Джунгаро-Балхашской (как считал А.А. Богданов), но и с Иртыш-Зайсанской варисцийскими подвижными областями.

Такого рода асимметричная зональность магматизма считается стандартной для вулканических поясов окраинно-континентального типа.

Однако из Центрального Казахстана девонские континентальные магматические образования непосредственно трассируются в пределы Западной Сибири [4 – 8, 12, 18 – 20, 26, 31]. Они вскрыты скважинами близ Омска, в междуречье Тобола, Вагая и Ишима, в районе Тобольска и севернее, близ Ханты-Мансийска (Красноленинский свод). Отмечается несогласное залегание девонских континентальных вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, возраст которых местами обоснован находками органических остатков, на нижнепалеозойских отложениях. Петрохимические данные [6, 7, 18 – 20] позволяют уверенно выделить здесь две зоны девонских образований. Одной из них, расположенной со стороны Иртыш-Зайсанской варисцийской области, свойственны известково-щелочные породы пониженной щелочности и калиевости; в другой зоне, находящейся западнее первой, развиты породы повышенной щелочности и калиевости. Первая из этих зон непосредственно продолжает (по левобережью Иртыша) фронтальную зону девонского вулканического пояса Казахстана, а вторая – тыловую зону этого пояса. Таким образом, на восточной (в современных координатах) окраине каледонского массива Центрального Казахстана и Западной Сибири (со стороны современной Иртыш-Зайсанской варисцийской области) формировался девонский вулканический пояс с асимметричной зональностью магматизма.

Но орогенные девонские магматиты широко представлены также в Тургайском прогибе, непосредственно продолжая к западу ареал рас-

пространения подобных образований Кокчетавского и Улутауского регионов [11, 29 – 31]. Петрохимические данные [11, 29, 30] свидетельствуют, что со стороны современной Уральской складчатой системы девонские орогенные магматиты обладают пониженной щелочностью и калиево-стью. Эти параметры девонских пород возрастают в сторону Казахстана. Полоса девонских континентальных магматических образований трассируется вдоль р. Тобол на север до Тобольска, где также отмечается асимметричная петрохимическая зональность этих образований [18 – 20]. Из этого следует, что в пределах Тургайского прогиба и его северном продолжении также развит девонский вулканический пояс с направленной латеральной асимметричной изменчивостью магматизма. Он маркирует активную окраину Казахстанского каледонского массива со стороны современной Уральской складчатой системы.

Близ Тобольска западная и восточная ветви девонского вулканического пояса смыкаются. Обе ветви этого пояса также смыкаются на юге Казахстана и в Средней Азии [1, 3, 21, 22, 25].

Выводы

Таким образом, девонские континентальные магматические образования охватывают непрерывным кольцом каледонский массив Казахстана, Средней Азии и юга Западной Сибири при общей смене пород преимущественно низкокалиевой ветви известково-щелочной петрохимической серии, распространенных вдоль края каледонского массива, на более калиевые разновидности этой серии и разновидности шошонит-латитовой серии во внутренних частях каледонид (см. рисунок).

Подобное расположение петрохимических зон свидетельствует, что наблюдаемая асимметричная зональность девонского континентального магматизма востока Центрального Казахстана является лишь региональным выражением общей симметричной зональности магматизма данного времени. На явления такого рода уже обращалось внимание при анализе различных вулканических поясов. Отмечалась также смена асимметричной зональности магматизма в ходе формирования поясов симметричной зональностью и ее обусловленность разными геодинамическими причинами [24].

Как известно, Катазиатскому или Андийскому окраинно-континентальным вулканическим поясам свойственна общая латеральная петрохимическая асимметричность магматизма с удалением от соответствующего палеоокеана в глубь континента. Характер распространения девонского континентального магматизма в пределах каледонид Казахстана, Средней Азии и Западной Сибири, симметричное расположение петрохимических зон не позволяют относить соответствующие вулканические

этого региона к типовому окраинно-континентальному вулканическому поясу.

К началу девона каледонский массив Казахстана, Средней Азии и Западной Сибири представлял композитное сооружение – результат коллажа фрагментов докембрийских континентальных блоков и раннепалеозойских островных дуг, формировавшихся на границе палеоокеанических бассейнов. В девоне это композитное сооружение находилось на границе Палеоокеана и Туркестано-Уральского палеоокеана и продолжало развиваться как сложная энсиалическая островодужная система. На такую особенность развития палеозой Казахстана уже обращал внимание А. Шенгер с соавторами [35].

Проявившийся в пределах указанной территории континентальный магматизм, скорее всего, следует считать типично орогенным магматизмом зрелых островных дуг. В данном случае пристального внимания заслуживает девонский магматизм Чингиза. Следует подчеркнуть, что этот регион А.А. Богдановым [2, 3] не включался в каледонский массив. Развитый здесь девонский континентальный магматизм в состав краевого пояса им не включался и рассматривался как орогенный магматизм варисийской геоантиклинорной структуры. Многими исследователями Чингиз рассматривается как длительно формирующаяся островодужная система, в пределах которой в девоне континентальный магматизм развивался в условиях островной дуги энсиалического типа [9, 14, 15]. Характернейшая черта девонского орогенного магматизма Чингиза -- его симметричная петрохимическая зональность на всех стадиях развития [15]. Обращалось также внимание и на возможную островодужную природу ряда девонских вулканических ареалов Южного Казахстана [21, 22, 32].

Протяженность предполагаемой девонской островодужной системы Казахстана, Средней Азии и Западной Сибири составляет (в современных координатах) около 2,5 тысяч километров, что сопоставимо с длиной более молодых островодужных структур – Камчатки (более 1200 км), Японии, Филиппин (1500 км) или Индонезии (более 2500 км).

Присутствие в Западной Сибири севернее Ханты-Мансийска (Красноленинский свод) девонских континентальных магматитов с симметрично расположенными, как в пределах Чингиза, петрохимическими зонами также ставит вопрос о возможной островодужной природе соответствующего континентального блока и, следовательно, об отсутствии сплошного докембрийского фундамента в пределах Западной Сибири.

Таким образом, анализ вариаций по латерали петрохимической сериальной специфики магматических ассоциаций позволил заострить внимание на возможности принципиально новой геодинамической трак-

товки девонской истории развития Казахстана, Средней Азии и Западной Сибири.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 98-05-64700).

Л и т е р а т у р а

1. *Авдеев А.В.* Атлас палеогеодинамических карт Южного Казахстана. – Алма-Ата, 1999.
2. *Богданов А.А.* Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана // Бюл. МОИП. Отдел геол. – 1959. – Т. XXXIX. Вып. 1. – С. 8–42.
3. *Богданов А.А.* Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статья 2 // Бюл. МОИП. Отдел геол. – 1965. – Т. XL. Вып. 6. – С. 8–42.
4. *Бочкарев В.С.* Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ (на примере Западно-Сибирской плиты и ее обрамления) // Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 63. – М.: Недра, 1973. – 128 с.
5. *Бочкарев В.С.* Палеотектоническое развитие Западно-Сибирской равнины в древние эпохи в связи с вопросами нефтегазоносности ее нижних структурных этажей // Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 133. – 1978. – С. 5–60.
6. *Бочкарев В.С., Кривоножко В.Г.* Докембрийские и палеозойские формации Западной Сибири // Тектоника платформенных областей. – Новосибирск: Наука СО АН СССР, 1988. – С. 80–104.
7. *Бочкарев В.С., Погорелов Б.С.* Новые данные о возрасте складчатого фундамента центральных районов Западно-Сибирской плиты // Докл. АН СССР. – 1968. – Т. 179, № 3. – С. 664–665
8. *Бочкарев В.С., Ягафарова Ф.З.* Новые данные о возрасте складчатого фундамента в районе Широкого Приобья Западно-Сибирской низменности // Докл. АН СССР. – 1968. – Т. 181, № 3. – С. 676–678.
9. *Геодинамическая обстановка формирования девонского вулканоплутонического пояса северо-востока Центрального Казахстана и меднопорфировых месторождений в его пределах / М.С. Гранкин, А.М. Курчавов, Е.Г. Мальченко и др.* // Геология и разведка недр Казахстана. – 1996. – № 4. – С. 2–8.
10. *Геодинамические проблемы зональности и сегментированности девонского вулканического пояса Центрального Казахстана / А.М. Курчавов, М.С. Гранкин, Е.Г. Мальченко и др.* // Материалы XXXII Тектонического совещания. Т. I. – М.: ГЕОС, 1999. – С. 351–353.
11. *Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Улытау.* Т. I. – Алма-Ата: Наука КазССР, 1984. – 232 с.

12. *Дубатовов В.Н., Краснов В.И.* Палеоландшафты раннедевонских морей Сибири // Стратиграфия. Геологические корреляции. – 1999. – Т. 7, № 3. – С. 95–109.
13. *Зайцев Ю.А.* Эволюция геосинклиналей. – М.: Недра, 1984. – 208 с.
14. *Закономерности развития вулканизма Казахстана / Г.Ф. Ляпичев, Т.Ч. Чолпанкулов, В.С. Звонцов и др.* / Проблемы петрологии. – М.: Наука, 1976. – С. 149–166.
15. *Зональность, сегментированность и палеогеодинамика девонского вулканического пояса Центрального Казахстана / А.М. Курчавов, М.С. Гранкин, Е.Г. Мальченко и др.* // Геотектоника. – 2000. – № 4. – С. 1–12.
16. *Казахстанский девонский краевой вулканический пояс / Б.Я. Журавлев, А.П. Урываева, Т.О. Федоров и др.* // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. – М.: Изд-во МГУ, 1977. – С. 167–183.
17. *Картирование петрохимических ассоциаций магматитов – новая информация о зональности, сегментированности и геодинамических обстановках формирования вулканических поясов (на примере девонского вулканического пояса Центрального Казахстана) / А.М. Курчавов, М.С. Гранкин, Е.Г. Мальченко и др.* // Материалы XXXI Тектонического совещания. Т. I. – М.: ГЕОС, 1998. – С. 294–296.
18. *Криночкин В.Г.* Доюрские геологические формации Тобол-Ишимского междуречья Западно-Сибирской равнины / Палеозойские складчатости Западн. Сибири и ее обрамления. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1978. – С. 55–61.
19. *Криночкин В.Г.* Основные этапы доюрских породных комплексов и этапы тектонического развития Красноленинского свода // Тр. ЗапСибНИГНИ. – Вып. 173. – 1982. – С. 14–23.
20. *Криночкин В.Г.* Среднепалеозойские вулканогенно-осадочные формации юго-западных районов Западной Сибири // Тр. ЗапСибНИГНИ. – Вып. 173. – 1982. – С. 33–43.
21. *Курчавов А.М.* Зональность девонского орогенного вулканизма Казахстана и Средней Азии // Геотектоника. – 1985. – № 6. – С. 62–73.
22. *Курчавов А.М.* Закономерности латеральной изменчивости и эволюция орогенного вулканизма складчатых поясов // Геотектоника. – 1994. – № 2. – С. 3–18.
23. *Курчавов А.М.* Палеотектонические аспекты зональности девонского континентального магматизма юга Западной Сибири / Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2000. – С. 279–281.
24. *Курчавов А.М., Баскина В.А., Бахтеев М.К., Моссаковский А.А.* Проблемы геодинамической и палеотектонической интерпретации петрохи-

- мической зональности вулканических поясов // Геотектоника. – 1999. – № 1. – С. 64–80.
25. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии. – М.: Наука, 1975. – 320 с.
26. *Нефедов В.А.* Палеозойские вулканогенные формации Западной Сибири и северной части Урала // Палеовулканологические карты и металлогеническая специализация древнего вулканизма Урала. – Свердловск, 1985. – С. 76–82.
27. *Новые данные о зональности девонского вулканического пояса Центрального Казахстана и позиции медно-порфирового оруденения / А.М. Курчавов, М.С. Гранкин, Е.Г. Мальченко и др. / Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса. К 90-летию проф. А.А. Богданова. – М.: Изд-во МГУ, 1998. – С. 44–49.*
28. *Новые данные о строении девонского вулканического пояса северо-востока Центрального Казахстана / А.М. Курчавов, М.С. Гранкин, Е.Г. Мальченко и др. // Докл. РАН. – 1998. – Т. 358, № 1. – С. 83–86.*
29. *Омаров О.У.* Новые данные по стратиграфии девонских отложений восточной части Тургайского прогиба // Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол. – 1983. – № 3. – С. 67–74.
30. *Омаров О.У.* Формационное расчленение девонских отложений Тургайского прогиба // Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол. – 1987. – С. 40–48.
31. *Основные черты магматизма, тектоники и металлогении Тургайского прогиба / Г.М. Тетерев, О.К. Ксенофонов, А.М. Захаров и др. // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 2 Уральского петрогр. совещ. Т. 1. – Свердловск: Ур. фил. АН СССР, 1969. – С. 224–243.*
32. *Скринник Л.И., Хорст В.Э.* Девонские островодужные вулканические комплексы Джунгарского Алатау // Геология и разведка недр Казахстана. – 1995. – № 4. – С. 6–10.
33. *Строение и соотношение сегментов девонского орогенного вулканического пояса Центрального Казахстана – проблемы интерпретации геодинамических обстановок и палеотектонических реконструкций / М.С. Гранкин, А.М. Курчавов, Е.Г. Мальченко и др. / Тектоника Азии. – М.: ГЕОС, 1997. – С. 79–81.*
34. *Тектоническая карта области палеозойских складчатостей Казахстана / Под ред. Ю.А. Зайцева, А.А. Абдулина. – 1976.*
35. *Шенгер А., Натальин Б.А., Буртман В.С.* Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7–8. – С. 41–58.

ДЕВОНСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И ЮЖНОГО УРАЛА В СРАВНЕНИИ

Девонские вулканиды, широко распространенные в пределах Казахского нагорья и Южного Урала, знаменуют собой определенные этапы развития этих регионов, геодинамические обстановки, существовавшие в девоне в юго-западной части Урало-Монгольского подвижного пояса. На Южном Урале эти вулканиды сконцентрированы главным образом в Магнитогорской мегазоне, образуя одноименный вулканический пояс (МВП) [13]. Здесь они изучались многими исследователями; в их числе – сотрудники Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова Т.И. Фролова, И.А. Бурикова [18], В.С. Шарфман, Р.И. Костина. Последние обобщающие работы принадлежат И.Б. Серавкину [13], а также В.В. Зайкову и др.[6]. В Центральном Казахстане наибольшая часть девонских вулканогенных образований распространена в пределах девонского краевого вулканического пояса (ДКВП), который был детально изучен при целенаправленной геологической съемке и тематических исследованиях Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ и других организаций [1, 2, 4, 5, 9, 10, 12, 16] (см. также статью А.М. Курчавова и др. в настоящем сборнике). Сравнительный анализ контрастных Магнитогорского и Казахстанского девонских вулканических поясов позволяет более отчетливо представлять условия их образования. Мы рассмотрим наиболее четко выраженный и детально закартированный субширотный отрезок ДКВП, расположенный между Алгабасским (запад Сарысу-Тенизского поднятия) и Центрально-Казахстанским разломами. Строение и палеогеодинамическая обстановки образования всего ДКВП описана в последних работах А.М. Курчавова, М.С. Гранкина и др.[4, 12].

Тектоническое положение МВП в восточной, островодужно-океанической провинции Южного Урала определяется ограничением его в современной структуре шовными зонами тектонического серпентинитового меланжа как офиолитокластового, так и полимиктового. На западе – это Присакмаро-Вознесенская зона с блоками ордовикской океанической коры, на востоке – Восточно-Магнитогорская. Та и другая погружаются под МВП, хотя последняя на севере, у Миасского синтаксиса, круто падает на восток. Симатический характер земной коры МВП подчеркивается приуроченностью к нему гравитационного супермаксимума [3]. В свою очередь, Присакмаро-Вознесенская зона граничит по Главному Уральскому разлому со структурами Западного Урала, имеющими дорифейский фундамент Восточно-Европейской платформы и игравшими в девоне роль

пассивной окраины, а Восточно-Магнитогорская – с меридиональной полосой аккретированных микроконтинентов Восточно-Уральского “поднятия”, заключающего многочисленные массивы позднепалеозойских гранитоидов “Главной гранитной оси Урала”.

Внутренняя тектоническая структура МВП определяется содвиго-сдвиговыми позднегерцинскими деформациями коллизионной стадии [17] с образованием круто залегающих пластин – мегалитонов, крутых, а местами опрокинутых моноклиналей, а также участков почти ненарушенного залегания. Это объясняется тем, что напряжения нередко разрешались по зонам серпентинитового меланжа, игравшего роль смазки [8]. Из-за преобладания тектонических контактов, взаимоотношение девонских вулканогенных толщ с нижележащими, вышележащими образованиями и между собой наблюдаются лишь в ограниченном количестве мест [14].

В отличие от Урала, вулканические комплексы ДКВП Казахстана залегают с ненарушенными стратиграфическими контактами на консолидированном каледонском основании, образуя вместе с залегающими на них с параллельным несогласием фаменом и нижним карбоном сравнительно пологие моноклинали или блоки моноклиналей. Лишь во фронтальной зоне ДКВП перекрыты позднегерцинскими шарьяжами (Спасский сдвиг-надвиговый пояс, террейн гор Жельтау). К этой фронтальной зоне приурочена резкая гравитационная ступень [5], свидетельствующая, вероятно, о переходе зрелой гранитизированной континентальной коры, на край которой наложен ДКВП, к возможно сохранившимся на глубине реликтам коры океанического типа, предположительно, ордовикского возраста, как установлено в расположенной южнее Тектурмасской офиолитовой сuture.

Вещественный состав преобладающих разновидностей девонских вулканитов рассматриваемых поясов различен. В МВП распространены преимущественно породы энциматических островных дуг [20] – базальты и андезитобазальты. Так, Ирландийская вулканическая дуга практически полностью сложена эксплозивными вулканитами андезитобазальтового состава одноименной свиты, лишь на юге (Баймак-Бурибаевский район) и на самом севере, например, на г. Моховой в районе г. Миасса, в незначительном количестве появляются дациты и риодациты. Последних несколько больше в баймак-бурибаевской, карамалыташской и улутауской свитах. Строение разрезов вулканических толщ свидетельствует о наличии как контрастных, так и последовательно-дифференцированных серий. Как указывает В.В. Зайков, “степень контрастности широко варьирует по латерали в смежных вулканических сооружениях” [6, с.199] и, таким образом, не является существенным, определяющим в петрогенезисе и стратиграфической корреляции моментом, а отражает, очевидно, либо степень

дифференциации первичной базальтовой магмы, либо относительное количество вовлеченных в вулканизм мантийной базальтовой магмой коровых расплавов и степень их смешивания.

Следует отметить также присутствие среди вулканитов МВП яшм с конодонтами, лаво- и гиалокластитов, тефротурбидитов с градационной слоистостью, а также пород мелководного или субазрального происхождения – пестроцветных песчаников и алевролитов, базальтов с корками закалывания, горизонтов с закрученными бомбами [18]. Все это свидетельствует о накоплении толщ в условиях расчлененного *рельефа островных дуг*, их склонов и глубоководных впадин.

В ДКВП вулканиты основного состава слагают лишь нижнюю и верхнюю части разреза, а основные объемы извергнутого материала представлены риолитами или риодацитами [15]. Например, семизбугинская свита, распространенная в восточной части субширотного отрезка ДКВП, сложена мощными толщами красноцветных риолитовых игнимбритов и туфов, иногда ассоциирующих с континентальными осадочными отложениями, содержащими ископаемые остатки наземной флоры. Пластовые формы залегания вулканитов, большая латеральная протяженность пластов позволяют считать главными палеогеографическими элементами ДКВП *наземные вулканические плато*.

Характерными *вулканотектоническими и вулканическими структурами* этого района ДКВП являются: вулканотектонические депрессии кальдерообразного проседания, достигающие в поперечнике в плане 20 км и выполненные лавоигнимбритами мощностью до 2000 м; экструзивные купола – как отдельные, изолированные, так и образующие вулканические аккреционные массивы; стратовулканы, например, Жиландыбулакский; из экзотических структур описана лаккокальдера [2]. В МВП известны базальтовые вулканические плато, стратовулканы, например, Подольский палеовулкан с кальдерой диаметром 1–1,5 км, гайоты, экструзивные купола и сросшиеся вулканопольные постройки [6]. Однако крупных вулканотектонических депрессий, связанных с извержением больших объемов кислых коровых расплавов, в МВП нет.

Неоднородность строения и состава вулканических комплексов различных отрезков рассматриваемых поясов позволяет говорить о *сегментированности* последних. Так, в МВП В.В. Зайковым [6] выделяются Ирландыкский энсиматический, Баймак-Бурибайский и Верхнеуральский энсиалический и другие отрезки, а также “скрытые” поперечные разломы. Сегментация ДКВП рассмотрена А.М. Курчавовым и др. [4, 12]. На описываемом субширотном участке этой структуры выделяются два звена. Для восточного, расположенного между Целиноградским и Центрально-Казахстанским разломами, наиболее характерны, как было сказано, риоли-

товые толщи (“риолитовый максимум”) и крупные компенсационные вулканотектонические депрессии. В западном звене, протягивающемся от Целиноградского до Алгабасского разломов, большие объемы кислых вулканитов представлены мощными пластами полифиброклатических дацит-риодацит-риолитовых “автомагматических брекчий”. Наличие таких вулканических провинций подчеркивается и соответствующими плутоническими фациями магматитов [15]. Роль поперечного разлома выполняет здесь Целиноградский разлом, разделяющий крупные геоблоки каледонид.

Надсубдукционная *палеогеодинамическая* природа рассматриваемого девонского вулканизма устанавливается при проявлении петрохимической зональности вкрест простираения поясов. В ДКВП эта зональность достаточно определена: вулканиты основного состава фронтальных частей пояса принадлежат известково-щелочной, тыловых – субщелочной сериям, нередко с увеличением доли калия [1, 10, 12 16]. На Урале щелочность пород андезибазальтового комплекса возрастает от западного к восточному борту МВП, что указывает на восточное (в современных координатах) падение палеозоны Беньюфа [6, 13, 19, 20]. Это подтверждается также геохимической и металлогенической зональностью: уменьшение степени медистости месторождений, увеличение в рудах содержания бария, золота и серебра [6]. В пользу восточного падения магмогенерирующей структуры свидетельствует сходство с аккреционной призмой меланж-олистостромовых образований Присакмарской зоны, где известны грубообломочные отложения с обломками гипербазитов и фрагменты разреза островодужного склона глубоководного желоба [6]. Вместе с тем некоторые исследователи на основании относительного содержания в вулканитах магния и титана полагают, что фронт дуги ирендыкских базальтов был на западе, а карамалыташских – на востоке [7]. Южнее, в Западных Мугоджарах, описаны комплексы параллельных даек, которые, по современным представлениям, принадлежат зонам рассеянного спрединга в задуговом бассейне [6].

Подводя итог краткой сравнительной характеристике МВП и ДКВП, можно заключить, что они относятся к одному классу структур – активным окраинам, но МВП – к островодужному, или западно-тихоокеанскому типу, а ДКВП – к приконтинентальному, восточно-тихоокеанскому, или андскому типу, чем и объясняется специфика строения и вулканизма каждого из этих поясов, а также их металлогения: на Урале она имеет фемический профиль, это медно- и медно-цинковоколчеданные, марганцевые и другие месторождения [6,11], с ДКВП Казахстана связано медно-порфировое оруденение [12], высокоглиноземистое сырье во вторичных кварцитах.

Л и т е р а т у р а

1. *Бахтеев М.К.* Палеозойские орогенные вулcano-плутонические пояса. – М.: Недра, 1987. – 166 с.
2. *Беляев О.Е., Федоров Т.О.* Девонский краевой вулканический пояс Казахстана (вулканизм и геодинамика) // Бюл. МОИП. Отд. Геол. – 1997. – Т. 72, вып.5. – С. 41–45.
3. *Берлянд Н.Г., Духовский А.А.* Глубинные рудоконтролирующие структуры земной коры некоторых регионов Азии / Тектоника Азии. – М.: ГЕОС, 1997. – С. 30–31.
4. *Геодинамическая природа зональности и сегментированности девонского вулканического пояса Центрального Казахстана / А.М. Курчавов, М.С. Гранкин, Е.Г. Мальченко и др.* // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тект. сов. Т.1. – 1999. – С. 351–353.
5. *Геологическое строение и особенности развития широтной части краевой системы каледонид и варисцид Центрального Казахстана / О.Е. Беляев, Ю.Ф. Кабанов и др.* / Геол. и полезн. ископ. Центр. Казахстана. – М., 1977. – С. 242–258.
6. *Зайков В.В., Зайкова Е.В., Масленников В.В.* Строение, рудоносность и методика геологического картирования островодужных комплексов Южного Урала / Геологическое картирование вулcano-плутонических поясов. – М., 1994. – С. 191–264.
7. *Зеленугин В.Н., Козловский К.П.* Палеозоны субдукции и девонские островные дуги Магнитогорского синклиория (на примере северной части) / Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, седиментогенез // Тезисы докладов Международной научной конференции “Чтения А.Н. Заварицкого”, посвященные 115-летию со дня рождения А.Н. Заварицкого. – Екатеринбург: УрО РАН, 1999. – С. 58–61.
8. *Иванов С.Н., Перфильев А.С., Пучков В.Н.* Тектоника Урала / Проблемы тектоники территории СССР и размещения полезных ископаемых // Тез. докл. – М., 1977. – С. 23–25.
9. *Казахстанский девонский краевой вулканический пояс / Б.Я. Журавлев, А.П. Урываева, Т.О. Федоров и др.* // Геол. и полезн. ископ. Центр. Казахстана. – М., 1977. – С. 167–183.
10. *Курчавов А.М.* Латеральная изменчивость и эволюция орогенного вулканизма складчатых поясов // Геотектоника. – 1994. – № 2. – С. 3–18.
11. *Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения.* – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. – 288 с.
12. *Новые данные о зональности девонского вулканического пояса Центрального Казахстана и позиции медно-порфирового оруденения / А.М. Курчавов, М.С. Гранкин, Е.Г. Мальченко и др.* / Проблемы геологии Ура-

- ло-Монгольского пояса (к 90-летию проф. А.А. Богданова) // Тр. Лаб. складчатых поясов. – М.: Изд-во МГУ, 1998. – С.44–49.
13. *Серавкин И.Б.* Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. – 1997. – № 1. – С. 32–47.
14. *Стратиграфия* и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. – Уфа: УФНЦ РАН, 1993. – 217 с.
15. *Федоров Т.О.* Кислый магматизм больших объемов Центрального Казахстана и Урала: Сравнительный палеогеодинамический аспект / Гранитоидные вулcano-плутонические ассоциации. – Сыктывкар, 1997. – С. 20–21.
16. *Федоров Т.О., Беляев О.Е., Завражнов В.Н.* Первичные формы залегания и проблемы происхождения девонского вулканического пояса Казахстана / Московская школа геологов в Казахстане. – М., 1996. – С. 60–66.
17. *Федоров Т.О., Расцветаев Л.М.* Позднегерцинская структура осевого пояса Урала и ее геодинамическая интерпретация // Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса (к 90-летию проф. А.А. Богданова) // Тр. Лаб. складчатых поясов. – М.: Изд-во МГУ, 1998. – С. 95–106.
18. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Геосинклинальный вулканизм. – М.: Изд-во МГУ, 1977. – 262 с.
19. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). – Екатеринбург, 1998. – 203 с.
20. *Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В.* Реликты активной континентальной окраины в структуре Урала // Геотектоника. – 1989. – № 3. – С. 76–85.



СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) И ЧИНГИЗСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

На среднедевонскую эпоху приходится один из максимумов вулканической активности Земли. Эффузивы этого возраста известны во всех крупных подвижных поясах планеты и во многих платформенных областях. Особенно широко среднедевонские вулканы распространены в Урало-Монгольском поясе, где они большей частью представлены производными известково-щелочных серий, типичных для активных зон перехода континент—океан. В данной работе в сравнительном аспекте рассмотрены вулканогенные образования двух крупных структур Урало-Монгольского подвижного пояса, в настоящее время отождествляемых с реликтами островодужных систем: энсиматического типа – Магнитогорской мегазоны Южного Урала и энсиалического типа – Чингизского мегантиклинория Центрального Казахстана.

Собраны петрохимические данные примерно по 85 % площади сохранившихся к настоящему времени девонских вулканических ареалов Чингизского мегантиклинория, в основном по его юго-западной и осевой частям (рис.1). Для характеристики состава вулканитов Магнитогорской мегазоны использованы данные по ее северной и центральной частям, включая сечение вкрест простирания главных структур на широте г. Сибай (рис.2). Общее число использованных результатов анализов на петрогенные оксиды – свыше 700

Краткая характеристика разреза среднедевонских вулканитов

Чингизский мегантиклинорий разделяет Джунгаро-Балхашскую область ранних варисцид и поздневариссийскую Иртыш-Зайсанскую область. Считается, что в раннем палеозое данная геоструктура развивалась как островодужная система, заложенная на коре океанического типа [4]. В конце ордовика и в силуре на фоне общего сжатия здесь проявился интенсивный и разнообразный гранитоидный магматизм. К началу девона область Чингизского мегантиклинория представляла собой эродированную сушу, и девонский вулканизм здесь был преимущественно субаэральным [6]. В раннем девоне накапливались непрерывно дифференцированными базальт-андезит-риолитовые толщи (айгыржальская и жарсорская свиты). Средняя кремнекислотность вулканитов и коэффициент explosивности увеличиваются от юго-западного подножья хр. Чингиз к его осевой зоне [2]. В эйфельский век в пределах тех же вулканических ареалов после пе-

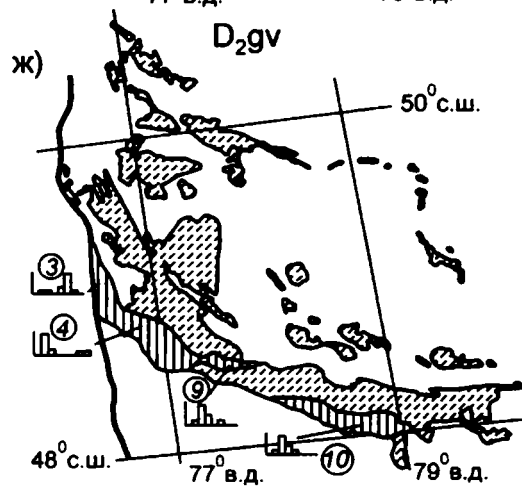
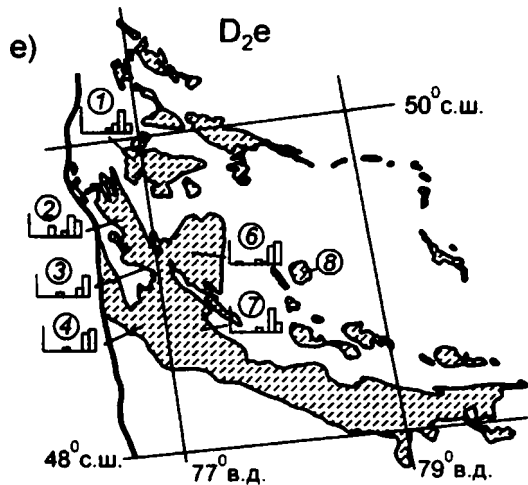
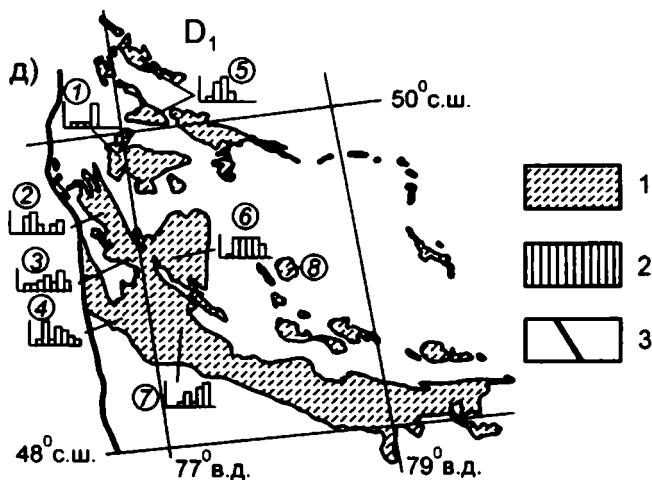
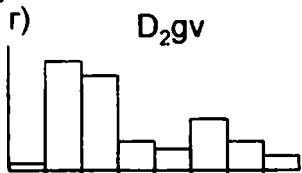
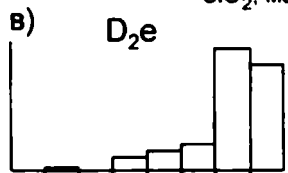
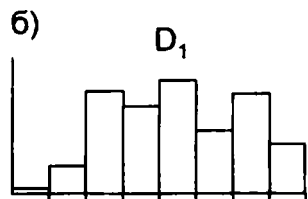
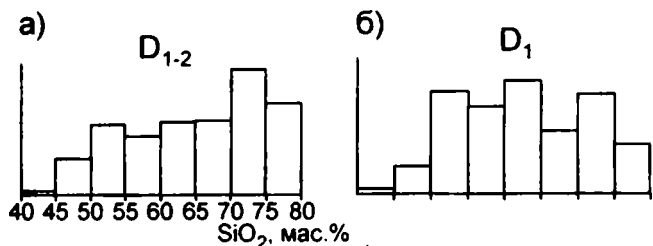
рерыва и тектонической перестройки извергался материал существенно кислого состава (иргайлинская свита). Объемные соотношения эйфельских лавовых и пирокластических образований меняются в широких пределах, но средние значения коэффициента explosивности превышают 50 % [3]. В верхней части разреза эйфельских вулканитов увеличивается доля средних и основных пород [2]. В живете область вулканической активности смещается к югу и западу (по направлению к фронтальной зоне); интенсивность извержений и средняя кремнекислотность их продуктов снижаются. Территория испытывает общее погружение, и к франскому веку представляет собой мелководный морской бассейн терригенного осадконакопления.

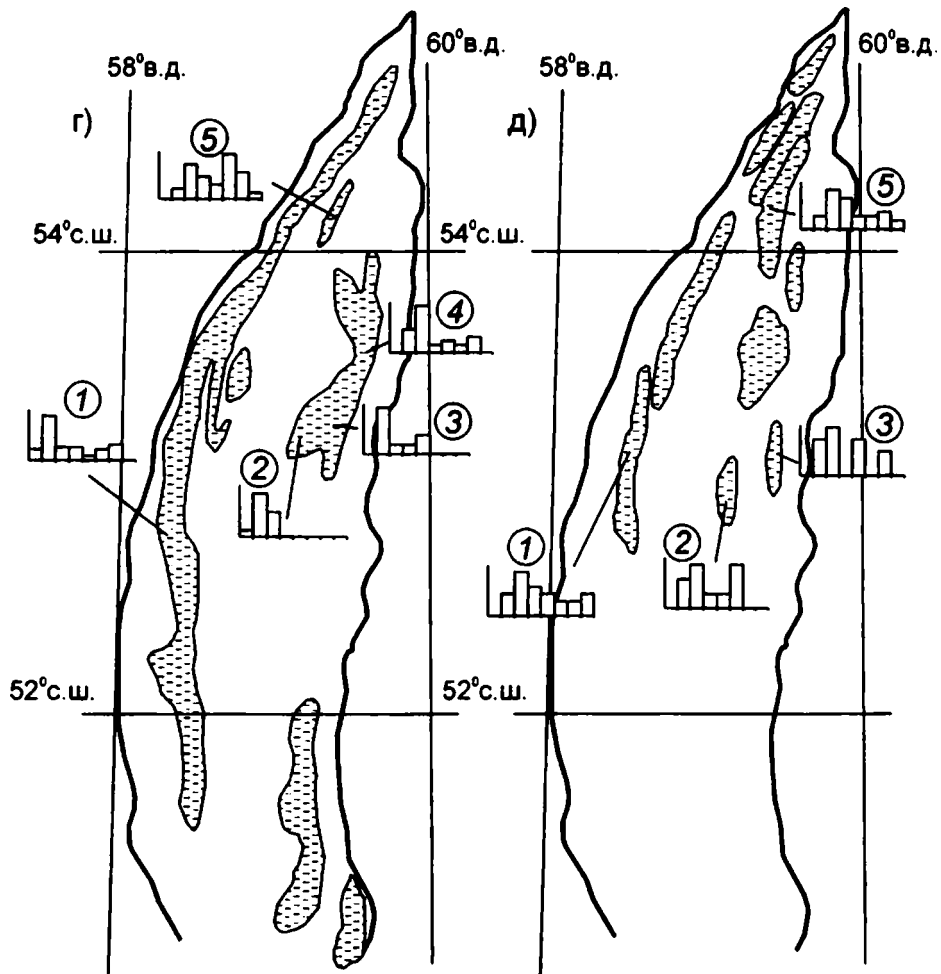
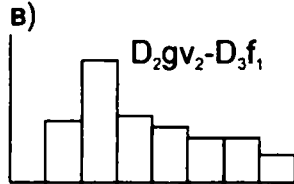
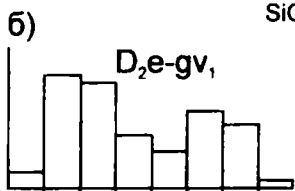
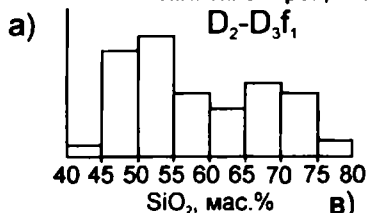
Магнитогорская мегазона является частью Зеленокаменного пояса Урала и разделяет поднятие Уралтау и Урало-Тобольский антиклинорий. Палеозойский тектоно-магматический цикл начался здесь в ордовике, когда интенсивное растяжение привело к разрыву сплошности континентальной коры [7]. В течение силурийского и девонского периодов данная геоструктура представляла собой систему островных дуг и разделяющих их прогибов, конфигурация которой продолжает дискутироваться [10]. Среднедевонские вулканогенные образования распространены, главным образом, в западной и центральной частях мегазоны, в пределах Ирландской, Узункыро-Сибайской и Учалинско-Верхнеуральской структурно-фациальных зон [1]. Ранним-средним девоном датированы вулканиты баймак-бурибаевской и ирландской свит, представленные накапливавшимися в субаквальной среде лавами и туфами базальтов-андезитобазальтов, при подчиненной роли кислых эффузивов. Коэффициент explosивности меняется в широких пределах, от почти нулевого в контрастной по составу баймак-бурибаевской свите до 50–90 % в некоторых разрезах ирландской свиты [11]. Примерно в середине эйфельского века область вулканизма сместилась к востоку, где происходило формирование карамалыташской свиты и ее аналогов, представленных контрастными базальт-дацит-риолитовыми сериями, большей частью субаквальными; доля пирокластических образований составляет от 2 до 12 % [11].

→

Рис. 1. Схема современного распространения ранне-среднедевонских вулканитов Чингизского мегантиклинория и гистограммы их распределения по содержаниям SiO_2 :

а – общая, б–г – гистограммы для раннедевонских, эйфельских и живетских вулканитов, д–ж – пространственное распределение уровня кремнекислотности пород для трех временных срезов (ранний девон, эйфельский и живетский века соответственно); 1 – ранне- и среднедевонские вулканиты; 2 – живетские вулканиты; 3 – зона Центрально-Казахстанского разлома. Цифры в кружках – условные номера участков, по которым отбирались данные (каждый участок соответствует одному листу масштаба 1:100 000)





В живетском веке тенденция к восточной миграции вулканизма продолжается, а бимодальные серии уступают ведущую роль сериям непрерывным, базальт-андезит-дацит-риолитовым (улутауская свита и ее аналоги). Объемы кислых эффузивов достигают максимума, как и коэффициент эксплозивности (63–98 %). Наряду с субкавальными вулканитами, более типичными для начальных и конечных этапов развития отдельных вулканических областей, широко распространены и продукты наземных извержений. В конце фамена, после кратковременного перерыва, формированием сравнительно однородных по составу базальтовых толщ начинается новый вулканический цикл [11]. Область интенсивных извержений при этом смещается к востоку.

Состав пород

1. Распределение пород по кремнекислотности. На общей гистограмме для девонских вулканитов *Чингизского мегантиклинория* (см. рис. 1, а) распределение близко к полимодальному, но выделяется максимум, соответствующий риолитам. От раннего девона к эйфельскому веку формирование непрерывно дифференцированной айгыржальской свиты на всей территории этой геоструктуры сменилось извержениями существенно риолитовых магм (см. рис. 1, б, в, д, е). Состав живетских вулканитов контрастный: во фронтальной зоне вулканогенного пояса накапливались базальтоиды, а на отдельных участках тыловой зоны продолжались извержения кислого материала (см. рис. 1, г, ж). В каждый из рассмотренных этапов фронтальная зона отличалась от тыловой более основным составом пород.

Вулканогенные образования *Магнитогорской мезазоны* в целом отличаются от вулканитов Чингиза преобладанием пород основного состава и присутствием на гистограммах двух максимумов, соответствующих андезибазальтам и дацитам (см. рис. 2, а). За извержениями сравнительно слабо дифференцированных базальтов-андезибазальтов ирендыкской свиты последовало формирование контрастной карамалыташской и непрерывной улутауской свит (см. рис. 2, б, в). Почти на всех выделенных участках доля кислых вулканитов со временем увеличивается. Изменение средней кремнекислотности эйфельских магматических образований

←

Рис. 2. Схема современного распространения среднедевонских вулканитов центральной и северной частей Магнитогорской мезазоны (по И.Б. Сервакину [9], с дополнениями) и гистограммы их распределения по содержаниям SiO_2 :

а – общая; б – гистограмма для эйфельских-раннеживетских вулканитов (карамалыташская свита и ее аналоги); в – гистограмма для позднеживетских вулканитов (улутауская свита и ее аналоги); г–д – пространственное распределение уровня кремнекислотности пород карамалыташской (г) и улутауской (д) свит. Цифры в кружках – условные номера участков, по которым отбирались данные (каждый участок включает от 2 до 6 листов масштаба 1:100 000)

вкост простираения главных структур мегазоны близко к симметрично-му: вулканы центральной части мегазоны имеют наиболее основной состав, а к ее флангам доля кислых изверженных пород возрастает (см. рис. 2, г).

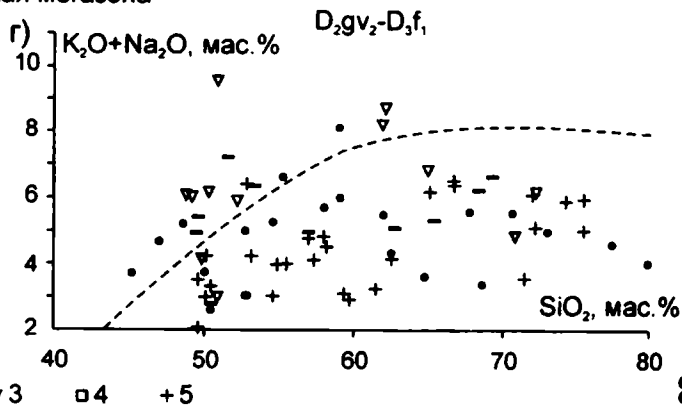
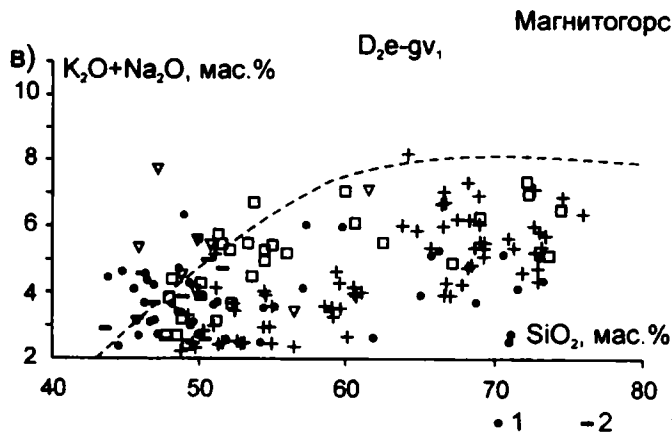
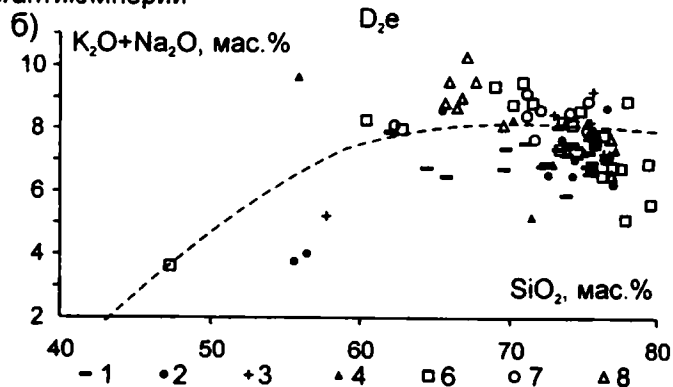
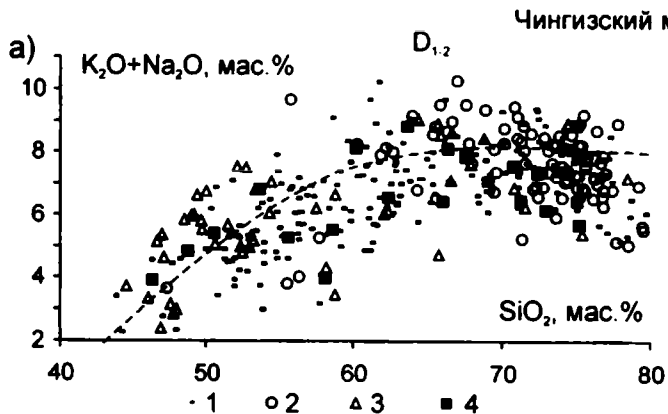
2. **Вариационные диаграммы.** Для собранного массива данных разброс отношений K_2O/Na_2O оказался очень велик (очевидно, в связи с вторичными изменениями пород и, возможно, с некоторыми аналитическими погрешностями), что исключило возможность использования данного показателя для палеогеодинамических реконструкций. Коэффициенты $Al/(K+Na+2Ca)$ и $Fe/(Fe+Mg)$ в породах с близким уровнем кремнекислотности, напротив, отличаются постоянством и сравнительно слабо выраженной зависимостью от времени и пространства, что также снижает их информативность. Наиболее контрастными показателями для данной совокупности анализов являются общая щелочность и содержания TiO_2 . Примечательно, что различия между средними составами магматических пород Чингизской и Магнитогорской мегазон заметно превосходят колебания состава вулканитов внутри каждого из рассматриваемых регионов. Оба показателя существенно выше в породах Чингизского мегантиклинория (значительная часть которых принадлежит к субщелочному ряду) и нивелируются только в ультракислых магматитах (рис. 3, 4). Форма региональных трендов также различна: в южноуральских магматических образованиях сумма K_2O+Na_2O постоянно возрастает с увеличением кремнекислотности, а тренд вулканитов Чингиза имеет отчетливый максимум при SiO_2 около 70 % и $K_2O+Na_2O = 8$ %. Подобный экстремум нередко отмечается в вулканических и плутонических сериях, сформированных на достаточно мощной коре континентального типа, и обычно объясняется фракционированием полевых шпатов в кислых магмах.

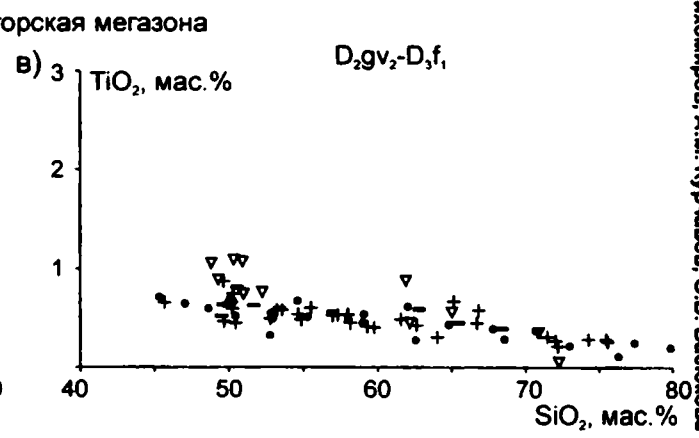
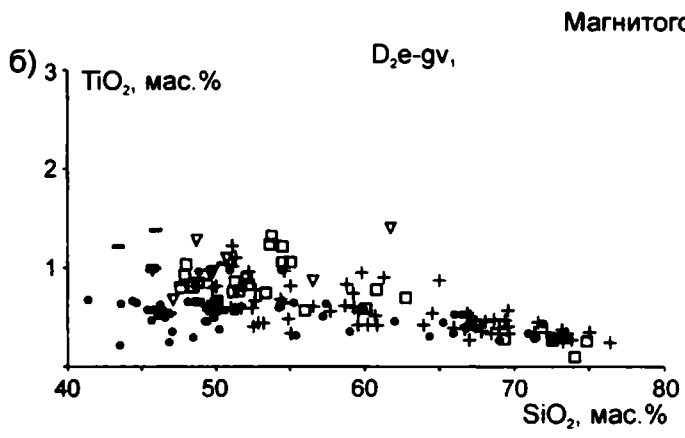
Чингизский мегантиклинорий. К проявлениям процессов эволюции магм можно отнести слабо повышенную общую щелочность среднедевонских (живетских) базальтов и дацитов в сравнении с раннедевонскими (см. рис. 3, а), а также тенденцию к снижению со временем титанистости и железистости вулканитов (см. рис. 4, а). Среди одновозрастных пород (и ранне-, и среднедевонских) от фронтальной зоны к тыловой сум-

→

Рис. 3. Диаграммы $SiO_2 - K_2O+Na_2O$ для девонских вулканических пород Чингизского мегантиклинория и Магнитогорской мегазоны:

а – Чингизский мегантиклинорий (1 – ранний девон, 2 – зйфель, 3 – живет, 4 – поздний живет-фран); б – зйфельские вулканы Чингизского мегантиклинория (номера знаков в легенде соответствуют условным номерам участков – см. рис. 1, д–ж); в, г – Магнитогорская мегазона: в – карамалыташская свита и ее аналоги, зйфель-ранний живет, г – улугауская свита и ее аналоги, поздний живет-ранний фран (номера знаков в легенде соответствуют условным номерам участков – см. рис. 2, в, г). Пунктирной линией показана граница полей нормальной и повышенной щелочности





ма K_2O+Na_2O увеличивается (см. рис.3, б); наиболее ясно латеральная зональность выражена в общей щелочности пород с 62–72 % SiO_2 . При общем высоком содержании TiO_2 в базальтоидах выделяются две группы пород, возможно, являющиеся производными разных первичных магм: субщелочные базальты с $TiO_2=1-2$ % и трахиандезитобазальты с $TiO_2=2-3$ % (см. рис. 4, а). Первая группа представлена вулканитами всех стратиграфических подразделений, во второй доминируют породы раннего девона. Закономерности латерального распределения базальтоидов указанных групп выражены слабо. В западной части мегантиклинория преобладают умереннотитанистые разности, в тыловой зоне центральной части (участок б на рис.1, д) – высокотитанистые; часто базальтоиды обеих групп встречаются совместно.

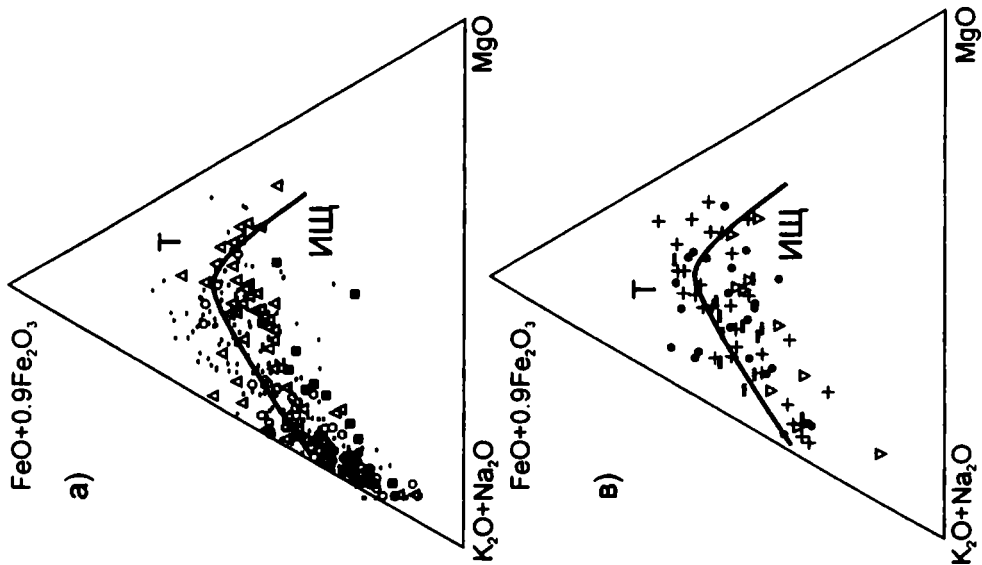
Магнитогорская мегазона. Общая щелочность среднедевонских вулканогенных образований имеет тенденцию к росту со временем и по латерали – к восточному флангу геоструктуры (см. рис. 3, в, г). Максимальные содержания TiO_2 не превышают 1,5 %, а для подавляющего большинства пород составляют менее процента. Наиболее титанистые вулканиты распространены в восточной части изученной области, т.е. в пространственном отношении титан и щелочные металлы связаны положительной корреляцией. Однако, в отличие от K_2O+Na_2O , содержания TiO_2 в породах с близкой кремнекислотностью со временем убывают. Железистость вулканитов Магнитогорской мегазоны, по данным Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой [11], возрастает от ирендыкской и баймакбурибаевской свит к карамалыташской, а в улутауской снова снижается. Значимых латеральных закономерностей изменения отношения $Fe/(Fe+Mg)$ не выявлено, за исключением понижения железистости карамалыташских вулканитов к восточному флангу геоструктуры.

3. Дискриминационные диаграммы. На диаграмме AFM [14] большая часть точек пород обеих рассматриваемых геоструктур расположена в поле известково-щелочной серии (рис. 5). Доля точек, расположенных в поле толеитовой серии, заметно больше на диаграммах для южноуральских вулканитов (см. рис. 5, б, в). В обоих регионах "толеитовость" вулканических серий уменьшается со временем, а среди одновозрастных образований Магнитогорской мегазоны – в восточном направлении. Положение эволюционных трендов, построенных по усредненным анализам из монографии Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой [11], определя-

←

Рис. 4. Диаграммы $SiO_2 - TiO_2$ для девонских вулканических пород Чингизского мегантиклинория и Магнитогорской мегазоны:

а – Чингизский мегантиклинорий, б, в – Магнитогорская мегазона (б – карамалыташская свита, в – улутауская свита). Условные обозначения – на рис. 3, а, в, г



ется различным уровнем железистости пород (см. выше): наиболее близок к феннеровскому тренд вулканитов карамальташской свиты.

На диаграмме $TiO_2-MnO-P_2O_5$ для базальтоидов [15], используя данные по петрогенным элементам, наиболее близким к элементам-примесям по уровню содержаний, большая часть точек вулканитов Чингизского мегантиклинория сосредоточена вблизи тройного сочленения полей вулканогенных пород островных дуг, континентальных окраин андийского типа и щелочных серий океанических островов (что согласуется с их повышенной щелочностью) (рис. 6, а). Точки южноуральских базальтоидов расположены только в двух полях – островных дуг и окраин андийского типа, но более разбросаны и, в отличие от вулканитов Чингиза, подчинены отчетливым латеральным закономерностям: в восточном направлении отношение MnO/P_2O_5 быстро убывает (см. рис. 6, б, в). Анализ мультикатионных диаграмм R1–R2 [13] в целом подтверждает выявленные закономерности. Точки вулканитов Магнитогорской мегазоны расположены, главным образом, в полях надсубдукционных магматитов и мантийных дифференциатов, в то время как породы Чингизского мегантиклинория примерно в равной мере соответствуют обстановкам синколлизионной, постколлизионного поднятия, позднеорогенной и посторогенной, а точки эйфельских вулканитов Чингиза выстраиваются вдоль границы полей поздние- и анорогенных образований (рис. 7. а–в). Диаграммы этого типа оказались более чувствительны к латеральным вариациям состава магматитов, чем к эволюционным изменениям. Среди раннедевонских и эйфельских образований относительно "мантийные" серии распространены в западной части Чингизского мегантиклинория, а среди живетских – в восточной (см. рис. 7, в, г). Точки вулканитов Магнитогорской мегазоны распределены менее закономерно; лишь породы восточного фланга группируются в полях постколлизионной и позднеорогенной обстановок (см. рис. 7, б), для которых предполагается большее участие коры в магмогенерации.

←

Рис. 5. Диаграммы AFM [14] для девонских вулканитов Чингизского мегантиклинория и Магнитогорской мегазоны:

а – Чингизский мегантиклинорий, б–г – Магнитогорская мегазона: б – карамальташская свита, в – улутауская свита, г – эволюционные тренды девонских вулканогенных свит, построенные по данным усредненных анализов из [11];

1 – граница полей толеитовой (Т) и известково-щелочной (ИЩ) серий, 2–5 – тренды вулканогенных свит Магнитогорской мегазоны: 2 – ирендыкской, 3 – баймакбурибаевской, 4 – карамальташской, 5 – улутауской. Остальные условные обозначения – на рис. 3, а, в, г

Обсуждение результатов

Анализ диаграмм показывает, что обе рассматриваемые структуры в девоне представляли собой провинции интенсивного известково-щелочного вулканизма с широким распространением непрерывных петрохимических серий и подчиненным – контрастными, что типично для активных зон перехода континент–океан [8,12]. В обеих провинциях выделяются циклы продолжительностью 30–40 млн лет, в ходе которых гомодромная эволюция состава магм сменяется антидромной. После максимума генерации кислых магм, который в Магнитогорской мегазоне приходится на живетский век (улутауская свита), а в Чингизском мегантиклинории – на эйфельский (иргайлинская свита), положение ареалов вулканических извержений меняется. В некоторых древних подвижных поясах можно выделить несколько подобных циклов [11]. Причина этих явлений, очевидно, связана с изменениями величины теплового потока: максимальные объемы кислых магм генерируются в коре в период ее наибольшего разогрева, а снижение теплового потока ведет к отмиранию коровых очагов и развитию антидромных серий [8]. Природа же цикличности теплового потока пока остается предметом дискуссии; наиболее распространены гипотезы, связывающие ее с изменениями скорости субдукции или с динамикой последовательно восходящих мантийных диапиров (хотя, возможно, эти модели не являются взаимоисключающими). Гипотеза о "диапировой" природе цикличности, по мнению авторов данной статьи, выглядит предпочтительнее, поскольку дает более правдоподобное объяснение смещению вулканических областей с началом нового цикла.

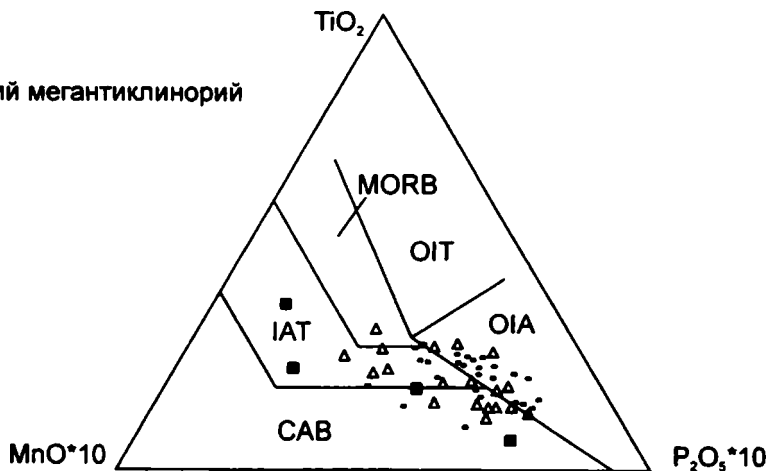
Наряду с общими чертами вулканогенные образования Магнитогорской и Чингизской мегазон различаются по ряду признаков. В генерации расплавов, изверженных на Южном Урале, мантия играла более существенную роль, чем в Чингизском мегантиклинории. Очевидно есть различия и в составе мантийного субстрата – это подтверждается различиями в составе базальтоидов (см. рис. 3, 4, 6): высокая титанистость базальтов Чингиза указывает на относительную обогащенность мантийного источника. Принимая во внимание значительные объемы основных эффузивов, было бы трудно объяснить эти различия только лишь вариациями степени плавления субстрата.

→

Рис. 6. Диаграмма $TiO_2-MnO-P_2O_5$ [15] для девонских основных эффузивов Чингизского мегантиклинория и Магнитогорской мегазоны:

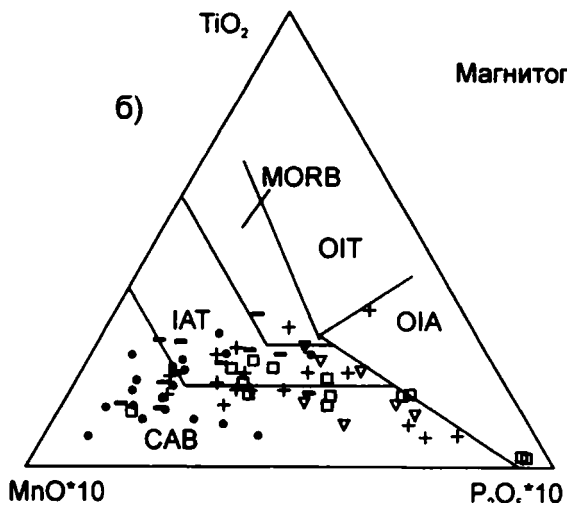
а – Чингизский мегантиклинорий, б, в – Магнитогорская мегазона (б – карамалыташская свита, в – улутауская свита). Условные обозначения – на рис. 3, а, в, г. Поля составов базальтоидов: MORB – срединно-океанических хребтов, OIT – толеитов океанических островов, OIA – щелочных серий океанических островов, IAT – толеитов островных дуг, CAB – континентальных окраин андийского типа

а) Чингизский мегантиклинорий

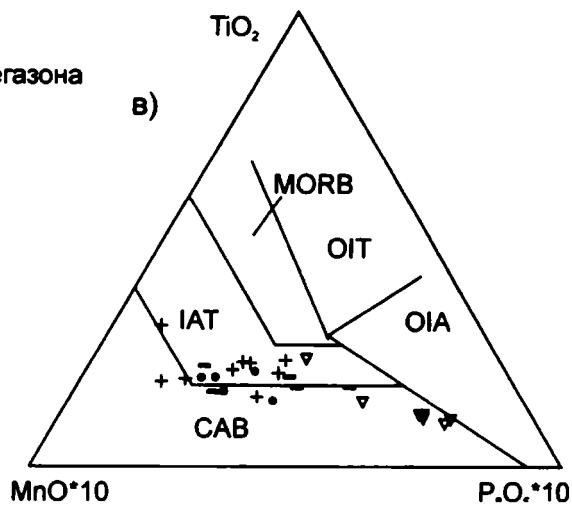


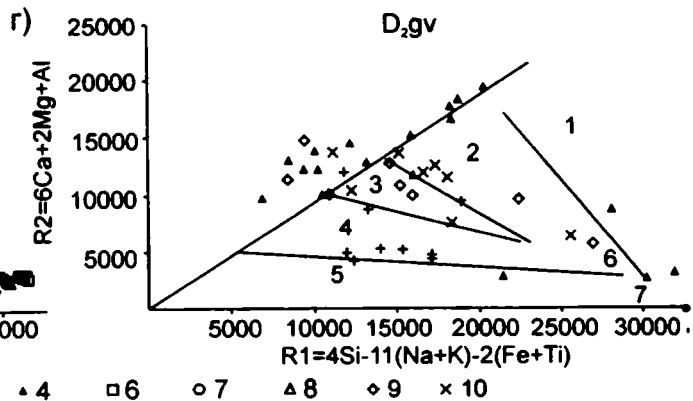
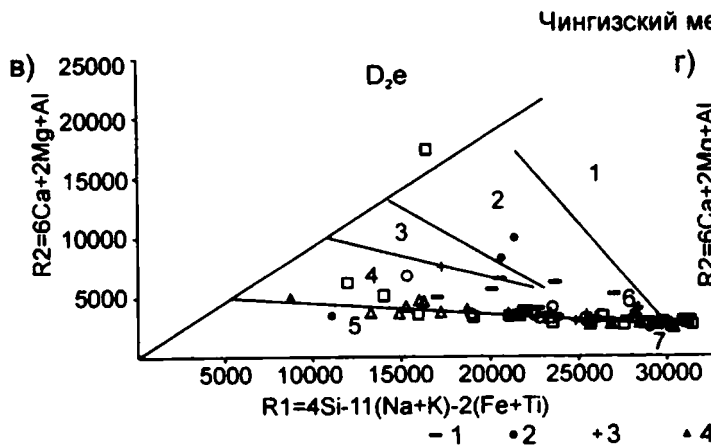
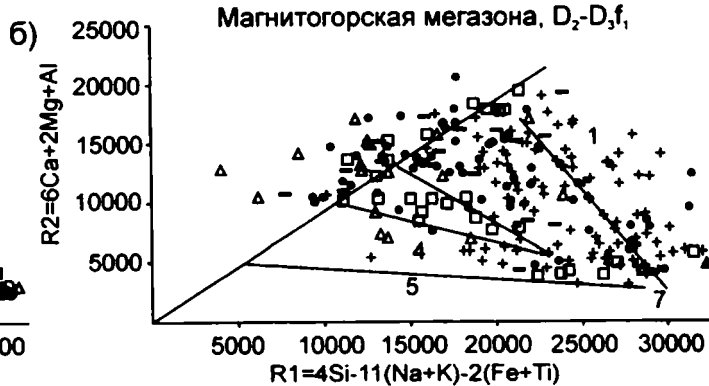
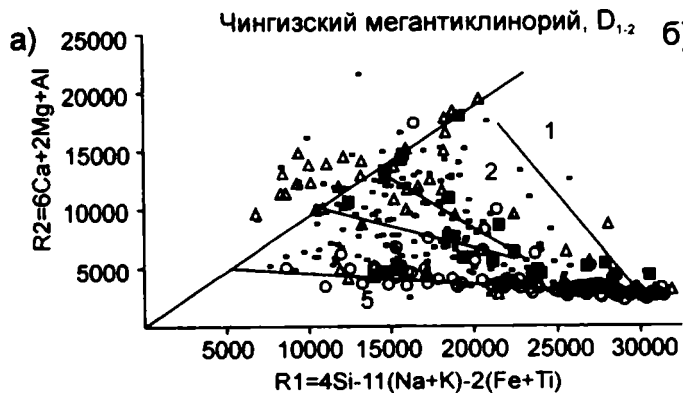
б)

Магнитогорская мегазона



в)





Повышенные щелочность и титанистость магм Чингизского мегантиклинория, а также большие объемы кислых эффузивов свидетельствуют о существовании здесь в девоне мощной континентальной коры (из современных зон перехода континент–океан такой состав вулканитов более типичен для окраин восточно-тихоокеанского типа, чем для островных дуг, даже энсиалических). В изученной части Чингизского мегантиклинория проявлена, хотя и не очень ярко, обычная для окраинно-континентальных структур латеральная зональность, выраженная в увеличении с юго-запада на северо-восток щелочности и титанистости разновозрастных магматитов с близким уровнем содержаний SiO_2 .

Состав девонских вулканитов Магнитогорской мегазоны отражает ее относительно сложное строение. Тектоническая зона с существенно базитовым профилем вулканизма (см. рис. 2, г) интерпретируется как структура растяжения – междуговой прогиб [5]. Разброс точек на дискриминационных диаграммах (см. рис. 6, б, в; 7, б) и существенно различное положение трендов на диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (см. рис. 3, в, г) подтверждают предположение о присутствии в пределах данной геоструктуры нескольких блоков с различными характеристиками коры. Вместе с тем и здесь отмечена латеральная зональность. В восточном направлении увеличиваются общая щелочность и титанистость вулканитов, что, согласно общей плейт-тектонической модели, указывает на восточное падение палеозоны Беньюфа [9], однако сложность общей картины способствует появлению многочисленных, и нередко взаимно противоречивых, палеогеодинамических реконструкций [10]. Анализ приведенных материалов позволяет утверждать лишь то, что к восточному флангу мегазоны увеличивается степень обогащенности источника магм.

Выводы.

1. Различия состава девонских вулканитов Чингизского мегантиклинория и Магнитогорской мегазоны обусловлены различным составом источника: в Чингизском мегантиклинории расплавы генерировались при большем участии вещества континентальной коры, а также при сравнительно обогащенном составе мантийного субстрата.

←

Рис. 7. Мультикатийная диаграмма R1-R2 [13] для девонских вулканитов Чингизского мегантиклинория и Магнитогорской мегазоны:

а – ранне-среднедевонские вулканиты Чингизского мегантиклинория (условные обозначения – на рис. 3, а); б – среднедевонско-нижнефранские вулканиты Магнитогорской мегазоны (условные обозначения – на рис. 3, в, г); в, г – эйфельские (в) и живетские (г) вулканиты Чингизского мегантиклинория. Номера знаков в легенде соответствуют условным номерам участков – см. рис. 1, д–ж. Поля магматических серий: 1 – производных мантийных магм, 2 – надсубдукционных, 3 – постколлизийных поднятий, 4 – позднеорогенных, 5 – анорогенных, 6 – синколлизийных, 7 – посторогенных

2. В обеих рассмотренных геоструктурах в источнике магм циклически меняются пропорции вещества коры и мантии, отражая особенности тепловой истории литосферы.

3. Характер латеральной зональности указывает на увеличение обогащенности мантийного источника (что обычно связывается с возрастанием глубины магомгенерации): в Магнитогорской мегазоне – с запада на восток, на Чингизском отрезке девонского вулканоплутонического пояса Казахстана – с юго-запада на северо-восток.

4. В сравнении с современными окраинно-континентальными вулканическими провинциями Чингизский мегантиклинорий в среднем девоне по петрохимическим показателям был ближе к окраинам андийского типа, чем к островным дугам.

Работа выполнена при поддержке грантов "Университеты России", РФФИ (95-05-14525, 98-05-64700) и Министерства природных ресурсов.

Л и т е р а т у р а

1. *Артюшкова О.В., Маслов В.А.* Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов.– Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1998. – 156 с.

2. *Бахтеев М.К.* Палеозойские орогенные вулканоплутонические пояса. – М.: Недра, 1987. – 168 с.

3. *Геология и металлогения восточной части Токрауской впадины и юго-западного Чингиза /* Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. IX. – М.: Изд-во МГУ, 1971. – 290 с.

4. *Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане / Труды Геологического института РАН, вып. 513. – М.: Наука, 1999. – 123 с.

5. *Зайков В.В., Зайкова Е.В., Масленников В.В.* Строение, рудоносность и методика геологического картирования островодужных комплексов Южного Урала / В кн.: Геологическое картирование вулканоплутонических поясов. – М., 1994. – С. 191–264.

6. *Зональность, сегментированность и палеогеодинамика девонского вулканического пояса Центрального Казахстана /* А.М. Курчавов, М.С. Гранкин, Е.Г. Мальченко и др. // Геотектоника. – 2000. – № 4. – С. 32–43.

7. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн.2. – М.: Недра, 1990. – 334 с.

8. *Магматические горные породы. Т.6.* Эволюция магматизма в истории Земли. – М.: Наука, 1987. – 438 с.

9. *Серввин И.Б.* Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и

его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. – 1997. – № 1. – С. 32–47.

10. *Тевелев Ал.В.* Палеозойские зоны субдукции на Южном Урале (опыт обзора с анализом) // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2001. – Т.2. – С. 220–223.

11. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Геосинклиальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). – М.: Изд-во МГУ, 1977. – 266 с.

12. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геодинамических обстановок. – М.: Наука, 1997. – 225 с.

13. *Batchelor, R.A., Bowden, P.* Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // *Chemical Geology*. – 1985. – V. 48. – P. 43–55.

14. *Irvine, T.N., Barager, W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1971. – V. 8. – P. 523–548.

15. *Mullen, E.D.* MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1983. – V. 62. – P. 53–62.

А.Б. Веймарн, А.Н. Абрамова, О.В. Артюшкова, В.Н. Барышев, К.Е. Дегтярев, Л.И. Кононова, В.А. Маслов, В.М. Мосейчук, В.Н. Пазухин, В.Н. Пучков, Ал.В. Тевелев, И.В. Шмелев, А.В. Яркова

ТИПЫ РАЗРЕЗОВ ОТЛОЖЕНИЙ ФАМЕНСКОГО ЯРУСА ЮЖНОГО УРАЛА



В последние годы получено много принципиально новых данных о строении фаменского яруса на Южном Урале. Этому способствуют работы по подготовке 2-го издания Госгеолкарты–200. Составлена легенда Южноуральской серии [16], ряд листов принят НРС [10]. Стратиграфические построения для верхнедевонских отложений на основе стандартных зон по конодонтам позволяют с большой точностью сопоставлять отдельные разрезы, проводить региональную, межрегиональную и глобальную корреляцию событий. Детальные седиментологические исследования Н.В. Беляевой [5] дают возможность с приемлемой определенностью судить об относительной и в какой-то мере абсолютной протяженности во времени изучаемых конодонтовых зон. В настоящей статье основное внимание уделено рассмотрению отдельных типов разрезов Южного Урала и их корреляции. Для полноты картины мы будем характеризовать разрезы, начиная с конца франского яруса (зоны *Late rhenana* и *linguiformis* по конодонтам).

Фаменские отложения восточной окраины Русской платформы хорошо представлены в Зилимо-Зиганской зоне (рис. 1), которую можно рассматривать в качестве подзоны Бельско-Елецкой структурно-фациальной зоны, выделяемой вдоль всего Западного Урала. В пределах Зилимо-Зиганской зоны в позднем девоне прослеживается юго-восточная часть одного из ответвлений Камско-Кинельской системы прогибов (Инзеро-Усольский прогиб). В последних работах по Камско-Кинельской зоне [6] рассматриваются следующие типы разрезов: внутренней зоны мелководного шельфа, внешней зоны мелководного шельфа, склоновый и депрессионный. В Зилимо-Зиганской зоне верхнедевонские отложения детально расчленены по конодонтам [1, 15, 22]. Для большинства разрезов характерен стратиграфический перерыв на рубеже франского и фаменского ярусов (F/F граница) [1, 30]. В той или иной степени отсутствуют отложения зон *linguiformis* и *triangularis*. Полным является разрез депрессионного типа "Лемезинский". Здесь, согласно [1], по всему разрезу встречены гониатиты, характеризующие довольно глубоководные условия. Однако, если подзону *L. rhenana* представляют лишь светло-серые толстослоистые известняки, то литологический состав зон *linguiformis* и *triangularis* очень пестрый (рис. 2). Верхняя часть зоны *crepida* сложена буровато-серыми до светло-серых, с розовым оттенком, среднеслоистыми

известняками со стилолитовыми швами, выполненными битуминозным органическим веществом.

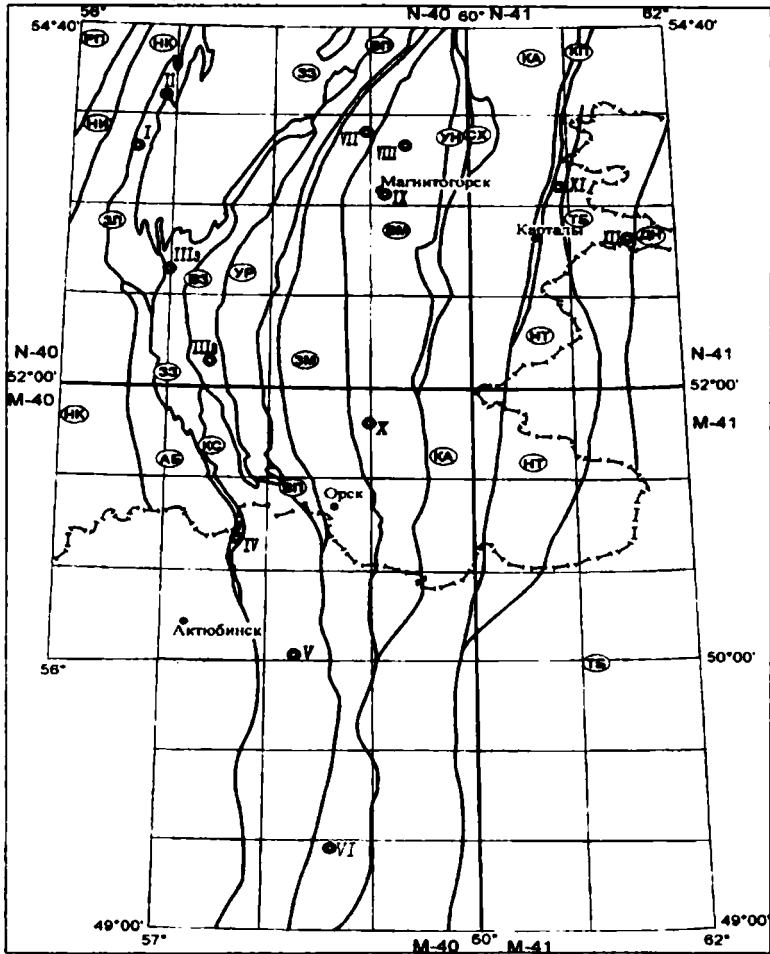


Рис. 1. Местоположение разрезов фаменских отложений, приведенных на рис. 2. (римские цифры), на схеме районирования территории Южно-Уральской серии Госгеолкарты-200 для образований палеозоя (по [16]):

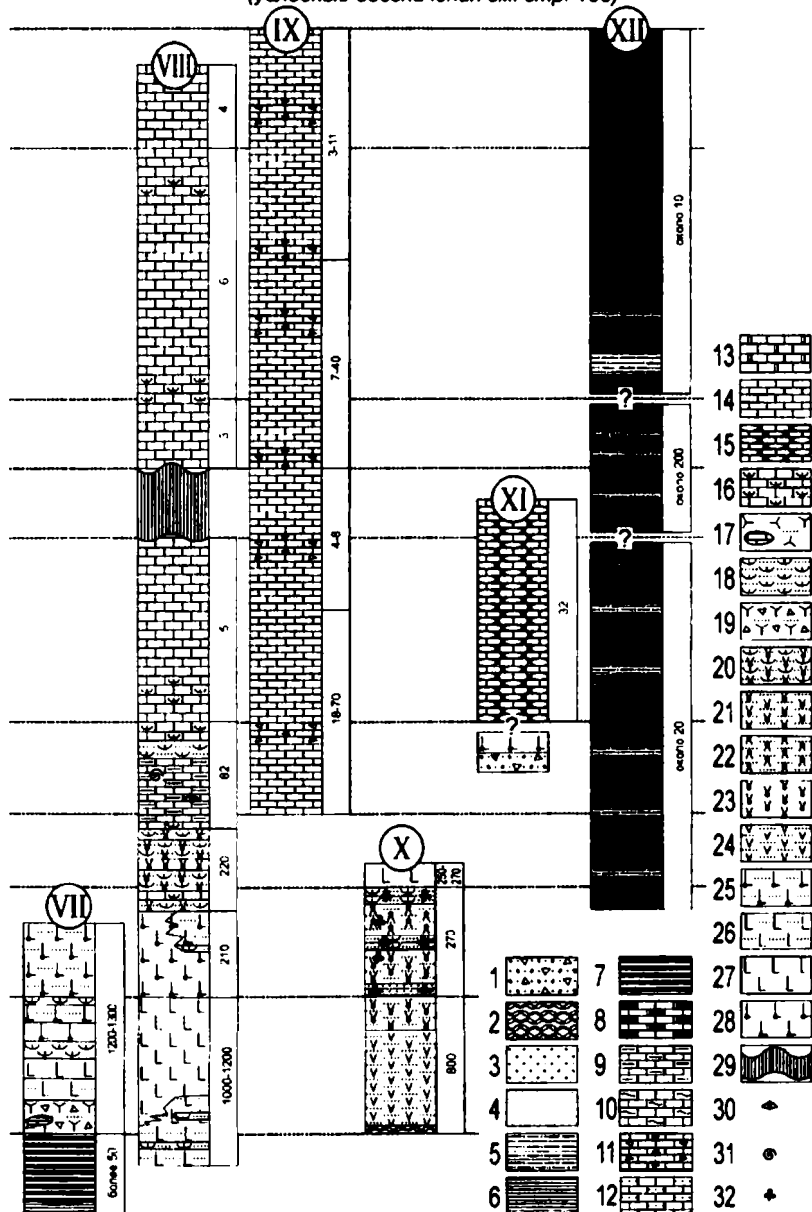
буквы в кружках – названия зон: РП – Русская платформа; НИ – Нежинско-Ишимбаевская; НК – Никольско-Красноусольская; ЗЛ – Зилимо-Зиганская; АБ – Абзановская; ЗЗ – Западно-Зилаирская; КС – Курагано-Сакмарская; ВЗ – Восточно-Зилаирская; УР – Уралтауская; ВП – Вознесенско-Присакмарская; ЗМ – Западно-Магнитогорская; ВМ – Восточно-Магнитогорская; УН – Уйско-Новооренбургская; СХ – Сухтелинская; КА – Кочкарско-Адамовская; КП – Копейско-Кумакская; НТ – Нижнесанарско-Текельдытауская; ТБ – Троицко-Буруктальская; ДН – Денисовская

ФРАНСКИЙ		ФАМЕНСКИЙ										РПС	Колоний- раз. стад. II №/ЮИИ									
Late rhenana	linguiformis	triangularis			crepida			rhomboidea		marginifera		trachytera		postera		expansa			praesulcata			
Егг	Егг	Егг	Мед.	Лин.	Егг	Мед.	Лин.	Егг	Мед.	Лин.	Егг	Мед.	Лин.	Егг	Мед.	Лин.	Егг	Мед.	Лин.	Егг	Мед.	Лин.
																					I	
2.05	0.15	0.45			1.70			1.25		3.9				15.4			2.6					
																					II	
1.6	0.47	0.3			1.42			2.7														
																					III	
35		окраю 150			окраю 1500			окраю 600				80-150										
																					IV	
3		3.5			20-25			0.9		2		0.2										
																					VI	
					54			36		90		227										

Затрачено
окраю
окраю

Типы разрезов отложений фаменского...

Рис. 2. Схема сопоставления разрезов фаменского яруса Южного Урала: (условные обозначения см. стр. 100)



К рис. 2. Разрезы: I – Рязяк [1, 15]; II – Лемезинский [1]; III – западное (IIIa) и восточное (IIIb) крылья Зилаирской синформы [2, 21, 23–25]; IV – р. Кия [7]; V – р. Бакай [26]; VI – руч. Буртыбай [36]; VII – пос. Вятский [17]; VIII – скв. Е-3 и Е-5 (Л.В. Кашина, А.В. Яркова, В.Н. Пазухин); IX – свита г. Магнитной [10]; X – руч. Солончатка приток р. Караганки [4, 28]; XI – карьер Варна-I (А.В. Тевелев, Л.И. Кононова, И.В. Шмелев); XII – слияние рек Камышлы-Аят и Арчаглы-Аят (В.А. Аристов, К.Е. Дегтярев). Вертикальный масштаб колонок отражает относительную протяженность зон по конодонтам [5]. Мощность приведена в метрах. 1 – седиментационные брекчии; 2 – конгломераты; 3 – гравелиты; 4 – песчаники; 5 – алевролиты; 6 – глинистые сланцы; 7 – кремнистые и углистые сланцы; 8 – битуминозные известняки; 9 – глинистые известняки; 10 – кремнистые известняки; 11 – брекчированные известняки и известняковые конгломераты; 12 – песчаные известняки; 13 – доломитизированные известняки и доломиты; 14 – известняки и мраморизованные известняки; 15 – комковатые («пестельчатые») известняки; 16 – известняки с туфогенной примесью; 17 – микститы; 18 – туфопесчаники и туфогравелиты; 19 – туфобрекчии разного состава; 20 – туфы и туфопесчаники трахиандезитового состава; 21 – туфы трахиандезитов; 22 – туфы трахидацитов; 23 – трахиандезиты; 24 – туфы андезитов; 25 – туфы трахибазальтов; 26 – туфы базальтов; 27 – базальты; 28 – трахибазальты; 29 – отсутствие осадков; 30 – брахиоподы; 31 – аммоноидеи; 32 – флора

Наиболее полным среди относительно менее глубоководных, чем "Лемезинский", является разрез "Рязяк" [1, 15]. Однако и здесь отсутствуют отложения подзоны *Late triangularis*; а подзоны *Early* и *Middle triangularis* представлены мелководными органогенными известняками (брахиоподовыми ракушняками) (см. рис. 2). Залегающие на них светлосерые, розовато-серые, тонкослоистые, мелкозернистые органогенные известняки относятся к зонам *crepida*, *rhomboidea*, *marginifera*, *trahytera*(?), *postera*. Верхняя часть фаменского яруса представлена серыми известняками, плитчатыми, с бугристыми поверхностями напластования и с фораминиферами, цефалоподами, брахиоподами, остракодами, трилобитами, криноидеями, конодонтами (зона *expansa*); темно-серыми и серыми пелитоморфными известняками, иногда окремнелыми, тонкослоистыми с фораминиферами, остракодами, конодонтами (зона *praesulcata*).

Строение разрезов Зилимо-Зиганской зоны позволяет констатировать, что стратиграфический перерыв в пределах зон *linguiformis-triangularis* совпадает с глобальной регрессией [18]. На этом рубеже в данном районе фиксируются контрастные тектонические движения, которые привели к отложению терригенного материала в депрессиях. Характерно появление розоватых окрасок в нижефаменских известняках.

На крайнем юго-востоке Зилимо-Зиганская зона граничит с Западно-Зилаирской, которая далее сменяется Восточно-Зилаирской зоной (см. рис. 1). Отложения фаменского яруса в пределах этих зон представлены, преимущественно, граувакковыми породами зилаирской свиты. Отличия в ее строении в Западно- и Восточно-Зилаирской зонах касаются главным образом основания разреза [21, 24, 25].

На восточном крыле Зилаирской синформы в верхней части разреза средне-верхнефранских разноцветных кремнистых и глинистых сланцев ибрагимовского горизонта [25] появляются пачки алевролитов и граувакковых песчаников, иногда с градационной слоистостью и гравелитами в основании ритмов, содержащими мелкие обломки подстилающих кремней. Мощность граувакковых прослоев в среднем 3 м, мощности прослоев кремней, венчающих ритмы, в среднем 0,5 м. Выше по разрезу фиксируется собственно зилаирская свита, представленная здесь проксимальным флишем со значительным участием песчаников и отдельными кремневыми прослоями. Судя по фауне конодонтов, первое появление терригенного материала, образованного восточным источником, приходится на зоны *Late rhenana – linguiformis* (см. рис. 2). Выше по разрезу в низах зилаирской свиты в прослое глинисто-кремнистых сланцев среди граувакк обнаружены конодонты зон *Late triangularis – Early crepida* [21, 25].

На западном крыле Зилаирской синформы нижняя часть зилаирской свиты представлена дистальным граувакковым флишем, в составе которого преобладают алевролиты и глинистые сланцы с редкими прослоями плитчатых кремней. Свита обычно залегает на массивных известняках. В разрезах по руч. Кураир и правому берегу р. Б. Ик в самых верхах этой толщи известняков определены конодонты зон *Late triangularis – Late crepida*, а в кремнях основания зилаира – зон *Latest crepida – rhomboidea* [25]. Несколько другие соотношения наблюдаются северовосточнее, у д. Яумбаево. На известняках зоны *Late rhenana* без литологических следов размыва залегает базальная пачка тонкообломочных граувакк зилаирской свиты, в которой кремни отсутствуют, а их место занимают прослой и конкреции сильно глинистых известняков. В последних определены конодонты зоны *Late triangularis* [2]. Таким образом, можно говорить о скользящем нижнем контакте зилаирской свиты с омоложением его с запада на восток [24]*. Мощность нижней части зилаирской свиты, выделяемой в качестве яумбаевской толщи, оценивается в 150–200 м [13]. Вышележащая асташская и авашлинская толщи представлены переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Полная конодонтовая характеристика этих свит пока отсутствует, но по положению в разрезе их возраст принимается в интервале *M. crepida – L. trachytera*. Отличие асташской свиты – большая грубозернистость; преобладают средне- и мелкозернистые песчаники, но есть и грубозернистые до мелкогалечных конгломераты. Темные, зеленовато-серые сланцы обычно играют подчиненную роль. Много остатков флоры. Изредка отмечаются прослой известняков, а на р. Б. Ик – линзы пепловых туфов [13]. В аваш-

* Эту точку зрения не разделяют О.В. Артюшкова и В.А. Маслов

линской толще преобладают более тонкозернистые разности. Песчаники имеют подчиненное значение. Мощность асташской и авашлинской свит оценивается примерно в 1500 и 800 м соответственно. Вышележащая ямашлинская толща имеет полную конодонтовую характеристику и охватывает фаменские зоны *postera*, *expansa*, *praesulcata* [21]. Толща сложена зеленовато-серыми и темно-серыми, часто окремнелыми аргиллитами, зеленовато-желто-серыми яшмовидными силицитами и прослоями известняков. Характерно увеличение роли карбонатных пород с юга на север. Мощность фаменской части ямашлинской толщи 80–150 м.

В последних публикациях Г.А. Мизенса [19] и В.Н. Пучкова [24] специально рассмотрены палеогеографические условия образования зилаирской свиты с учетом данных более ранних специальных литологических исследований М.Ю. Аржавитиной, М.Н. Ильинской, И.В. Хворовой, Г.А. Смирнова и др.

В северной части Курагано-Сакмарской зоны (см. рис. 1) по [31] отмечаются элементы хаотического строения в основании зилаирской свиты. В олистоплаке пестрых кремнистых туффигов найдены *Palmatolepis hassi Müller et Müller* (D_3fr), а выше, в матриксе кремнеобломочного олистострома *Palmatolepis glabra prima Ziegler et Huddle* (D_3fm , зоны *crepida* – *marginifera*).

На южном продолжении Западно-Зилаирской зоны на левом берегу р. Урал по р. Кия и далее к югу (реки Домбар и Жаксы-Каргала) наряду с зилаирской свитой достаточно давно [29] описывается киинская свита. Ее взаимоотношение с зилаирской свитой первоначально не было выяснено. Однако после работ В.Н. Пучкова и К.С. Иванова [26], на основании многочисленных сборов конодонтов, установлено, что зилаирская и киинская свиты разнофациальные, но одновозрастные, тектонически сближенные здесь образования. Подстилающая и ту, и другую свиту егиндинская свита, преимущественно кремнистая по составу, имеет франский возраст, и верхняя ее часть вполне может быть сопоставлена с описанным выше в Восточно-Зилаирской зоне ибрагимовским горизонтом. В разрезе по р. Егинды кремни егиндинской свиты согласно через переслаивание сменяются вверх по разрезу граувакковыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами зилаирской свиты. В основании последней собраны конодонты зоны *crepida* [26].

В этом же тектонически сложно построенном районе Е.В. Чибриковой по комплексу спор выделяется самая древняя – первая толща зилаирской свиты [37], которая может соответствовать конодонтовым зонам *L. rhenana* – *linguiformis*.

Киинская свита содержит обильную фауну аммоноидей, трилобитов, конодонтов и др. как нижнего, так и верхнего фамена. Она сложена

главным образом светлыми серыми и зеленоватыми равноплитчатыми тонкослоистыми глинисто-кремнистыми сланцами с подчиненными прослоями глинистых сланцев, кремней, кремнистых песчаников, известняков и битуминозных горючих сланцев. Причем соотношение пород резко меняется. Приводимый на рис. 2 разрез по р. Кия охватывает лишь три верхние конодонтовые зоны фаменского яруса и представлен коричневато-серыми, комковатыми, местами пиритизированными, мелкозернистыми глинистыми известняками, с прослоями шламово-мелкодетритовых известняков. Как и в других разрезах киинской свиты, здесь присутствуют цефалоподовые известняки [7].

Достаточно представительные фрагменты разрезов киинской свиты описаны в 100 км к юго-востоку по р. Бакай [26]. В разрезе на рис. 2 нижняя трехметровая пачка представлена черными и темно-серыми тонколистоватыми, тонкоровнослоистыми, битуминозными глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, кремнистыми алевролитами, реже глинисто-карбонатными сланцами и сильно глинистыми "петельчатыми" (узловато-слоистыми) известняками. Последние образуют среди сланцев сплошные и конкреционные прослои мощностью 6–15 см, составляющие около 15 % объема пачки. Вышележащие пачки состоят из равноплитчатых глинисто-кремнистых сланцев светло-серого и шоколадно-коричневого цвета внизу и зеленовато-желтого – в верхней части, содержащей обильные радиоларии. По многочисленным находкам конодонтов этот разрез охватывает зоны *triangularis* – *postera*. Литологические признаки пород, конденсированность разрезов, характер фауны позволяют считать образования киинской свиты достаточно глубоководными. Их формирование нередко происходило в аноксической обстановке в местах, удаленных или изолированных от источников сноса терригенного материала, который слагает одновозрастную зилаирскую свиту.

Еще южнее, на южном окончании Мугоджарских гор, отложения фаменского яруса участвуют в строении Берчогурской синклинали (см. рис. 1). Хорошую конодонтовую характеристику имеют разрезы на северо-востоке синклинали по руч. Буртыбай [36], где изучены породы, начинающие с зоны *marginifera* (см. рис. 2); ниже после небольшого перерыва обнажены эффузивы D₁₋₂.

Наиболее полный разрез пограничных франко-фаменских отложений описан Х.С. Розман [29] на северо-западе синклинали на г. Большой Алабас. Разрез охарактеризован обильными брахиоподами. Сопоставление его по брахиоподам с разрезом по р. Рязяк [1] позволяет нам заключить, что известняки, залегающие здесь со значительным стратиграфическим перерывом на вулканогенно-осадочных породах, скорее всего, могут быть отнесены к зонам *linguiformis* – *E. triangularis*. Мощность

их около 50 м. Выше залегают плотные водорослево-сгустковые известняки, отличающиеся красновато-серой окраской, мощностью 60 м, вероятно справедливо отнесенные Х.С. Розман к фаменскому ярусу. Они сменяются светло-серыми, слегка розоватыми известняками с типичными для нижнего фамена *Cyrtospirifer archaci* и с полным отсутствием многочисленных во франском ярусе атрипид. Однако уже в непосредственной близости, на г. Малый Алабас мощность верхнефранских отложений сильно сокращается, появляются прослои, переполненные угловатыми обломками туфов и яшм. Приведенный разрез отражает геологические события на F/F границе лишь на локальном участке.

В пределах синклинали широким распространением пользуется олистостромовая толща [34, 36], состоящая из полимиктовых средне- и мелкогалечных конгломератов, в которых отдельные глыбы и протяженные олистолиты известняков содержат фауну верхов франского яруса. Образование этой толщи, вероятно, охватывает интервал зон *L. triangularis* - *crepida* поскольку она перекрывается фациально изменчивым комплексом известняков, песчаников и гравелитов, в основании которого надежно установлены конодонты зоны *marginifera* (см. рис. 2). Детальное палеонтологическое и литологическое исследование этого комплекса [36] в разрезах Буртыбай и Джангансай показало, что нижняя половина зоны *marginifera* сложена песчанистыми и алевритовыми детритовыми известняками, формировавшимися вблизи береговой линии в обстановке высокой гидродинамической активности, свойственной отмелям мелководного шельфа. В верхней половине зоны *marginifera* широко представлены и терригенные породы – конгломераты, песчаники, зеленовато-желтые и вишнево-бурые алевриты и аргиллиты, нередко содержащие обрывки углефицированных тканей растений. Судя по пестрой окраске пород и специфическому комплексу брахиопод, эти породы сформировались в мелководной опресненной лагуне. Выше залегают пачка терригенных пород (конгломераты, песчаники, алевриты), вероятно, соответствующая зонам *trachytera*, *postera* и, может быть, *L. expansa*. Это терригенные отложения пляжей, пересыпей и кос морского побережья, возникшие вблизи расчлененной области сноса.

Описанный регрессивный комплекс сменяется следующим седиментационным циклом, представленным серыми водорослевыми, детритовыми и сгустково-обломочными известняками различных оттенков, с прослоями грубозернистых полимиктовых песчаников, переходящих в гравелиты. Породы содержат многочисленные остатки фауны и относятся к зонам *expansa* и *praesulcata*. Формирование их происходило в условиях расчлененного мелководного шельфа.

В Вознесенско-Присакмарской и южной половине Западно-

Магнитогорской зон (см. рис. 1) отложения фаменского яруса представлены граувакками зилаирской свиты. По строению и составу они очень близки отложениям зилаирской свиты, развитым в Восточно-Зилаирской зоне [19]. Однако в северо-восточной части Западно-Магнитогорской зоны строение позднедевонских отложений усложняется. Если зона *L. rhenana* представлена почти повсеместно кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами верхней части мукасовской свиты, то к зоне *linguiformis* относятся разнообразные по составу и очень изменчивые по мощности отложения. В разрезах по р. Тулубай и долу Таштугай [17, 35] выделенные по фауне конодонтов отложения зоны *linguiformis* представлены незакономерно переслаивающимися полимиктовыми песчаниками и глинистыми сланцами, содержащими тонкие прослойки карбонатных алевролитов. Мощность 10–15 м. По облику эти отложения близки перекрывающей их зилаирской свите. Севернее, в районе хребта Бягода [17], отложения зоны *linguiformis* представлены бягодинской толщей, состоящей из двух подтолщ: нижней – ритмичнослоистой песчано-алеврито-кремнистой, мощностью до 600 м, и верхней, сложенной Бягодинской олистостромой, мощностью до 310 м. В северном направлении мощность толщи резко уменьшается.

На севере Западно-Магнитогорской зоны (запад Верхнеуральского и Учалинского районов) зона *linguiformis* представлена бугодакской толщей. В разрезе у пос. Вятский (см. рис. 2) залегающие в основании разреза туфы и туфобрекчин сменяются микститами с обломками известняков [17]. Последние выклиниваются по простиранию. В нижней части разреза преобладают туфы, туффиты и лавы порфировых пироксеновых и глагио-оклаз-пироксеновых базальтов, в верхней части – вулканиты трахибазальтового и трахиандезитобазальтового состава. Общая мощность толщи 1000–1200 м. Возможно, она захватывает и часть зоны *triangularis* [10]. Выше после небольшого (100 м) перерыва обнажены породы зилаирской свиты. Однако состав зилаирской свиты здесь очень своеобразен. По [10], она представлена тефроидами, туффитами и туфами трахиандезитов, трахитов, трахидацитов. В нижней части разреза преобладают туфы и туффиты трахиандезитов, андезитов и трахитов с прослоями тефроидов того же состава, в верхней – тефроиды с перемытой тефрой и прослоями туфов и туффитов трахидацитового, трахириодацитового, риолитового и трахиандезитового состава. Примесь окатанных обломков базальтов и трахибазальтов бугодакской толщи и известняков в тефроидах наблюдается редко. Мощность свиты около 1000 м.

В Восточно-Магнитогорской зоне разрезы верхнедевонских отложений наиболее разнообразны. На севере (в Магнитогорском и Верхнеуральском районах) на литологически различные морские верхнефран-

ские отложения налегает выделяемая здесь аблязовская толща. По [10], она сложена порфировыми пироксеновыми и пироксен-плагиоклазовыми базальтами, реже андезибазальтами, трахибазальтами, трахиандезибазальтами, их лавобрекчиями, туфами, туффитами, тефроидами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, изредка с прослоями туфов риодацитов, кремнистых пород и известняков. Мощность 500–1200 м. Характерна повышенная роль взрывных образований. Эти базальты резко обогащены Rb, K, Ba, Sr, Th, легкими РЗЭ. По конодонтам толща в основном соответствует зоне *linguiformis*, хотя, вероятно, захватывает и часть зон *L. rhenana* и *triangularis*.

На аблязовской толще в описываемых районах залегает новоивановская толща, сложенная, в основном, трахибазальтами и порфировыми плагиоклазовыми трахиандезибазальтами, их туфами, туффитами, изредка с прослоями туфопесчаников, туфоконгломератов и известняков. Среди известняков отмечены розоватые брекчиевидные разности [32]. Мощность 150–800 м. В трахибазальтах аномально высокие содержания Rb, K, Sr, Ba, Th и легких РЗЭ, повышенные содержания Nb, Ta, P, Hf, Zr, Eu, Ti и тяжелых РЗЭ. Характерны краснокаменные изменения с появлением окраски сиреневых и красновато-вишневых цветов, обусловленных рудной пылью гематита в продуктах разложения стекла [10]. Фаунистическая характеристика толщи недостаточна. Наиболее вероятное время ее формирования находится в пределах интервала: верхи зоны *linguiformis* – низы зоны *crepida*.

На новоивановской толще согласно залегает шумилинская свита (D₃-C₁). Фаменская ее часть на рис. 2 охарактеризована по скважинам Е-3 и Е-5, пробуренным к северу от Верхнеуральского водохранилища. Здесь в основании свиты залегает пачка мощностью около 220 м, сложенная туфогенными песчаниками и конгломератами, туффитами, туфами и лавами трахиандезитового состава. Вероятно, эта пачка по возрасту отвечает зоне *crepida*, т.к. она перекрывается известковистыми туффитами, а затем известняками, охарактеризованными конодонтами, начиная с зоны *rhomboidea* (возможно, *Lst. crepida*) и до зоны *praesulcata*. Известняки содержат прослои туффитов. Строение этой известняковой части разреза достаточно сложное. Зоны *rhomboidea* и *marginifera* имеют суммарную мощность почти 90 м, в то время как зоны *postera*, *expansa* и *praesulcata* – всего 13 м. Вероятно, внутри шумилинской свиты имеются перерывы, падающие на зоны *trachytera* и *praesulcata*.

Южнее по результатам бурения западнее пос. Новоивановский мощность пачки туфов и лав трахиандезитового состава, залегающей на трахибазальтах новоивановской толщи, значительно сокращается, местами она почти выклинивается. Однако в известняковой части разреза появ-

ляется значительное количество прослоев пепловых туфов трахиандезитового состава, а в верхах – кислого состава. Известняки часто чередуются с известняковыми брекчиями, конгломератами с известняковым цементом, нередко отмечаются переотложенные комплексы конодонтов, фиксируются перерывы. Обстановка седиментации во время формирования зон *rhomboidea* – *praesulcata* характеризовалась, вероятно, сейсмической активностью, сопровождавшей затухающий вулканизм, а также интенсивными тектоническими движениями. Это объясняет происхождение "глыбово-обломочного" горизонта среди верхнефаменских известняков у пос. Поповского [14], непосредственно к СЗ от скважин Е-3 и Е-5.

Бассейн, в котором накапливались известняки, участками был относительно глубоководным, о чем свидетельствует широкое распространение аммоноидей, впервые описанных здесь в конце XIX века А.П. Карпинским и позже неоднократно изучавшихся [8, 27]. Однако отмечается и присутствие более мелководной брахиоподовой фауны. Характерно, что наряду со светло-серыми известняками широким развитием пользуются розоватые и вишневые разности [32].

В пределах всей северной части Восточно-Магнитогорской зоны вулканыты шумилинской свиты, кроме описанных туффигов, туфов и лав трахиандезитового состава представлены такими же породами трахитового, трахидацитового и трахириолитового состава. Эти вулканыты являются продолжением единой серии, начатой трахибазальтами новоивановской толщи, и имеют общие с ними особенности химического и микроэлементного состава.

Фаменские карбонатные отложения в пределах собственно Магнитогорского месторождения представлены нижней частью свиты г. Магнитной (см. рис. 2), в которой выделяются по конодонтам зоны от *rhomboidea* до *praesulcata* (возможно выпадение зоны *trachytera*). Свиту слагают [10] мраморизованные (до мраморов) детритовые известняки с прослоями обломочных известняков, известняковых конгломератов и брекчий. Прослой туффигов единичен, но отмечаются маломощные прослои углистых алевролитов. Известняки обычно серые, редко розоватые, часто с сутурными швами. Наличие брахиопод свидетельствует об относительно мелководных условиях образования.

В южной части Восточно-Магнитогорской зоны к фаменским отложениям относятся выделяющаяся здесь караганская толща [4, 28] или будамшинский вулканический комплекс [34]. По Я.А. Рихтеру [28], в разрезе по руч. Солончатке толща подразделяется на три части (см. рис. 2). Нижняя – преимущественно бомбовые туфы андезитового и трахиандезитового состава, залегающие с несогласием и конгломератами в основании на франских отложениях. Средняя – вулканомиктовые песчаники, алевро-

литы и аргиллиты с обильными флористическими остатками, слоистые туфы трахитов и трахидацитов. Верхняя – лавы базальтов. Толща накапливалась преимущественно в наземных условиях, о чем свидетельствуют краснокаменные изменения вулканитов. Богатый комплекс флоры (к сожалению, до конца монографически не описанный) дал возможность В.А. Бегучеву [4] считать его раннефаменским, а т.к. растительные остатки в основном встречены в верхней части толщи, он не исключал возможности отнесения нижней части толщи к верхам франского яруса. Из данной характеристики ясно, что предложенное на рис. 2 сопоставление данного разреза с конодонтовыми зонами достаточно условно, но оно хорошо увязывается с более северными разрезами Восточно-Магнитогорской зоны. Последние сводки по вещественному составу вулканитов этой зоны [9] говорят о правомерности наших построений. В 70 км к югу по простиранию описываемой толщи в ней обнаружена флора [3], имеющая, по заключению А.Л. Юриной, фаменский возраст [38].

В северной части Кочкарско-Адамовской зоны (см. рис. 1) отложения фаменского возраста не известны. Восточнее, в Нижнесанарско-Текельдытауской зоне фаменские отложения неоднократно описывались в районе пос. Варна [11, 12, 33]. Хорошо обнаженный фрагмент разреза изучен на левом берегу р. Ср. Тогузак (выше впадения р. Н. Тогузак) в карьере Варна-I (см. рис. 2). Детальная конодонтовая характеристика говорит об опрокинутом залегании толщи известняков, охватывающих по возрасту зоны *marginifera* и *trachytera*. Для известняков характерно широкое развитие комковатых («петельчатых») разностей. При детальном изучении среди них выделены водорослевые, фораминиферово-пеллетовые, органогенно-детритовые, полидетритовые разности, вплоть до известняковых песчаников и известняковых гравелитов [12]. Отмечаются и седиментационные брекчии. У контакта с известняками залегает маломощный горизонт миндалекаменных трахибазальтов, резко отличающихся по составу и элементам-примесям от широко распространенных в районе базальтов ордовика. В 100 м выше по р. Н. Тогузак от пос. Варна в комковатых известняках, среди которых присутствуют плотные с фиолетовым оттенком на скеле глинистые разности, встречены брахиоподы, ругозы, наутилоидеи, аммоноидеи, которые, по Б.И. Богословскому [8], могут быть отнесены к зоне IIIa пролобитового горизонта, что соответствует конодонтовой зоне *marginifera*. Скорее всего, описанные породы формировались на краю шельфа (карбонатной платформы) вблизи склона относительно глубоководного конседиментационного прогиба.

На крайнем востоке Троицко-Буруктальской зоны, непосредственно к западу от Тобольского разлома, в низовьях рек Камышлы-Аят и Арчаглы-Аят, у их слияния, в результате последних работ К.Е. Дегтярева и

В.А. Аристова выделена узкая (6–8 км), протяженная (70–80 км), субмеридиональная Камышлы-Аятская зона. Ее структура образована пакетом круто падающих на северо-запад пластин, в строении которых участвуют кремнистые, кремнисто-терригенные, олистостромовые и терригенные толщи верхнедевонского и, возможно, нижнекаменноугольного возраста. Кремнистые породы в современной структуре слагают довольно мощные (до 200 м) фрагменты разрезов либо образуют крупные олистоплаки, отторженцы и мелкие глыбы в составе олистостромовых толщ. На основании сборов конодонтов можно утверждать, что большая их часть имеет фаменский возраст. Так, на левом берегу р. Арчаглы-Аят у западной окраины пос. Маслоковецкий в пластине (или олистоплаке) мощностью 20 м, сложенной смятыми в мелкие складки серыми, черными и желтыми плитчатыми кремнями с прослоями черных алевролитов определены конодонты, характерные для зон *L. triangularis* – *trachytera*. На правом берегу р. Камышлы-Аят, напротив пос. Подгорный, фрагмент разреза представлен серыми и черными кремнями с тонкими прослоями черных кремнистых алевролитов и аргиллитов видимой мощностью до 200 м, которые охватывают зоны *trachytera* – *postera*. На том же берегу, у устья этой реки, напротив пос. Маслоковецкий в серых и желтых толсто плитчатых кремнях, с прослоями черных кремнистых алевролитов мощностью 5 м, в серых радиоларитах собраны конодонты, характеризующие зоны *trachytera* – *praesulcata*. Таким образом, эти фрагменты характеризуют практически все зоны фамена от *L. triangularis* до *praesulcata* (см. рис. 2), свидетельствуя об устойчивых глубоководных условиях.

Проведенная зональная корреляция разрезов фаменских отложений Южного Урала позволяет подойти к расшифровке геологического развития региона, используя последовательные, сравнительно небольшие временные отрезки, с большей точностью сопоставляя геологические события. Появляется возможность более точных палеогеографических, палеотектонических, палеогеодинамических реконструкций, которые планируются осуществить, опираясь на полученные данные.

Однако уже сейчас хотелось бы отметить следующее. На Южном Урале очень ярко проявились характерные для многих регионов Земли глобальные события на границе франского и фаменского веков. Во-первых, четко устанавливаются эвстатические колебания уровня океана, которые могут быть детально проанализированы на полученном материале. Во-вторых, к этому же рубежу приурочено начало и максимальное проявление очень специфического, нередко ультракалиевого мантийного вулканизма [9, 20]. В-третьих, появляется возможность достаточно точной возрастной и седиментологической характеристики процесса олистостромобразования. Кроме того, косвенным свидетельством изменения кисло-

родного режима в этот период можно считать появление в фаменских отложениях красноцветных известняков. Безусловно, каждое из этих положений требует специального рассмотрения в последующих публикациях.

Работа выполнена при поддержке целевой программы "Интеграция" и гранта "Университеты России".

Л и т е р а т у р а

1. *Абрамова А.Н.* Франский ярус западного склона Южного Урала. – Уфа: ИГ УФНЦ РАН, 1999. – 55 с.
2. *Абрамова А.Н., Маслов В.А., Артюшкова О.В., Барышев В.Н.* О нижней границе зилаирской свиты в разрезе у д. Яумбаево // Ежегодник-1996. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1998. – С.32–34.
3. *Авдонин В.В., Захарова Е.М., Яковлев Г.Ф.* Ащebutакский рудный район // Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала / Под ред. Г.Ф. Яковлева. – М.: Изд-во МГУ, 1968. – С.146–176.
4. *Бегучев В.А.* Нижнефаменская флора бассейна р. Суундук (восточный склон Южного Урала) // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. – Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1972. – Вып. 8, ч. 1. – С. 3–7.
5. *Беляева Н.В.* Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы. Автореф. дисс. докт. геол.-минер. наук. – М., 2000. – 50 с.
6. *Беляева Н.В., Сташкова Э.К.* Модель седиментации франско-турнейских отложений Калининской впадины в системе Камско-Кинельских прогибов. – Екатеринбург: УрО РАН, 1999. – 125 с.
7. *Биостратиграфия* пограничных отложений девона и карбона (к характеристике пограничных отложений девона и карбона Мугуджар). – Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1983. – 51 с.
8. *Богословский Б.И.* Девонские аммоноидеи. II. Гониатиты // Труды палеонтолог. ин-та. Т.127. – М.: Наука, 1971. – 228 с.
9. *Бочкарев В.В.* Субщелочной магматизм в геодинамическом цикле Урала. Автореф. дисс. докт. геол.-минер. наук. – Е-бург, 2000. – 43 с.
10. *Государственная геологическая карта РФ* масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Южно-Уральская, лист N-40-XXIV. Объяснительная записка / Составители: В.М. Мосейчук, А.В. Яркова и др. – (В печати).
11. *Иванов К.С., Пучков В.Н., Пелевин И.А.* Новые данные по стратиграфии и истории развития палеозойских восточных зон Южного Урала // Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала и Средней Азии: Информационные материалы. – Екатеринбург: Наука, 1992. – С.3–10.
12. *Иванов К.С., Пилюсова О.Э., Пелевин И.А., Бикбаев А.З.* «Петельчатые» известняки верхнего девона на востоке Урала (литология, структурное положение и возраст) // Ежегодник. 1997. УрО РАН. – Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии, 1998. – С. 37–40.

13. *Келлер Б.М.* Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования / Тр. ИГН АН СССР. Вып. 104. – М.: Изд-во АН СССР, 1949. – 165 с.
14. *Кочеткова Н.М., Лутфуллин Я.Л., Пазухин В.Н., Аржавитина М.Ю.* Новые материалы к стратиграфии пограничных отложений девона и карбона района г. Верхнеуральска / Стратиграфия и палеонтология палеозоя Южного Урала. – Уфа: БФ АН СССР, Ин-т геол., 1980. – С. 26–33.
15. *Кочеткова Н.М., Пазухин В.Н., Рейтлингер Е.А., Синецына Е.А.* Опорные разрезы пограничных отложений девона и карбона западного склона Южного Урала. Препринт. – Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. – 66 с.
16. *Легенда* Южноуральской серии листов Госгеолкарты РФ масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1998.
17. *Маслов В.А., Артюшкова О.В., Нурмухаметов Э.М.* Франские отложения Магнитогорского мегасинклиория. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1999. – 82 с.
18. *Методы анализа глобальных стратиграфических событий при детальных стратиграфических исследованиях: Методические рекомендации / А.Б. Веймарн, Д.П. Найдин, Л.Ф. Копаевич и др.* – М.: Изд-во МГУ, 1998. – 189 с.
19. *Мизенс Г.А.* Осадочные комплексы позднего девона-карбона на юге Урала и проблема коллизии континентальных плит / Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. – Екатеринбург: УрО РАН, 2000. – С. 65–84.
20. *Мосейчук В.М., Сурин Т.Н.* Фамен-турнейская базальт-пикритовая (сара-тюбинская) толща Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: Геология, геохимия, минералогия и петрогенезис. – Уфа: УНЦ РАН, 1998. – 112 с.
21. *Пазухин В.Н., Пучков В.Н., Барышев В.Н.* Новые данные по стратиграфии зилаирской серии западного склона Южного Урала // Ежегодник-1995. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1996. – С. 34–41.
22. *Пазухин В.Н., Пучков В.Н., Кулагина Е.И.* Новые данные по стратиграфии каменноугольных и пограничных с ними отложений в районе автодороги Уфа – Белорецк / Недра Башкортостана. Докл. Отделения наук о Земле и экологии АН РБ – Уфа: Гилем, 1998. – С. 39–40.
23. *Пучков В.Н.* Находки девонских конодонтов на западном склоне Урала и их значение для стратиграфии палеозоя лемвинского типа // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Тр. ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР, вып. 145. – Свердловск, 1979. – С. 33–51.
24. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. – 146 с.

25. Пучков В.Н., Барышев В.Н., Пазухин В.Н. Новые данные по стратиграфии терригенно-кремнистого девона на западном склоне Башкирского Урала // Ежегодник-1996. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1998. – С. 24–31.
26. Пучков В.Н., Иванов К.С. К стратиграфии верхнедевонско-нижнекаменноугольных толщ Сакмарской зоны / Новые данные по геологии Урала. – Свердловск, 1987. – С. 84–93.
27. Пэрна Э.Я. Аммоноидеи верхнего неодевона восточного склона Урала // Тр. геол. комитета. Нов. сер. Выпуск 99. – 1914. – 115 с.
28. Рихтер Я.А. Девонские отложения верховьев реки Караганки на восточном склоне Южного Урала // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. – Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1968. – Вып. 3, ч.4. – С. 101–116.
29. Розман Х.С. Стратиграфия и брахиоподы фаменского яруса Мугоджар и смежных районов // Тр. ГИН. Вып. 50. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 196 с.
30. Рубеж франского и фаменского веков в Тимано-Печорской провинции, на Урале и в Казахстане (геологические события и их интерпретация) / А.Б. Веймарн, А.В. Кузьмин, Л.И. Кононова и др. // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1996. – Т. 71, вып. 4. – С. 42–55.
31. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Иванова Е.А. Девонские олистостромы и тектонические покровы в Сакмарской зоне Урала и проблемы вулканогенного кембрия / Общие вопросы тектоники: Тектоника России. – М.: ГЕОС, 2000. – С. 442–444.
32. Салихов Д.Н., Яркова А.В., Салихова Р.Н., Мосейчук В.М. Вулканизм позднего девона Магнитогорского мегасинклинория (Геология, петрохимия, геохимия). – Уфа: БФАН СССР, 1987. – 33 с.
33. Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. Материалы к палеогеографии Урала: Очерк III. Фаменский век // Тр. ГГИ УФАН СССР. – 1961. – Вып. 60. – 85 с.
34. Стратиграфические схемы Урала (Докембрий, палеозой). – Екатеринбург, 1993. 151 схема. Объяснительная записка. – 152 с.
35. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала / В.А. Маслов, В.Л. Черкасов, В.Т. Тищенко и др. – Уфа: УфНЦ РАН, 1993. – 217 с.
36. Фауна и биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона Берчогура (Мугоджары). – М.: Наука, 1987. – 120 с.
37. Чибрикова Е.В. Возраст и расчленение зилаирских отложений Урала // Отечественная геология. – 1997. – № 11. – С. 31–35.
38. Юрина А.Л. Флора среднего и позднего девона Северной Евразии. – М.: Наука, 1988. – 176 с.



РАЗВИТИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ КАЗАХСТАНСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Позднепалеозойские магматические и синхронные им осадочные образования Центрального Казахстана активно изучались в течение второй половины XX века исследователями из самых различных геологических организаций Алма-Аты, Караганды, Москвы, Ленинграда и других городов. Существенный вклад в эту работу внесли геологи Центрально-Казахстанской экспедиции геологического факультета МГУ, многие годы проводившие в этом регионе средне- и крупномасштабные геологосъемочные и тематические работы. Среди позднепалеозойских структурных единиц уже тогда наибольший интерес вызывал Балхаш-Илийский вулcano-плутонический пояс, выделенный в конце 50-х – начале 60-х годов В.Ф. Беспаловым [2] и В.Я. Кошкиным [7] в качестве краевого.

В дальнейшем неоднократно предпринимались попытки обобщения огромного материала геологических съемок на уровне тогдашних представлений об эволюции позднепалеозойского магматизма [1, 8, 9, 11 и др.]. Основное внимание в этих работах уделялось разработке единой стратиграфии, изучению петрохимической зональности магматических комплексов (главным образом – поперечной), а также сопоставлению истории развития Балхаш-Илийского пояса и эволюции аналогичных образований других регионов.

Одной из наиболее интересных работ по определению места позднепалеозойского магматизма в общей эволюции палеозойского Казахстана была разработка "Атласа палеотектонических карт" под руководством проф. Юлия Александровича Зайцева (конец 70-х – начало 80-х годов). Он привлек к этой работе большой коллектив геологов из научно-исследовательских и производственных организаций, а также вузов Казахстана, Средней Азии, Урала, Москвы и Ленинграда. Несмотря на то, что идейной основой Атласа была геосинклиальная концепция, эта разработка не потеряла своей значимости до сих пор. К сожалению, полностью подготовленный Атлас так и не был опубликован.

В последнее десятилетие поток новых материалов по геологии этого региона почти иссяк, а нерешенные проблемы остались [10], и огромное количество накопленных данных до сих пор ждет своего обобщения. В настоящей статье сделана попытка переосмыслить с современных позиций имеющийся фактический материал, используя в качестве основы палеотектонические карты позднего палеозоя из Атласа. От Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ редакторами использованных карт были

А.Б. Веймарн (D₃fm), Ю.Ф. Кабанов (C_{1t}, C_{1v1-2}, C_{1v3-s}), Ал.В. Тевелев (C₂, C₃, P₁, P₂). Кроме того, при разработке палеотектонических моделей были использованы крупно- и среднемасштабные карты, составленные автором, а также геологическая карта Казахстана масштаба 1:500 000 [5, 6].

Введение

Рассматриваемый период охватывает почти всю посттельбесскую историю палеозойских складчатых областей Казахстана. Тельбесская стадия продолжалась в этом регионе с ордовика (раскрытие океанического бассейна) до середины девона (коллизия). Важнейшим результатом тельбесской эволюции региона явилось формирование юго-восточной (в современных координатах) активной окраины Казахстанского палеоконтинента в раннем девоне и возникновение девонского окраинно-континентального Казахстанского вулcano-плутонического пояса. Развитие тельбесид завершилось коллизией континента и окраинного бассейна, начавшейся в середине живетского века. Она привела к замыканию бассейна и образованию аккрецированных к континенту блоков (Жаман-Сарысуйского, Нуринаского и др.). На этом возможности субдукции тельбесского этапа были исчерпаны. Граница франского и фаменского веков [3] является одним из главных рубежей в развитии региона. Именно на это время приходится перескок зоны субдукции в сторону океана, за аккрецированные блоки, т.е. фактически формирование новой зоны субдукции с тем же направлением погружения, что и девонская – под палеоконтинент.

В посттельбесском развитии активной окраины Казахстанского палеоконтинента можно выделить несколько основных этапов:

зарождение островной дуги (фаменский век);

развитие зрелой островной дуги (турнейский век – начало визейского века);

медленная коллизия "континент – островная дуга" (саурская) и трансформации островной дуги в окраинно-континентальный пояс (конец визейского века – серпуховской век);

развитие зрелого окраинно-континентального пояса (средний – поздний карбон);

быстрая коллизия "континент – окраинный бассейн" (саякская) и трансформация окраинно-континентального пояса во внутриконтинентальный (граница карбона и перми);

развитие зрелого внутриконтинентального пояса (пермь).

Особенность современного строения региона состоит в том, что в нем более или менее сохранились фрагменты почти всех палеозон для каждого из перечисленных этапов. Несмотря на то, что часть этих фрагментов смещена друг относительно друга по серии сдвигов и надвигов, в большинстве случаев их взаиморасположение отвечает первичному, чего

нельзя сказать о регионе в целом. Его относительное положение среди соседних (Иртыш-Зайсанская зона, Бельтау-Кураминский пояс, Тяньшань и т.д.) скорее всего, вторично, поэтому рассматриваемая в статье территория ограничена блоком с соотношениями зон, близкими к первичным.

Этап зарождения островной дуги

Строение региона в фаменское время представляется чрезвычайно сложным. Все комплексы пород в разной степени, но достаточно интенсивно дислоцированы. Вместе с тем в направлении от палеоокеана к палеоконтиненту по отдельным фрагментам можно реконструировать почти полный латеральный ряд палеозон (рис. 1).

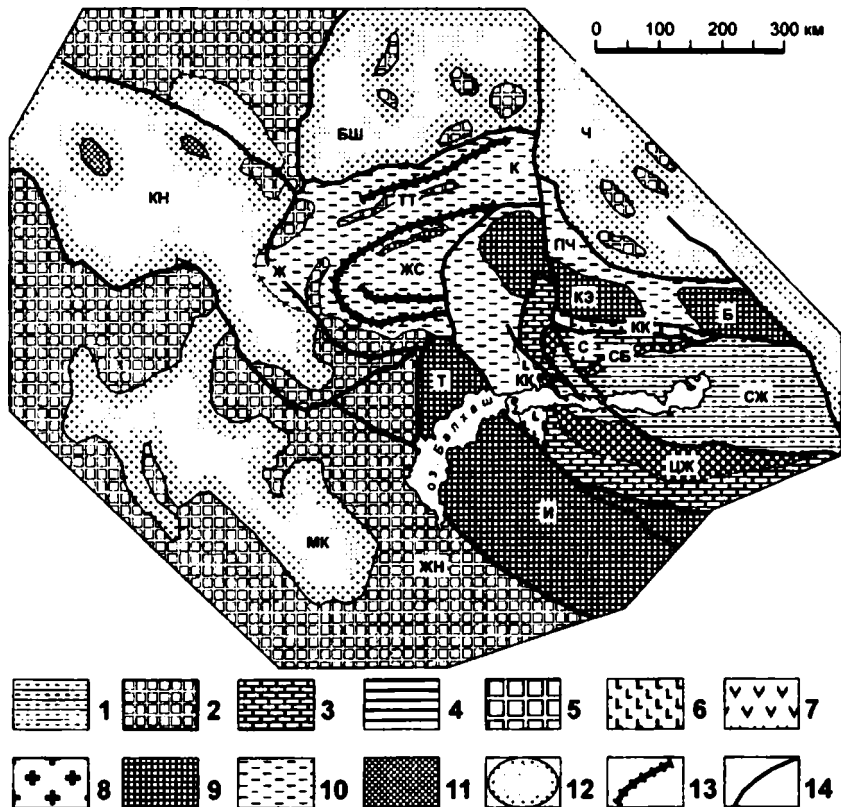


Рис. 1. Палеотектоническая схема для фаменского века:

1 – преддуговые прогибы; 2 – авулканическая дуга; 3 – междуговые прогибы; 4 – окраинные бассейны; 5 – фронтальное поднятие; 6 – вулканическая островная дуга; 7 – окраинно-континентальный магматический пояс; 8 – внутриконтинентальный магматический пояс; 9 – задуговые поднятия; 10 – задуговые бассейны; 11 – тыловые поднятия; 12 – тыловые бассейны; 13 – рифтогенные прогибы; 14 – разрывы.

Отложения *Северо-Жунгарского преддугового прогиба (СЖ)* общей мощностью до 2000 м представлены терригенными породами с примесью туфового материала. Далее на северо-запад реконструируется *авулканическая островная дуга*, состоящая из двух разнородных сегментов: *Центрально-Жунгарского (ЦЖ)* – широкого, пологого свода – и *Северо-Балхашского (СБ)* – узкого и крутого "вала". Достаточно четко определяется и *Саякский междугуовой прогиб (С)*, выполненный вулканогенно-терригенными отложениями. Их мощности (до 1000 м) и количество вулканического материала возрастают по мере приближения к островной дуге.

Фундаментом *Катырасан-Котанзмельской вулканической островной дуги (КК)* является аккреционная призма тельбесид, в частности, хорошо изученный на левобережье р. Кентерлау ордовикский офиолитовый комплекс, на котором островодужные комплексы залегают с резким несогласием. Базальная толща фамена имеет сложное строение и резко изменчивую мощность, которая, например, в пределах Ульяновской синклинали составляет 2000 м, а в северном крыле Аколенской – всего 80 м. В наиболее полных разрезах основание их сложено крупногалечными и валунными конгломератами (в гальке резко преобладают яшмы и кремнистые породы ордовика), выше которых следует сложное чередование красноцветных, сероцветных и зеленоцветных терригенных пород, вулканитов и известняков. В сокращенных разрезах в качестве основных элементов сохраняются базальные конгломераты, песчаники, и вулканиты. Вулканические породы представлены несколькими (от 2 до 5) пластами флюидалных лав, игнимбригов и туфов риодацитов и дацитов, а также миндалекаменными андезитами. Вулканиты имеют существенно натриевый состав. В широтном сегменте дуги известны маломощные покровы базальтов. Суммарная мощность вулканитов не превышает 100 м.

Непосредственно за островной дугой по отсутствию в разрезе фаменских отложений реконструируется цепь *задуговых поднятий (Илийское (И), Токрауское (Т), Калмакзмельское (КЭ), Баканасское (Б))*, отделявшая вулканическую дугу от заложившихся в это время на гетерогенном, в основном – тельбесском, основании задуговых прогибов.

Жайльминско-Предчингизская система задуговых прогибов – Жайльминский (Ж), Жаман-Сарысуйский (ЖС), Карасорский (К), Предчингизский (ПЧ) – в фамене имела сложное строение и включала в себя серию поднятий, в т.ч. с локальными вулканическими постройками. Первые два упомянутых прогиба являются новообразованными, они развивались на складчатом тельбесском фундаменте, а для двух последних характерно унаследованное развитие. Непосредственно в тылу дуги преобладают терригенные отложения, а на удалении – карбонатные. Они характеризуются небольшими (до 500 м) мощностями. Характерной особенностью удален-

ных частей задуговых прогибов является зарождение и развитие серии конформных рифтогенных структур (Жайльминской, Акжал-Аксоранской, Успенской и др.), в строении которых главную роль играют относительно глубоководные, узловатослоистые известняки, тонкозернистые терригенные породы, а также существенно калиевые базальты в основании разреза [4]. Геодинамическая природа этих рифтов не вполне ясна. Хотя их возникновение достаточно хорошо укладывается в модель задугового рифтинга, нельзя отрицать и возможность других интерпретаций, в частности, плюм-тектонической модели [3].

Слабо деформированные *тыловые прогибы* (Моинкумский (МК), Каракенгирский (КН), Баянаульско-Шидертинский (БШ), Чингизский (Ч)) отделяются от задуговых бассейнов Жалаиро-Найманским (ЖН) и Тектурмасским (ТТ) *тыловыми поднятиями*. Два первых прогиба выполнены континентальными красноцветными породами (включая эвапориты) и реконструируются достаточно просто. Три последних прогиба хотя и отнесены к категории тыловых, фактически смыкаются с *задуговыми*, отличаясь от них лишь существенно (в два раза) меньшими мощностями, и большим количеством терригенных пород.

Этап развития зрелой островной дуги

В турне-ранневизейское время палеотектоническая зональность в целом была унаследована от фаменской (рис. 2). Отличия в условиях осадконакопления были связаны, видимо, с общей трансгрессией моря. В почти неизменном виде сохранились все зоны, расположенные перед фронтом вулканической дуги: и *Северо-Жунгарский преддуговой прогиб* (мощность преимущественно терригенных, с существенной долей туфогенного материала, отложений составляет в нем более 3000 м), и *авулканическая островная дуга*, и *Саякский междуговой прогиб*, в котором накопились вулканогенно-осадочные толщи общей мощностью до 2000 м.

В раннем карбоне в пределах *Катырасан-Котанэмельской вулканической островной дуги* резко возросла интенсивность вулканической деятельности, причем 90 % объема вулканитов описываемого этапа приходится на ранний турне. Остальную часть мощного (до 3000 м) разреза составляют туфопесчаники, туфоалевролиты и другие вулканогенно-осадочные породы. Вулканиты представлены, главным образом, пирокластическими породами, реже лавами и игнимбритами, составляющими непрерывную серию от андезитов до трахириолитов. В нижней части вулканической толщи преобладают зеленые литокристаллокластические туфы дацитов, центральная часть разреза сложена многочисленными покровами туфов и игнимбритов (в основном, риолитового состава), а в верхней части разреза находятся, главным образом, трахириолитовые игнимбриты. Для всех пород характерен метаморфизм пренит-пумпеллитовой фации.

Коэффициент окисленности железа последовательно увеличивается снизу вверх по разрезу, что свидетельствует, вероятно, об увеличении доли вулканитов, сформировавшихся в субаэральных условиях.

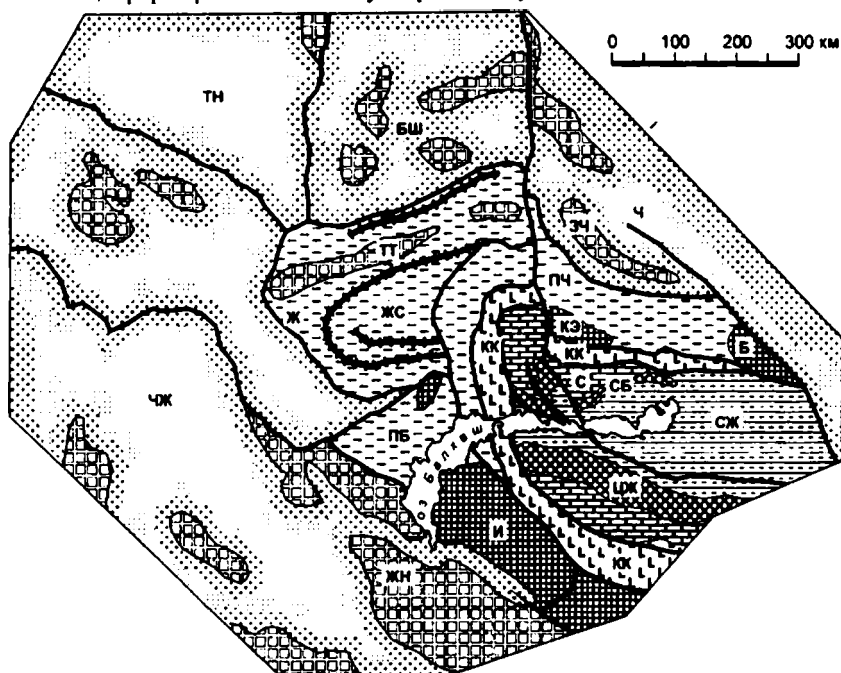


Рис. 2. Палеотектоническая схема для турнейского – ранневизейского веков.

Условные обозначения см. на рис. 1

В связи с общей трансгрессией в раннем карбоне уменьшилась площадь *задуговых поднятий*, причем Токрауское поднятие оказалось полностью вовлеченным в прогибание. Резкая активизация вулканической деятельности привела в возрастанию доли вулканического материала в осадках *Жашьма-Предчингизской системы задуговых бассейнов*, особенно вблизи вулканической дуги. К этим участкам приурочены и максимальные мощности отложений (до 1000 м). В периферических частях задуговых бассейнов продолжали развитие *рифтогенные прогибы*, в которых карбонатное осадконакопление постепенно сменялось терригенным.

Сократились площади и *тыловых поднятий*, из которых самым крупным оставалось Жалаиро-Найманское. Почти не изменились по характеру развития Баянаульско-Шидертинский и Чингизский *тыловые прогибы*, а Моинкумский трансформировался в *Чу-Жезказганский тыловой бассейн (ЧЖ)* – систему локальных прогибов и поднятий с прибреж-

но-морским осадконакоплением. К концу этапа (начало визейского века), в большей части тыловых бассейнов началось интенсивное угленакпление (Карагандинский, Экибастузско-Борлинский и другие прогибы).

Надо отметить, что конец этого этапа видимо связан уже с первыми проявлениями коллизионного процесса – выходят из-под уровня моря практически все задуговые (в т.ч. новое – *Западно-Чингизское (ЗЧ)*) и тыловые поднятия, за счет роста большого числа локальных поднятий резко дифференцируются тыловые бассейны.

Этап саурской коллизии

Конец раннего карбона представляется особым, переходным этапом в эволюции окраины Казахстанского палеоконтинента (рис. 3).

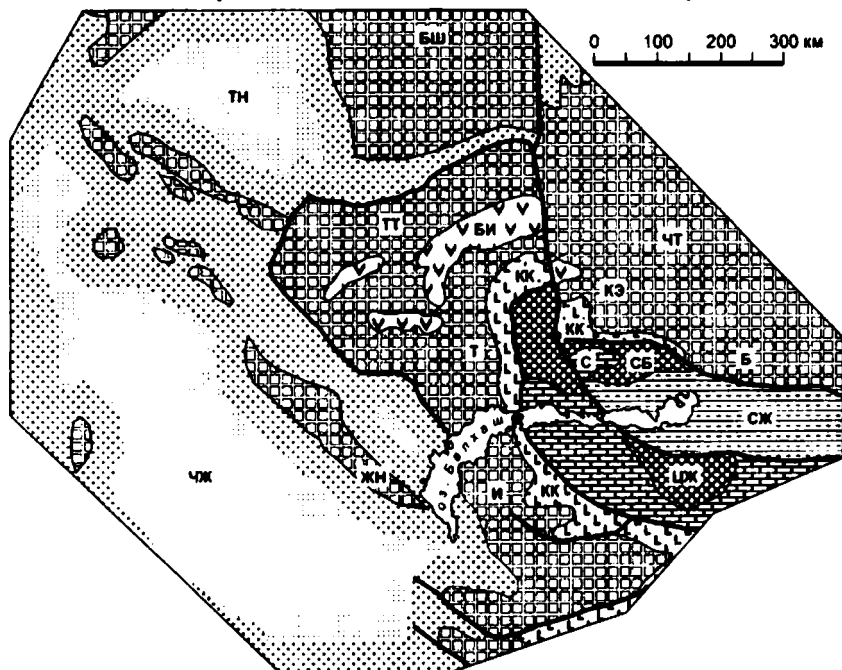


Рис. 3. Палеотектоническая схема для поздневизейского – серпуховского веков. Условные обозначения см. на рис. 1

В середине визе, вероятно, произошло столкновение Катырасан-Котанэмельской островной дуги с континентом (саурская коллизия), которое привело к трансформации ее в окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс. Если строение *Северо-Жунгарского преддугового прогиба* (до 2000 м карбонатно-терригенных осадков) в принципе осталось прежним, то *Северо-Балхашское поднятие* существенно расшири-

лось, хотя в его пределах и сохранился *Саякский реликтовый междууго- вый бассейн* (до 300 м песчаников, конгломератов и известняков).

Катырасан-Котанзмельская вулканическая островная дуга в период коллизии существовала уже только как *реликтовая*, с редкими вулканическими постройками. В разрезах этого возраста количество вулканогенных пород изменяется от 100 % (г. Шольадыр) до 0 % (Аколенская и Акжайдакская синклинали). Наиболее существенными членами разреза являются зеленые средне-крупнозернистые песчаники, иногда со значительной примесью пирокластики, реже мелкогалечные конгломераты и литокристаллокластические туфы дацитового, до риолитового состава, обычно, существенно натриевые, общей мощностью до 1500 м. Эти породы завершают разрез островодужного комплекса и залегают на подстилающих согласно. В конце этапа в пределах островной дуги произошло внедрение надсубдукционных гранодиоритовых комплексов.

Коллизия островной дуги и континента привела к тому, что в середине визейского века все *задуговые бассейны*, включая *рифтогенные прогибы*, прекратили существование и слились с *задуговыми поднятиями* (Илийским, Токрауским, Калмакзмельско-Баканасским), которые отделяли реликтовую островную дугу от возникшего в это время *зачаточного окраинно-континентального Балхаш-Илийского вулcano-плутонического пояса (БИ)*. Вулканыты здесь существенно более калиевые, чем островодужные, и сочетаются в разрезе с красноцветными терригенными породами, которые залегают на нижележащих образованиях резко несогласно.

Саурская коллизия вызвала также разрастание *тыловых поднятий* и замедление развития большей части *тыловых бассейнов*, в которых накапливались маломощные карбонатные толщи.

Этап развития зрелого окраинно-континентального пояса

В среднем и позднем карбоне палеотектоническая зональность была близка к классической зональности активных окраин андийского типа (рис. 4). Бывшие *преддуговой* и *междууговой* прогибы образовали единый *Саякский окраинный бассейн (С)*, заполнявшийся мощными (до 3500 м) карбонатно-терригенными толщами, в которых к концу этапа начинают существенную роль играть конгломераты (на реликтах Северо-Балхашского сегмента развивались рифовые постройки). Вместе с тем Центрально-Жунгарское поднятие расширилось до фронта вулканического пояса.

Балхаш-Илийский вулcano-плутонический окраинно-континентальный пояс сформировался на гетерогенном фундаменте, в основном – на аккреционных призмах тельбесид и саурид. Главные магмоподводящие зоны, конформные простиранию пояса, примерно соответствовали границам призм, т.е. тыловая магмоподводящая зона располагалась на границе

аккреционной призмы и палеоконтинента, а фронтальная – на границе призмы и междугового бассейна. Во фронтальной зоне пояса разрез практически везде начинается с толщи базальных конгломератов (они залегают на островодужных комплексах), а в тыловой терригенное осадконакопление подавлено. Каменноугольные вулканы Балхаш-Илийского пояса представлены наземной андезит-дацит-риолитовой дифференцированной формацией, слагавшей многочисленные вулканические постройки, главным образом, центрального типа. В самом общем виде, разрез начинается с толщи андезитов, андезибазальтов, которые сменяются туфами и игнибридами риодацитов, риолитов (до трахириолитов). Местами в его верхних частях снова появляются пачки андезитов. Характер разреза и мощности достаточно сильно варьируют в различных сегментах пояса, однако поперечная зональность почти везде выражена ростом общей щелочности и увеличением содержаний калия в породах от фронтальных зон к тыловым [1, 9, 11 и др.]. В конце этапа по всей территории пояса происходило внедрение крупных плутонов гранодиорит-гранитной формации.

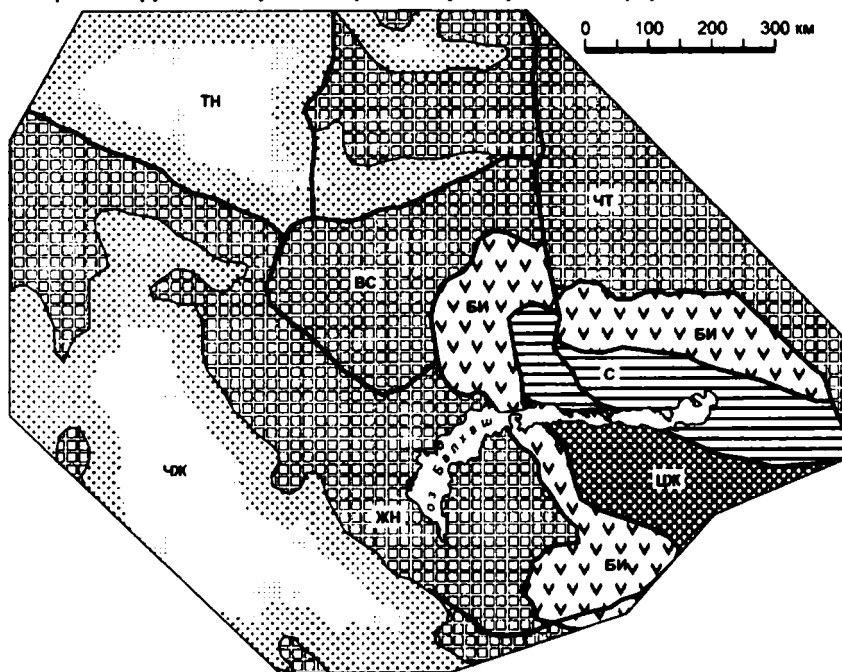


Рис. 4. Палеотектоническая схема для среднего – позднего карбона.
Условные обозначения см. на рис. 1

В тылу вулcano-плутонического пояса располагалась *система обширных тыловых поднятий* (Жалаиро-Найманское, Верхнесарысуйское (ВС), Чингизско-Тарбагатайское (ЧТ)), сильно расширившихся за счет захвата бывших *задуговых поднятий и бассейнов*. Они представляли собой области размыва, обломочный материал из которых поступал в тыловые бассейны.

В современной структуре сохранились в реликты Чу-Жезказганского и Тенизского *тыловых бассейнов*, осложненных локальными поднятиями и периферическими локальными прогибами (Карагандинским, Экибастузским и др.). В них накапливались континентальные терригенные отложения общей мощностью до 1000 м.

Этап саякской коллизии

Примерно на границе карбона и перми произошла быстрая коллизия Казахстанского палеоконтинента и окраинного бассейна, в результате которой длительно (с ордовика) развивавшийся прогиб прекратил свое существование, а накопившиеся в нем толщи были смяты и аккретированы к палеоконтиненту. Вулканические комплексы окраинно-континентального пояса также были деформированы и частично эродированы. Более поздние (пермские) вулканиты часто залегают на каменноугольных с резким несогласием. Таким образом, продолжавший развитие вулcano-плутонический пояс потерял статус окраинно-континентального и стал внутриконтинентальным. Хотя об этом можно говорить только из самых общих соображений, но, вероятно, в это же время произошел перескок зоны субдукции далее, во фронтальную часть аккреционной призмы. Не исключено, что она (по сути – остаточная) стала внутриконтинентальной.

Этап развития зрелого

внутриконтинентального пояса

На заключительном этапе развития активная окраина Казахстанского палеоконтинента имела достаточно простую зональность (рис. 5). На месте аккреционной призмы возникло обширное *Саякско-Жунгарское фронтальное поднятие (СЖ)*. *Тыловые поднятия* в течение этапа постепенно разрослись за счет вовлечения в воздымание периферических частей тыловых прогибов. В сохранившихся *тыловых бассейнах* (Чу-Жезказганском и Тенизском) накопилось около 1000 м континентальных образований, в т.ч. – эвапоритов.

Главной особенностью *Балхаш-Илийского вулcano-плутонического пояса* на этом этапе является резкая смена системы магмоподводящих зон (отмирают продольные зоны и возникают поперечные) и расширение ареала магматической деятельности: по серии поперечных зон магматизм проникает и на тыловые, и на фронтальное поднятия. Особенно широко (от фронтального до тыловых поднятий включительно) распространены

гранитоидные плутоны, составляющие возрастной ряд: гранодиоритовые – граносиенитовые – гранит-аляскистовые. Пермские вулканы представлены преимущественно умеренно щелочными контрастными континентальными формациями: трахиандезитобазальт-трахириолитовой, трахиандезит-трахириолитовой и т.п. В осевой части пояса они залегают на слабодислоцированных вулканических комплексах карбона. Хотя поперечная зональность внутри пояса проявлена слабо (скорее стоит говорить о продольной зональности), надо все же отметить, что вулканы, излившиеся в пределах фронтального поднятия (Саякский вулканический массив), имеют преимущественно натриевую специфику, а вулканы, сформировавшиеся в пределах тыловых поднятий – калиевую.

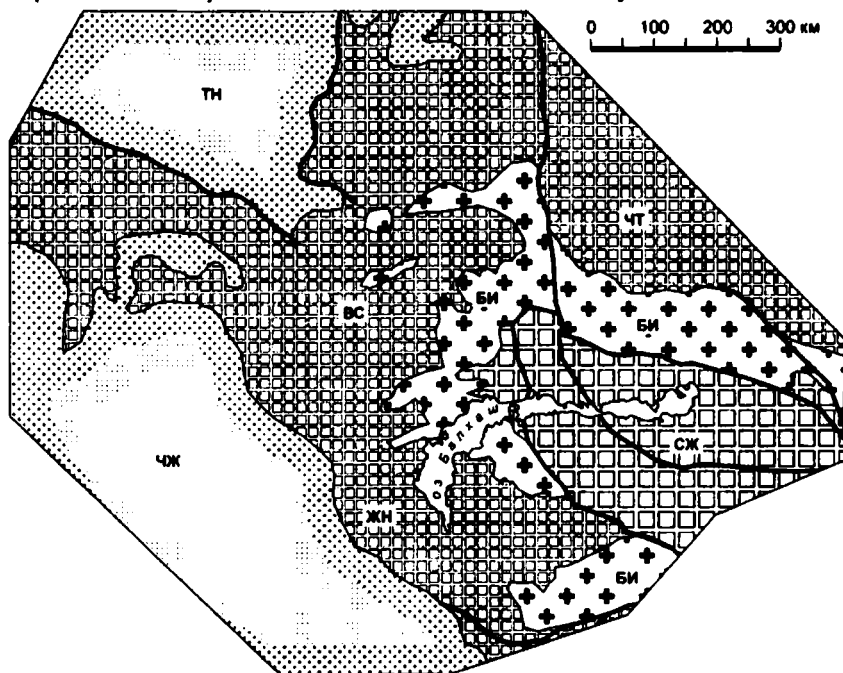


Рис. 5. Палеотектоническая схема для пермского периода.

Условные обозначения см. на рис. 1

Основными структурными элементами пояса в перми были разнообразные вулканотектонические депрессии, в т.ч. – крупные кальдеры. Форма кальдер чаще всего зависит от структуры фундамента. Так кальдеры, сформированные на тельбесских и более молодых аккреционных призмах (фронтальные зоны пояса), как правило, имеют в плане классическую, округлую форму, а возникшие на раннекаледонском (таконском)

фундаменте (тыловые зоны) – полигональную форму (блок-кальдеры). Мощность вулканических комплексов очень сильно варьирует в зависимости от строения конкретных депрессий.

Выводы

1. Позднепалеозойская эволюция активной окраины Казахстанского палеоконтинента сводится, таким образом, к увеличению его площади за счет поэтапной аккреции островных дуг, задуговых и преддуговых прогибов, а также к наращиванию мощности континентальной земной коры.

2. Наиболее долгоживущими оказываются структуры, максимально удаленные от границы плит – *тыловые бассейны*, существовавшие с фаменского века до конца перми. Интересно, что именно в их пределах впоследствии формировались юрские угленосные прогибы (Карагандинский, Шубаркольский и др.), причем юра ложилась на верхний палеозой без заметного углового несогласия (см. статью В.Н. Завражнова в этом сборнике), т.е. в течение всего позднего палеозоя тыловые бассейны оставались недеформированными или слабо деформированными.

3. Степень деформированности других комплексов пород возрастает по мере приближения к окраине палеоконтинента, и таким образом наименее смятыми оказываются вулканические комплексы *внутриконтинентального пояса*, а наиболее – *островодужные*.

4. Анализ скоростей осадконакопления показывает, что они существенно менялись на разных этапах и в различных структурах. Наиболее постоянные и невысокие скорости накопления осадков были в *тыловых бассейнах* (25-50 м/млн лет), а наиболее высокие – в окраинно-континентальном поясе (300 м/млн лет). В периоды, непосредственно предшествовавшие коллизии и следующие за ней, отмечаются резкие уменьшения скоростей осадконакопления практически во всех палеозонах.

5. Палеотектонический анализ эволюции позднепалеозойского магматизма позволяет говорить о геодинамических трансформациях вулканических поясов в ряду *островодужный – окраинно-континентальный – внутриконтинентальный*, связанных, вероятно, с дискретными изменениями положения и угла наклона зоны субдукции (выполаживания) в результате саурской и саякской коллизий.

Л и т е р а т у р а

1. *Бахтеев М.К.* Палеозойские орогенные вулканоплутонические пояса. – М.: Недра, 1987. – 168 с.
2. *Беспалов В.Ф.* Верхний палеозой Восточного Казахстана // Сов. геология. – 1956. – Сб. 52. – С. 35–143.
3. *Веймарн А.Б.* Возможные причины глобальных катастрофических событий на рубеже франского и фаменского веков // Ежегодн. научн. конф. "Ломоносовские чтения". – М.: Изд-во МГУ, 1999. – С. 7–8.

4. *Веймарн А.Б., Милановский Е.Е.* Фаменский рифрогенез на примере Казахстана и некоторых других регионов Евразии. Статья 1 // Бюл. МОИП, отд. геол. – 1990. – Т.65, вып. 4. – С. 34–47.
5. *Геологическая карта Казахской ССР масштаба 1:500 000.* Центрально-Казахстанская серия: Объяснительная записка. – Алма-Ата, 1981.
6. *Геологическая карта Казахской ССР масштаба 1:500 000.* Южно-Казахстанская серия: Объяснительная записка. – Алма-Ата, 1981.
7. *Кошкин В.Я.* Каменноугольный и пермский вулканизм Северного Прибалхашья / В сб.: Проблемы палеовулканологии. – Алма-Ата, 1963. – вып. VI(1). – С. 111–127.
8. *Кошкин В.Я.* Стратиграфия верхнего палеозоя Северного Прибалхашья // Мат-лы по региональной геологии и геофизике Вост. Казахстана. – Алма-Ата, 1983. – С. 57–72.
9. *Курчатов А.М.* Зональность орогенных вулканитов Казахстана (на примере верхнего палеозоя). – М.: Наука, 1984.
10. *О состоянии стратиграфии верхнепалеозойских вулканогенных толщ в Северном Прибалхашье / М.С. Гранкин, Э.Ю. Сейтмуратова, Ал.В. Тевелев и др.* // Геология Казахстана. – 1994. – № 3. – С. 86–90.
11. *Сравнительный анализ девонского и позднепалеозойского вулканических поясов Центрального Казахстана / Ал.В. Тевелев, Б.Я. Журавлев, И.А. Кошелева и др.* // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. – М.: Наука, 1988. – С. 168–181.
12. *Тевелев Ал.В., Кошелева И.А.* Позднепалеозойский вулканизм Южно-Токрауской впадины // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. – М.: Наука, 1988. – С. 181–192.

ТЕЛЕТЕРМАЛЬНАЯ МАЛОПИРИТНАЯ МЕДНОРУДНАЯ ФОРМАЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Месторождения прожилково-вкрапленных медных малопиритных (обычно халькопирит-халькозин-борнитовых) руд на площади ранне-среднедевонского вулканического пояса (ДВП) известны давно и в XIX в. разрабатывались. В 20–60-е годы на ряде месторождений периодически велись разведка или поисковое бурение; позднее поиски и оценка объектов этого типа прекратились. Утрачены рудный керн и большая часть коллекционного материала. Отставание от уровня изученности других меднорудных формаций способствует произвольному толкованию возраста и происхождения руд. В исследованиях рудных районов с 1959 г. участвовала ЦКЭ МГУ.

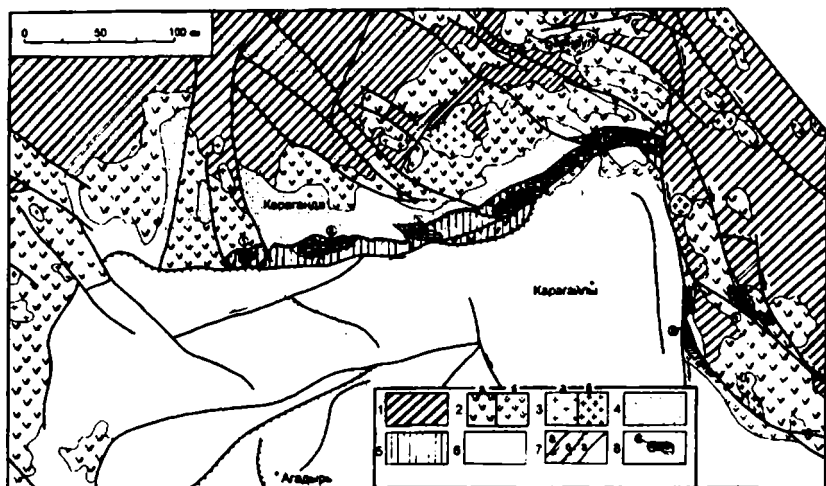


Рис. 1. Схема размещения рудоносных площадей.
(Использована тектоническая карта [17], с уточнениями):

1–5 – область ДВП: 1 – додевонские геологические формации (каледонское основание), 2 – континентальные вулканогенные формации D_1^2 – D_3^1 (а) и примыкающие к ним морские терригенно-базальтоидные формации D_2 (б), 3 – гранитоиды D_{2-3} (а) и PZ_3 (б), 4 – карбонатно-терригенная (D_3 – C_1) и паралическая угленосная (C_1) формации, 5 – Спасский надвиговый пояс (зона смятия); 6 – формации герцинид; 7 – главные разрывные нарушения: сдвиги (а), надвиги (б), прочие (в); 8 – площади концентрации оруденения (цифры в кружках): Сарыадырское рудное поле – 1; рудные узлы: Спасский – 2, Алтынтобе–Кызылшокинский – 3, Беркаринский – 4; рудные зоны: Коктасжартасская – 5, Аиртас-Каиндинская – 6.

Рудные объекты сосредоточены преимущественно в тыловой зоне широтного и юго-восточного сегментов ДВП (рис. 1), в ареалах развития живетских базальтоидов, реже на других уровнях, включая фамен. Их группируют по типам геологических обстановок и морфологии рудных тел, и нередко относят эти группы к различным рудным формациям: меднопорфировой, медноколчеданной, медно-цеолитовой или к полигенным рудам атасуйского типа [7, 8, 12, 13, 14 и др.]. Ранее нами была намечена общность этих групп как гидротермальных вулканогенных [18, 11]. Геологические материалы 80–90-х годов позволяют уточнить и отчасти изменить прежние выводы.

Среди месторождений, приуроченных к *жерловым и субвулканическим фациям кислых лав* наиболее известно Коктасжартас в Спасской надвиговой зоне, традиционно относимое вслед за М.П. Русаковым (20-е годы) к меднопорфировым [8 и др.]. В 60-е годы были установлены среднедевонский возраст вулканитов гряды Коктас и приуроченность оруденения к жерловине [9 и др.]. При доизучении района (О.Е. Беляев и др., 1994) автором составлена геологическая карта рудного поля (рис. 2).

Месторождение приурочено к тектонической пластине, сложенной базальтоидной толщей живетской салкинтауской свиты, прорванной трещинным телом грубофлюидальных базокварцевых риодацитов длиной свыше 4 км. (Большую его часть включали в стратифицированный разрез). Риодациты заключают обломки лав того же состава, местами переходящие в лавобрекчии, а также содержат брекчии, отличающиеся от лавовых резким преобладанием обломков, нередко со следами механического воздействия, blastomylonitовой структурой цемента, слабым аутометасоматическим изменением (альбитизация, окварцевание, серицитизация, в цементе, также хлоритизация и др.). Жилообразные тела последних пересекают лавы и лавовые брекчии, иногда – боковые породы. Все это позволяет отнести их к взрывному типу. Химический состав риодацитов, не искаженный околорудным метасоматозом, приведен в таблице. Синвулканическое изменение брекчий в основном отражено переходом большей части Fe_2O_3 в FeO.

Тектонические пластины рудного поля расчленены поперечными сдвигами; к флангу трещинного тела, меняющего вблизи правого сдвига широтное простирание на меридиональное, приурочено оруденение. В этом блоке (ранее оконтуренном как жерловина), испытавшем перемещение с поворотом и максимальную деформацию, и сосредоточено оруденение, локализованное в взрывных брекчиях. Сгущение рудовмещающих систем трещин в брекчиях связывается с повышенной хрупкостью последних, обусловленной текстурой, а также высокими остаточными напряжениями, свойственными подобным образованиям. За пределами бло-

ка повышенная трещиноватость и рудная минерализация в брекчиях и флюидальных риодацитах встречаются спорадически.

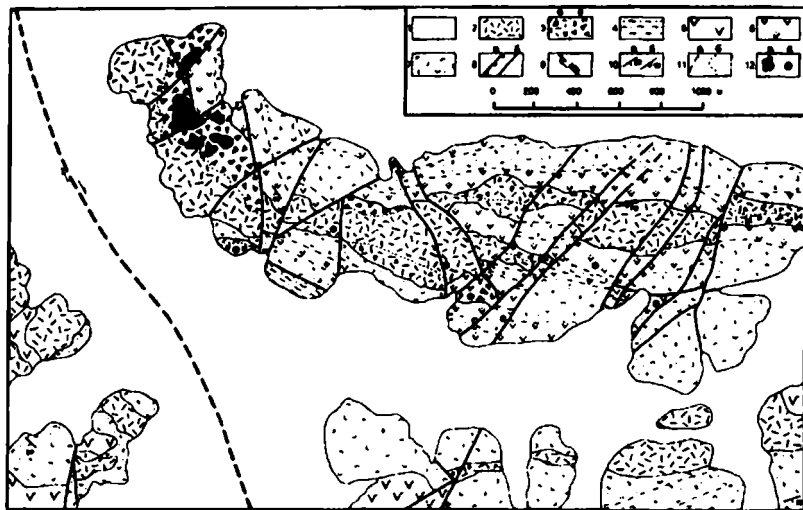


Рис. 2. Схема геологического строения части Коктасжартасского рудного поля. (Составлено с использованием материалов О.Е. Беляева и Л.А. Щеголевой, 1994):

1 – кайнозойские отложения; 2–3 – постсреднедевонские (?) жерловые образования: 2 – риодациты, 3 – лавовые (а) и эксплозивные (б) брекчии риодацитов; 4 – живетский–франский ярусы, карбонатно-терригенная акбастаская свита; 5 – субвулканические образования D₂: андезибазальты; 6–7 – живетский ярус, салкинтауская свита, средняя толща: 6 – лавы и туфы андезибазальтов, 7 – туфы среднего состава, туфогенно-осадочные породы; 8 – надвиги (а), сбросы и сдвиги (б); 9 – сдвиг под чехлом кайнозоя, установленный геофизическими данными и бурением; 10 – залегание поверхностей напластования (а), флюидалности (б); 11 – границы пачек и линии простиранья слоев (а), фациальные границы (б); 12 – меднорудные тела, проявления и точки минерализации Cu (б)

Таким образом, оруденение, пространственно связанное с вулканическим аппаратом, возникло позднее в его деформированной части. На месторождении Теректы оно приурочено к рвущему телу высококальциевых риолитов, в Спасском рудном узле – к телам риодацитов и дацитов. Структурный аналог Коктасжартаса – проявление Салкентау Северное, где блок риолитовых игнимбритов раздроблен и несет оруденение у контакта с аналогичным сдвигом.

Месторождения, ассоциирующие с *субвулканическими телами базальтоидов*, также часто связывают с этими телами парагенетически [14, 11, 8]. В Спасском рудном узле при доизучении намечены две группы тел среднего – основного состава. Мелкие тела первой – от андезитов до базальтов – расланцованы совместно со стратифицированными живет-

скими вулканитами. Андезибазальты более молодой группы местами вмещают оруденение. Они пропилитизированы (площадная пропилитизация с оруденением не связана), деформированы слабее вмещающих пород, рассланцованы локально; небольшие тела близкого состава прорывают терригенную живетско-франскую акбастаускую свиту; плоская форма и пологое залегание ряда тел могут объясняться приуроченностью к надвигам. Изредка наблюдаемые неизменные породы темно-лиловой окраски, не свойственной зеленокаменным девонским базальтоидам в зоне смятия, отличаются от них также пониженными содержаниями Cu (~0,03 %), Cr и Ni (0,00п %). В Малик-Кайнарском грабене прорывание телами ассоциирующих с оруденением базальтоидов терригенных живетско-франских отложений установлено еще в 60-е годы.

*Химический состав рвущих тел риодацитов
Коктасжартасского рудного поля (мас. %)*

Компо- ненты	Номера проб			
	2861/1	2861/3	2653/1	2651/2
SiO ₂	71,2	71,72	71,74	70,1
TiO ₂	0,62	0,62	0,46	0,6
Al ₂ O ₃	13	13,05	13,61	14,75
Fe ₂ O ₃	2,22	0,2	0,49	0,58
FeO	1,83	3,9	1,94	2,72
MnO	0,049	0,042	0,05	0,11
MgO	<0,5	0,5	0,54	0,97
CaO	1,17	0,78	0,83	1,2
Na ₂ O	4,25	3,48	2,8	4,51
K ₂ O	3,95	4,18	6,56	2,97
F	0,048	0,052	0,036	0,034
CO ₂	0,6	<0,2	<0,2	<0,2
п.п.п.	0,85	0,85	0,52	0,58
Сумма	99,84	99,57	99,78	99,32

П р и м е ч а н и е. Пробы – базокварцевый риодацит: 2861/1 – грубофлюидальный (г. Коктас), 2861/3 – эксплозивная брекчия риодацита (г. Коктас), 2653/1 – тонкофлюидальный (к Ю от г. Коктас), 2651/2 – рассланцованный (там же). Химлаборатория Центраэгеологии, Караганда, 1992 г.

Наиболее крупные объекты известны на западе Спасской зоны (Хаджиконган, Жетымшоки и др.). Группу проявлений Сарыадыр, связанных с приразломной пропилитизацией тел миндалекаменных базальтов, иногда относили к медно-цеолитовому типу. На месторождении Жетымшоки оруденение локализовано по периферии тела андезибазальтов в стратифицированных живетских вулканитах, надвинутых на угленосный визе [2]. Наложение оруденения на тектониты лежащего бока покрова, что

объективно следует из данных скважин Г.Ю. Коломенского (1978), характеризует отрыв во времени оруденения от формирования живетских вулканитов. Для этой группы характерна локальная околорудная пропилиитизация, реже, по периферии субвулканических тел – кварц-серицитовый парагенезис с пиритом (Жетымшоқы). Местами оруденелые зоны пересекают поверхности рассланцевания.

Обе группы сходны с меднопорфировой формацией лишь приуроченностью к рвущим телам и прожилково-вкрапленными текстурами. Они нередко пространственно совмещены с рудными телами других типов и контролируются теми же разрывами.

В *зонах дробления*, секущих стратифицированные вулканогенные и осадочные толщи, сосредоточено большинство объектов, чаще мелких. В Спасском рудном узле линзо- и жиллообразные рудные тела охватывают не только салкынтаускую свиту, но местами и нижнюю часть надвинутой на нее пластины, сложенной живетско-франскими вулканомиктовыми и терригенными породами. Здесь впервые для Спасской зоны была отмечена рудоконтролирующая роль секущих разрывов [19]. Тяготение рудоносных площадей и локальных объектов к надвигам и сопровождающим их зонам рассланцевания, нередко пересекаемым рудовмещающими трещинами, характерно и для других месторождений Спасской зоны (Пирамида Горнова, Шийлыозек и др.). На Акилбековской и Шайтандинской площадях оруденение вблизи надвигов также местами охватывает терригенный живет-фран. В юго-восточном сегменте ДВП оно приурочено к зонам сдвигов; рассланцевание более локально.

К *стратифицированным месторождениям* в вулканогенно-осадочных породах принадлежит Беркара (рис. 3). Аргументами его “эффузивно-эксгальционно-осадочного” генезиса [13, 1] служат лишь отмеченные В.И. Сорокиным [15] согласное залегание рудных тел в вулканогенно-осадочной толще и местами глобулярные выделения борнита в слонистых породах или в мелких миндалинах базальтоидов. При этом игнорируются наличие в рудах одной парагенетической ассоциации минералов, сопровождаемой ореолом гидротермального метасоматоза, отсутствие строгой стратификации оруденения в пестрой по составу пачке, контроль рудных участков элементами блоковой структуры [15, 18]. Андезибазальты, в которых местами борнит заместил миндалины (а также цемент брекчий), – мелкие апофизы субвулканических тел, секущих весь разрез рудовмещающей свиты; округлые зерна борнита встречаются только в углистых алевролитах, где они могли замещать глобулы диагенетического пирита, обычного для таких пород. В.И. Сорокиным описаны также петельчатые структуры распада (халькопирит в борните), свиде-

тельствующие о температурах, несовместимых с допущением о выпадении сульфидов из нагретой морской воды.



Рис. 3. Схема геологического строения части Беркаринского рудного поля.

(По материалам В.И. Сорокина и И.А. Кошелевой [18] с уточнениями Е.Ф. Бурштейна, Л.Т. Протасевича и А.П. Урываевой, 1986):

1 – кайнозойские отложения; 2 – живетский–франкий ярусы: карбонатно-терригенная толща; 3 – живетский ярус, даганделинская свита: андезиты и их туфы; 4–9 – зейфельский ярус, иргайлинская свита: 4 – туфы различного состава, туфопесчаники, конгломераты, 5 – риолиты с крупным кварцем (маркирующий горизонт), 6 – туфы среднего, реже кислого состава, туфопесчаники, 7 – туфы риодацитов, туфы, реже лавы андезибазальтов, туфопесчаники, алевролиты, углистые алевролиты, 8 – сфероидные риолиты, туфопесчаники, 9 – андезибазальты, андезиты, дациты, туфы риолитов, туфопесчаники; 10–11 – субвулканические образования D₂: 10 – андезибазальты, андезиты, 11 – натриевые риолиты; 12 – разрывные нарушения; 13 – меднорудные тела (а) и точки минерализации (б)

Отмечалось [18], что оруденение сосредоточено в блоках, прилегающих к рудоконтролирующему сдвигу, где рудовмещающая пачка наиболее деформирована; моноклиальные блоки юго-западного крыла антиклинали с тем же разрезом практически безрудны. Доизучение показало также, что главные рудные тела смежных блоков замещают породы различных пачек выше и ниже маркирующего горизонта риолитов. Антиклиналь рудного поля, крылья которой "скреплены" субвулканическими телами, принадлежит к типу блокированных складок [16]. При деформации таких складок в местах изгиба возникают полости и ослабленные зоны,

которые могут стать рудовмещающими. Рудные участки – смещенные сдвигами фрагменты периклинали.

Стратифицированные залежи в фаменских карбонатных породах представлены месторождениями Кызылшоки и Алтынтобе в Спасской зоне, где прожилково-вкрапленные рудные тела в перекристаллизованных известняках отнесены рядом авторов к вулканогенно-осадочным [12 и др.] или к гидротермально-метасоматическим [7] членам фаменской рудной формации атасуйского типа. Между тем еще в 50-х годах были установлены [5], а позднее уточнены фациальные и формационные отличия фамена крыльев Караганда-Ащисуйского синклинория, благодаря чему расшифрована структура рудного узла, где тектонически совмещены рифтогенные, относительно глубоководные глинистые известняки "южных" и одновозрастные мелководные известняки "северных" фаций фамена*. На обоих месторождениях, по Ю.Ф. Кабанову [6, 4], оруденелые известняки с признаками тектонического раздавливания (дробление, уменьшение мощности) принадлежат к "северным" фациям; на Алтынтобе они перекрыты аллохтонными "южными" толщами фамена и турне, на Кызылшоки – терригенным живетом-франом. Характерно, что ореолы сульфидной минерализации и околорудного метасоматоза на месторождениях местами охватывают породы прилегающих тектонических пластин, и, следовательно, элементы рудно-метасоматических колонн не испытали существенного перемещения. Эти соотношения открывают возможность поисков скрытых рудных залежей на рудоносных площадях надвигового пояса.

Прожилково-вкрапленные текстуры руд, контроль позднепалеозойскими дизъюнктивами, принадлежность вмещающих известняков к фациальной зоне без признаков вулканизма несовместимы с отнесением месторождений к атасуйскому типу. Возраст дислокаций, как и оруденения – не ранее нижнего карбона.

Общность состава и структурных особенностей объектов разных групп, различающихся лишь геологической обстановкой и морфологией рудных тел, их совмещение на локальных площадях и признаки близости возраста позволяют объединить их в одну рудную формацию регионального уровня, которую характеризуют общие черты:

– однотипный малопиритный состав руд; по данным В.И. Сорокина [15], Б.Р. Берикболова [3], В.А. Сафонова (1974) и др., среди сульфидов и сульфосолей преобладают борнит, халькозин, халькопирит, в

* Ось угленосного прогиба не совпадает точно с границей смены фаменских фаций; при перемещении карбона надвигами «северные» фации могут выходить и южнее оси.

меньших количествах присутствует пирит, на отдельных объектах – ковеллин, теннантит, тетраэдрит, встречаются галенит, сфалерит, арсенипирит, иногда – германит, сульванит, реньерит и др.; зависимость комплекса рудных минералов от геологической обстановки заметно не выражена (иногда проявлена в пределах месторождения);

– обедненный геохимический спектр: помимо Cu и Ag установлены As, Sb, Ba, Pb, Zn, Mo, Bi, Ge, Se, Te, Au, но содержания большинства из них намного ниже, чем в меднопорфировых и других эндогенных медных рудах [10, 3 и др.];

– приуроченность к породам, обогащенным Fe^{2+} и/или Ca: вулканитам среднего–основного состава, вулканомиктовым песчаникам, известнякам; замещаются также углеродистые и пиритоносные породы, брекчии кислых вулканитов;

– локальное развитие околорудных изменений преимущественно пропилитового типа с различиями, определяемыми химизмом среды; при более интенсивном оруденении кислых пород изменения близки к березитизации;

– отсутствие или слабое проявление зональности оруденения, иногда выраженной в пределах рудных тел (Беркара [15]);

– связь с зонами долгоживущих глубинных разломов и контроль рудоносных площадей и объектов элементами позднепалеозойской структуры, что объясняет приуроченность оруденения только к сегментам ДВП, испытавшим постнижнекарбоную тектоническую переработку, а в их пределах – преимущественно к площадям Спасского надвигового пояса (зоны смятия) в широтном сегменте, Центрально-Казахстанской, Кайиндинской и Акбастауской сдвиговых зон – в юго-восточном (см. рис. 1).

Наиболее вероятен позднепалеозойский возраст оруденения; нельзя исключить и его разновозрастность в этих рамках. Ассоциация ряда объектов с рвущими телами вулканитов, для части которых предполагается постдевонский возраст, может определяться структурной общностью подводящих каналов или контролирующих последние долгоживущих разломов.

Отмеченные особенности оруденения и значительный отрыв от времени формирования вмещающих толщ характерны для телетермальных месторождений, связанных с флюидами глубинного (для медных вероятно – мантийного) происхождения. Закономерна и приуроченность к мобильной зоне ДВП на сочленении областей с разным возрастом формирования коры и гранитно-метаморфического слоя [17], где, в частности, неоднократно проявлялся базальтоидный вулканизм. Концентрация заметной части оруденения в живетских и более поздних базальтоидах, сопровождавших этапы тектонической деструкции ДВП, объясняется их ро-

лю – продуктов глубинных процессов в мобильных зонах, где впоследствии генерировались рудоносные флюиды, и пород, благоприятных для рудоотложения по литохимическим свойствам.

Телетермальная малопиритная меднорудная формация заслуживает возобновления поисков и оценки. Достаточно вероятно выявление в освоенных экономических районах промышленных концентраций относительно богатых легкообогатимых руд. При появлении нового рудного керна необходимо ликвидировать отставание в минералого-геохимическом изучении и абсолютной геохронометрии руд и околорудных метасоматитов. Не решена и проблема геологического возраста постживетских дорудных субвулканических тел.

Л и т е р а т у р а

1. *Асаналиев У.А.* Стратиформные месторождения цветных, редких и благородных металлов. – Бишкек: Илим, 1991. – 242 с.
2. *Беляев О.Е., Читалин А.Ф.* Тектоника южного обрамления Карагандинского синклиория в свете новых данных. Статья I. – Вестн. МГУ. Геология. Сер. 4. – 1993. – № 6. – С. 65–77.
3. *Берикбоев Б.Р.* Меднорудные месторождения Спасской зоны и их минералого-геохимические особенности (Центральный Казахстан) / Геология, веществ. состав и закономерн. размещ. медн. месторожд. Казахстана. Вып. 1. – Алма-Ата, 1978. – С. 3–20.
4. *Бурштейн Е.Ф., Кабанов Ю.Ф.* Псевдостратиформные месторождения орогенного этапа развития варисцид Центрального Казахстана / Металлогения Тянь-Шаня. – Ташкент, 1979. – С. 22–24.
5. *Быкова М.С.* Стратиграфия и фациальные комплексы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. – Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. – 194 с.
6. *Кабанов Ю.Ф.* Проблемы тектоники восточной части Карагандинского бассейна. – Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 47. – 1972. – Вып. 5. – С. 39–46.
7. *Каюпов А.К., Колесников В.В., Ли В.Г.* Барито-медно-свинцово-цинковая рудная формация / Металлогения Казахстана. Месторожд. меди. – Алма-Ата: Наука, 1978. – С. 160–170.
8. *Колесников В.В.* Медно-порфировая (спасская) субформация / Медно-порфир. месторожд. (Балхашский сегмент). – Алма-Ата: Наука, 1986. – С. 25–27.
9. *Кошелев Г.П.* О строении жерла среднедевонского вулкана Коктас-Джартас и связанном с ним медном оруденении / Мат. по геологии Ц. Казахстана. Т. X. – М.: Изд-во МГУ, 1971. – С. 611–618.

10. Кошелева И.А. Геохимические особенности Коктаждальско-Спасской меденосной зоны / Мат. по геологии Ц. Казахстана. Т. X. – М.: Изд-во МГУ, 1971. – С. 601–610.
11. Металлогенические особенности зоны сочленения каледонид и варисцид Центрального Казахстана (широтная часть) / Е.Ф. Бурштейн, О.Е. Беляев, Ю.Ф. Кабанов и др. / Геология и полезн. ископ. Ц. Казахстана. – М.: Наука, 1977. – С. 259–271.
12. Орлов И.В. Характеристика металлогенических эпох / Геол. СССР. Т. XX. Ц. Казахстан. Полезные ископаемые. Кн. 1. – М.: Недра, 1989. – С. 75–117.
13. Попов В.М. Пластовые месторождения цветных металлов и вопросы их генезиса / Пробл. генезиса руд. – М.: Недра, 1964. – С. 350–368.
14. Решко М.Я. Металлогенические особенности Спасской зоны смятия / Пути повышения эффективн. геологосъем. и поиск. работ. – М, 1973. – С. 47–49.
15. Сорокин В.И. Халькопирит-борнитовые руды в вулканогенно-осадочных породах Беркары // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 1962. – № 2. С. 28–36.
16. Справочник по тектонической терминологии. – М.: Недра, 1970. – 252 с.
17. Тектоническая карта Восточного Казахстана. Масштаб 1:2 500 000 /Под ред. А.В. Пейве. – М.: ГУГК СССР, 1981.
18. Типы медной минерализации и закономерности ее размещения в области сочленения палеозойских структур Чингиза и Прибалхашья / Е.Ф. Бурштейн, А.Б. Веймарн, И.А. Кошелева и др. // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 1968. – № 4. – С. 29–43.
19. Walker E. The Spassky copper mine (Southwest Siberia) // English mineralogy journal. – 1905. – V. 74. – № 27. – P. 1202–1204.

ОТКРЫТИЕ УНИКАЛЬНОГО УГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШУБАРКОЛЬСКОЕ – ИТОГ ПЛАНОМЕРНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ САРЫСУ-ТЕНИЗСКОГО ПОДНЯТИЯ

Открытие Шубаркольского уникального месторождения угля явилось одним из важнейших достижений Центрально-Казахстанской экспедиции Геологического факультета МГУ. Ценность этого открытия значительно превышает расходы экспедиции за всю ее почти 45-летнюю деятельность. Угольное месторождение Шубаркольское было выявлено в 1983 г. на Сарысу-Тенизском поднятии в Шубаркольской впадине при проведении региональных геологосъемочных и геофизических исследований масштаба 1:50 000 сотрудниками Центрально-Казахстанской экспедиции (ЦКЭ) Геологического факультета МГУ и Джезказганской геофизической экспедиции (ДФЭ) Центрально-Казахстанского производственного объединения (ЦКПГО). Это месторождение получило название по одноименному бессточному озеру Шубарколь (Шубаркуль), расположенному поблизости от угленосной мульды.

Территория Сарысу-Тенизского поднятия начала изучаться геологами ЦКЭ с момента создания этой экспедиции профессором А.А. Богдановым в 1949 г. На этой площади в 50-х годах проводили государственную геологическую съемку масштаба 1:200 000 геологические партии под руководством В.Г. Тихомирова, О.А. Мазаровича, Ю.А. Зайцева, О.В. Минервина; затем, начиная с 1963 г., вели площадные геолого-съемочные работы масштаба 1:50 000 партии под руководством Л.Т. Протасевича, В.М. Фрейзона, О.В. Минервина, В.А. Голубовского, В.Н. Завражнова. В разные годы в этом регионе работали тематические отряды В.С. Коптева-Дворникова, Р.Н. Соболева, А.В. Веймарна, А.Л. Юриной, Н.В. Литвинович, М.В. Мартыновой, Т.Н. Воронцовой и др. К 80-м годам почти вся площадь поднятия была достаточно хорошо изучена и почти полностью покрыта кондиционной геологической съемкой масштаба 1:50 000.

В 1982 г. для завершения геологического изучения территории Сарысу-Тенизского поднятия в масштабе 1:50 000 по предложению главного геолога ЦКПГО И.В. Орлова и начальника отдела геолсъемки Н.Л. Габая по согласованию с руководством ЦКЭ (научный руководитель экспедиции Ю.А. Зайцев, главный геолог Е.А. Бабичев, научный руководитель группы партий Т.О. Федоров) были запроектированы соответствующие работы в пределах Шубаркольской впадины. Годом раньше на этой же площади были поставлены опережающие комплексные геофизические исследования масштаба 1:50 000.

К началу этих работ территория Шубаркольской грабен-синклинали считалась малоперспективной для выявления промышленных месторождений полезных ископаемых. В основном проводилась оценка перспектив поисков скрытых месторождений меди джезказганского типа в континентальных толщах позднепалеозойского возраста. Для этой цели предусматривался большой объем картировочного бурения высокопроизводительными станками УРБ-2А-2ГК с гидротранспортом керна. Ранее площадь Шубаркольской впадины была изучена геологосъемочными работами масштаба 1:200 000 (1957), геофизическими работами масштаба 1:50 000 (1965), а также проводившимися в разные годы тематическими биостратиграфическими, литологическими и металлогеническими исследованиями и поисковыми гидрогеологическими изысканиями.

По результатам предыдущих работ центральная часть Шубаркольской структуры рассматривалась как простая брахисинклиналь, сложенная комплексом хорошо обнаженных карбонатно-терригенных пород с возрастом от позднего девона до перми включительно без существенных перерывов и несогласий. Весь разрез был достаточно полно палеонтологически охарактеризован. Следует отметить, что, несмотря на хорошую обнаженность ядра структуры, выходы угля или углефицированных пород на дневную поверхность нигде не отмечались. Исследователи, изучавшие разрез Шубаркольской структуры, сопоставляли его с аналогичными разрезами Джезказганской или Тенизской впадин [1, 4]. Флористические остатки из верхов разреза, собранные при геологической съемке масштаба 1:200 000, были в свое время определены М.Ф. Нейбурт как предположительно позднепалеозойские. Забегая вперед, следует сказать, что флора, отобранная нами в 1983 г. из той же части разреза была также датирована Л.А. Гогановой как пермская. Однако следует обратить внимание и на то, что в отчете за 1957 г. М.В. Мартынова указывала на то, что возраст всей толщи нельзя считать точно установленным, так как породы, литологически сходные с верхней частью разреза Шубаркольской структуры, И.С. Яговкин в районе Джезказгана условно относил к мезозою.

Как показала история геологического исследования региона, несмотря на достаточно несложное геологическое строение центральной части Шубаркольской грабен-синклинали, хорошую обнаженность и наличие некоторых косвенных поисковых признаков углефикации («меловка», являющаяся продуктом выветривания углефицированных пород, комплексные литогеохимические и радиоактивные аномалии, связанные, как выяснилось, с линзами выветрелых углей, аномалии вызванной поляризации над угольными горизонтами и пр.), реальные перспективы площади не были выявлены. Оценке этих перспектив препятствовали установившиеся взгляды на позднепалеозойский возраст верхней части разреза,

уникальное, нехарактерное для Казахстана, унаследованное развитие палеозойской и более молодой структуры в центральной части впадины, отсутствие явных несогласий в разрезе континентальных образований и, наконец, некоторое сходство юрских отложений Шубаркольской впадины с пермскими толщами Джеккаганской впадины, среди которых также встречаются углефицированные породы. Следует добавить, что флористические остатки из верхней части разреза Шубаркольской впадины, неоднократно определявшиеся как позднепалеозойский, имели сходный облик с позднепалеозойскими формами Сибири, что особо подчеркнул профессор В.А. Вахромеев (ГИН АН СССР), переопределявший флору, собранную нами в 1983 г., и первым датировавший ее ранней юрой (1985).

Впервые рабочие горизонты углей в Шубаркольской впадине были обнаружены в картировочных скважинах в июле 1983 г. Сотрудники ЦКЭ выявили уголь в двух скважинах на профиле XIII, расположенном поперек угленосной структуры (руководил бурением В.Н. Завражнов, документировал Д.К. Фролов), тогда же сотрудники ДГФЭ встретили уголь при заверке аномалий на восточном замыкании этой брахисинклинали (руководил бурением В.В. Гайдышев, документировала Л.С. Кирсанова).

Затем, при детализации профиля XIII, которую проводил Н.И. Буйнов с целью составления полного перекрытого разреза угленосных отложений, было выявлено положение основного угольного горизонта, его строение и максимальная мощность (27 м), что позволило оконтурить площадь развития угленосной толщи, проследить распространение этого горизонта по всей угленосной мульде, составить первую геологическую карту этой структуры в масштабе 1: 25 000 (О.М. Володина) и подсчитать прогнозные ресурсы угля по категории P_1 в количестве 1 млрд т с коэффициентом надежности 0,5.

В октябре 1983 г. эти материалы, а также первая предварительная заявка, составленная Н.И. Буйновым и В.Н. Завражновым, по рекомендации Е.А. Бабичева и Н.Л. Габая были переданы в отдел первооткрывательства ЦКПГО [6]. В первый момент заявка и сопроводительные материалы не вызвали особого интереса, так как было известно, что пермские отложения Центрального Казахстана бесперспективны на поиски углей, а в мезозойских отложениях могут присутствовать только залежи бурых углей низкого качества, невыдержанной мощности, с небольшими запасами.

Однако сразу же после получения первых результатов анализов отобранных нами угольных проб, оказалось, что угли являются каменными, высококалорийными и весьма малозольными (содержание золы 5–7 %). После получения этих результатов в ноябре 1983 г. на основании собранных нами материалов и официальной заявки № 103, геологом В.М. Бекманом (Карагандинская геохимическая экспедиция ЦКПГО) был со-

ставлен проект на производство детальных поисков углей на площади Шубаркольской мульды. В этом проекте В.М. Бекман впервые предположил наличие угленосной толщи юрского возраста в пределах Шубаркольской впадины, и, соответственно, возраст углей принят юрским.

В дальнейшем это предположение подтверждено анализом отобранных нами при картировочном бурении спорово-пыльцевых проб (палинолог Т.Н. Стреляева, ЦКПГО), а также результатами повторных определений флоры (В.А. Вахромеев) и пресноводных моллюсков (Г.Г. Мартинсон, Институт озероведения АН СССР). В 1984 г. на площади Шубаркольской угленосной мульды по проекту В.М. Бекмана Гапеевская угольная экспедиция ЦКПГО приступила к детальным поисковым работам. Тогда же, летом 1984 г. Макинская спецэкспедиция, проводившая заверку радиометрических аномалий в этом районе, подтвердила несколькими скважинами наличие угля на южном борту мульды, на основании чего сотрудниками этой экспедиции также была подана заявка на первооткрывательство угля в Шубаркольской впадине.

Проведенные в 1984 г. под руководством Ю.В. Яковенко детальные поисковые работы полностью подтвердили материалы официальной заявки № 103, составленной в ноябре 1983 г. от имени сотрудников ЦКЭ и ДГФЭ. После этого по инициативе генерального директора ЦКПГО Л.Ф. Думлера и генерального директора треста Карагандауголь Н.А. Дрижда было принято постановление Совмина Казахской ССР и Минуглепрома СССР, согласованное с Госпланом СССР и Мингео СССР о проведении ускоренной предварительной разведки Шубаркольского угольного месторождения с одновременным проведением детальной разведки на центральном участке месторождения с тем, чтобы в 1986 г. обеспечить попутную добычу угля, а в 1987 г. утвердить запасы углей в ГКЗ СССР.

Используя богатый опыт разведки угольных месторождений, применив прогрессивные методы геологоразведочных работ, совмещая отдельные этапы изучения, подразделения ЦКПГО удалось в короткий срок (1985–1987) провести разведку Шубаркольского месторождения, закончив предварительную разведку в 1985 г., детальную – в 1986 г., и утвердить запасы всего месторождения в ГКЗ СССР в 1987 г. (2121 млн т, в том числе для открытых работ в количестве 1689 млн т.) Таким образом, разведка Шубаркольского месторождения, начиная с момента подачи заявки до утверждения запасов в ГКЗ, была проведена за 4 года [3].

Быстрые темпы освоения месторождения и строительство в сжатые сроки разведочно-эксплуатационного разреза позволили на 10–11 лет раньше приступить к промышленной разработке месторождения, что дало дополнительную добычу угля, и позволило высвободить в качестве технологического сырья около 4 млн т карагандинских коксующихся углей,

которые должны были использоваться для сжигания как энергетические.

По результатам проведенных разведочных работ в продуктивной толще Шубаркольского месторождения выделяются три угольных горизонта: «Верхний» мощностью от 35,52 до 3,32 м, «Средний» – от 3,3 до 1 м, «Нижний» – от 7,88 до 1,13 м. Наиболее простое строение и максимальную полезную мощность (до 32 м) имеет «Верхний» угольный горизонт в северо-западной части месторождения; здесь угленосность на одной трети площади месторождения составляет более 35 млн т на 1 км², на 25 % площади угленосность составляет 35-20 и на остальной – менее 20 млн т на 1 км². Два других угольных горизонта сложены несколькими тонкими пластами и для отработки открытым способом не пригодны.

Угли Шубарколя – гумусовые, полублестящие, малозольные, малосернистые, малофосфористые, «не соленые», по ГОСТу относятся к марке Д. Зольность угольной массы «Верхнего» угольного горизонта 5,7 %, с учетом засорения породой 6–11 %, максимальная влажность 15,3 %, низшая теплота сгорания рабочего топлива 21,99 МДж/кг, выход летучих веществ 43,4 %. Максимальная глубина залегания кровли «Верхнего» пласта в центре мульды – 120 м, Средний коэффициент его вскрыши – 3 м³/т. Запасы угля по месторождению по категории А+В+С₁ – 1 644 264 т, по категории С₂ – 477 018 т, в том числе для открытой разработки по категории А+В+С₁ – 1 614 969 т, по категории С₂ – 211 063 т.

Угли Шубаркольского месторождения являются высококачественным энергетическим сырьем и, кроме того, могут использоваться как отощающая добавка в шихту спекающихся углей при коксовании; кроме того, эти угли перспективны для получения жидких продуктов в процессе гидрогенизации.

Сопутствующим полезным ископаемым на месторождении Шубарколь являются сидериты, которые присутствуют в надугольной толще в виде линз и прослоев мощностью от первых сантиметров до 0,5 м. Содержание FeO составляет в среднем около 50 %, MnO – 1,15 %. Прогнозные ресурсы железа по категории Р₂ во вскрышных породах достигают 110 млн т, марганца – 2,5 млн т. В настоящее время ввиду сложности извлечения сидеритов из общей массы вскрышных пород они направляются в отвал [6].

Среди известных бассейнов и месторождений мира нет близкого аналога, который сочетал бы в себе, подобно Шубаркольскому месторождению, исключительное качество углей и благоприятные условия для высококорентабельной эксплуатации.

Наиболее похожим зарубежным аналогом Шубарколя, по мнению профессора МГУ М.В. Голицына, является месторождение Серрехон-Норте на севере Колумбии, составляющее часть крупного угленосного

района Эль Серрехон, где верхнемеловые – неогеновые отложения слагают несколько синклинальных структур общей площадью около 180 км², при мощности угленосных образований до нескольких сотен метров. Запасы угля до глубины 100 м составляют 950 млн т, от 100 до 200 м – 1050 млн т. Угли месторождения Серрехон-Норте каменные с высоким выходом летучих веществ (от 5,7 до 48 %), теплота сгорания углей 16,8–34,4 МДж/кг, содержание золы 1,8–45 %. Угли отвечают требованиям энергетического сырья, а также могут служить добавкой в коксовых шихтах. Добыча угля ведется открытым способом. Около половины добытого угля экспортируется в Западную Европу.

Сравнение Шубаркольского месторождения с лучшими месторождениями мира показывает, что по качеству углей и горно-геологическим условиям Шубарколь не уступает этим месторождениям.

По низкому содержанию золы угли Шубарколя можно сравнить только с лучшими в мире антрацитами и полуантрацитами Куангниньского бассейна во Вьетнаме (зольность угольных пачек от 1,6 до 12 %). Однако по горно-геологическим условиям – коэффициенту вскрыши и глубине залегания (глубже 300 м залегают 50 % запасов Куангниньского бассейна, рассредоточенных в 7 угольных пластах мощностью от 2,7 до 10,7 м) – этот бассейн значительно уступает Шубаркольскому месторождению [2, 5]. Уникальное угольное месторождение Хэт-Крик в Канаде превосходит Шубарколь по углеплотности при равных запасах; там мощность четырех сближенных «пачетов» угольных пластов достигает 450 м при суммарной мощности угольных пачек 300 м и разведанных запасах 1,5 млрд т. Однако глубина залегания угля на месторождении Хэт-Крик достигает 120–660 м, зольность угля высокая – 28 %, влажность – 20 %. Таким образом, хотя Хэт-Крик превосходит Шубарколь по углеплотности, но значительно уступает по качеству углей и горно-геологическим условиям [5].

Примерно так же выглядит сравнение Шубарколя с еще одним уникальным по углеплотности гигантским австралийским месторождением – Лэтроб-Вэлли, где сложнопостроенная угленосная толща эоцено-олигоценного возраста мощностью 300–360 м. включает 5 пластов, сложенных землистым бурым рыхлым углем с зольностью 2,5–13 %, высокой влажностью (53–66 %) и низкой теплотой сгорания при естественной влажности – 3–4 МДж/кг (сухого топлива – 12 МДж/кг) [2, 5].

По горно-геологическим условиям Шубаркольское месторождение уступает лучшему по этому показателю Экибастузскому бассейну в Республике Казахстан, где на площади 155 км² в пяти пластах, образующих сверхмощный угольный комплекс, сосредоточено 7 млрд т каменного угля, а с учетом выемки высокозольных пачек – 11 млрд т. Однако глубина залегания угля на Экибастузе достигает 700 м, зольность углей состав-

ляет 40–45 % и выше, угли очень труднообогатимы, т. е. эти показатели значительно уступают Шубаркольскому месторождению [2, 5].

В заключение следует сказать, что открытие и освоение Шубаркольского угольного месторождения, помимо большого практического значения как новой крупной базы высококачественных энергетических углей в Казахстане, имело существенное поисковое и научное значение. Это открытие заставило пересмотреть устоявшееся среди геологов представление о наличии в мезозойских отложениях Казахстана только залежей низкокачественных бурых углей, что послужило толчком к расширению поисков высококачественных углей в мезозойских толщах Центрального Казахстана и, как следствие, привело к открытию ряда новых месторождений каменного угля (в том числе антрацитов в районе Ушкагыльской впадины).

За участие в открытии уникального Шубаркольского угольного месторождения сотрудники Центрально-Казахстанской экспедиции Геологического факультета МГУ Н.И. Буйнов и В.Н. Завражнов получили дипломы первооткрывателей месторождения, а сотрудники ЦКЭ О.М. Володина и Д.К. Фролов были признаны содействующими открытию этого месторождения. Помимо этого, за открытие и освоение Шубаркольского месторождения коллектив геологов (в том числе сотрудник ЦКЭ В.Н. Завражнов) был отмечен Государственной премией СССР за 1988 г.

Л и т е р а т у р а

1. *Геология СССР. Т. XX. Центральный Казахстан* / Под ред. Ш.Е. Есенова, Е.Д. Шлыгина). – М.: Недра, 1972. – pp I, с. 532; pp II. – С. 380.
2. *Горная энциклопедия*. – М.: Советская энциклопедия, 1984. – 2891 с.
3. *Думлер Л.Ф., Педаш Е.Т., Ко Н.А. Ускорение геолого-разведочных работ на примере разведки Шубаркольского угольного месторождения // Разведка и охрана недр*. – 1987. – № 12. – С. 18–22.
4. *Зайцев Ю.А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улытау*. – М.: Изд-во МГУ, 1961. – 176 с.
5. *Матвеев А.К. Угольные месторождения зарубежных стран*. – М., 1966. – 460 с.
6. *Новое месторождение углей Шубарколь в Центральном Казахстане (Сарысу-Тенизский водораздел)* / В.Н. Завражнов, Е.А. Бабичев, Н.И. Буйнов и др. // *Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология*. – 1985. – № 3. – С. 66–69.

Содержание

<i>Е.Е. Милановский.</i> Профессор Ю.А. Зайцев – выдающийся исследователь геологии Казахстана (к 70-летию со дня рождения)	3✓
<i>Л.И. Филатова, Хе Гоци.</i> Верхний протерозой Синьцзяна (стратиграфическая и историко-геологическая оценка)	11✓
<i>Т.Н. Хераскова.</i> Проблемы внутреннего строения докембрийских массивов Центрального Казахстана	25✓
<i>В.И. Борисенок.</i> Нижний палеозой западного сегмента Центрального Казахстана – структурно-формационная зональность	35✓
<i>К.Е. Дегтярев.</i> Эволюция раннепалеозойских островодужных систем востока Казахстана и проблема местоположения палеоокеанического бассейна	43✓
<i>А.В. Рязанцев.</i> Структурный план среднего и верхнего палеозоя Урало-Монгольского пояса, проблема поздних деформаций	51✓
<i>А.М. Курчавов.</i> Геодинамическая обстановка проявления девонского континентального магматизма Казахстана и юга Западной Сибири	65✓
<i>Т.О. Федоров, О.Е. Беляев, В.Н. Завражнов.</i> Девонские вулканические пояса Центрального Казахстана и Южного Урала в сравнении	73✓
<i>П.Л. Тихомиров, А.М. Курчавов, О.В. Васюкова.</i> Среднедевонский вулканизм Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) и Чингизского мегантиклинория (Центральный Казахстан): сравнительная характеристика и геодинамическая интерпретация	79✓
<i>А.Б. Веймарн, А.Н. Абрамова, О.В. Артюшкова, В.Н. Барышев, К.Е. Дегтярев, Л.И. Кононова, В.А. Маслов, В.М. Мосейчук, В.Н. Пазухин, В.Н. Пучков, Ал.В. Тевелев, И.В. Шмелев, А.В. Яркова.</i> Типы разрезов отложений фаменского яруса Южного Урала	96✓
<i>Ал.В. Тевелев.</i> Развитие юго-восточной окраины Казахстанского палеоконтинента в позднем палеозое	113✓
<i>Е.Ф. Буриштейн.</i> Телетермальная малопиритная меднорудная формация Центрального Казахстана	126✓
<i>В.Н. Завражнов.</i> Открытие уникального угольного месторождения Шубаркольское – итог планомерного геологического изучения Сарысу-Тенизского поднятия	136✓

Научное издание

**ГЕОЛОГИЯ КАЗАХСТАНА
И ПРОБЛЕМЫ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**

(К 50-летию Центрально-Казахстанской
экспедиции геологического факультета МГУ
и 70-летию профессора Ю.А. Зайцева)
Труды лаборатории складчатых поясов

Редакторы:

академик РАН, профессор Е.Е. Милановский,
доктор геол.-минер. наук А.Б. Веймарн
кандидат геол.-минер. наук Ал.В. Тевелев.

Компьютерная верстка Ал.В. Тевелев.

Изд. лиц № 040414 от 18.04.97

Подписано в печать 12.07.2001

Усл. печ. л. 8,4

Тираж 100 экз. Заказ № 45

Формат 60x90/16. Бумага офс. №1

Уч.-изд. л. 7,4

Ордена "Знак Почета" издательство Московского университета.
103009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.

Отпечатано в отделе оперативной печати
геологического ф-та МГУ.

119899, Москва, Воробьевы горы.