

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.24 (5-925.3)

МЕХАНИЗМ РАЗВИТИЯ СИСТЕМЫ ОСТРОВНАЯ ДУГА—ЗАДУГОВЫЙ БАССЕЙН
И ГЕОДИНАМИКА САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ
В ПОЗДНЕМ РИФЕЕ — РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Ю.А. Зорин, Е.В. Складчиков, В.Г. Беличенко, А.М. Мазукабзов

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

На основе анализа современных представлений о механизме образования островных дуг и задуговых бассейнов предлагается более строгий подход к палеогеодинамическим реконструкциям Саяно-Байкальской складчатой области. Основной причиной образования современных островных дуг и задуговых бассейнов является откатывание желоба (rollback) в сторону океана вследствие последовательного погружения в мантию участков толстого и холодного океанического слэба, обладающего отрицательной плавучестью. При стагнации океанического слэба нарушается динамическое равновесие в субдукционной системе, что приводит к увеличению скорости отката желоба. В результате континентальная магматическая дуга трансформируется в островную дугу, в тылу которой формируется новая океаническая кора окраинного моря. Дальнейшее развитие субдукционного процесса может приводить к деформациям островной дуги и задугового бассейна и приращению сложных покровно-складчатых структур с участием задуговых и островодужных породных комплексов к континенту (аккреция и коллизия) даже без участия крупных коллидирующих блоков. Применение этой модели для Саяно-Байкальской складчатой области показывает, что окраинные бассейны рифея и венда—раннего палеозоя играли гораздо более существенную роль в формировании геологической структуры данной области, чем это считалось ранее. Эти бассейны являлись основным местом накопления осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, а в последующем — ареной проявления коллизионно-аккреционных событий: складчатости, метаморфизма и гранитоидного магматизма.

Островная дуга, задуговой бассейн, океанический слэб, стагнация, субдукция, коллизионно-аккреционный ороген, палеогеодинамические реконструкции.

ISLAND ARC-BACKARC BASIN EVOLUTION: IMPLICATIONS FOR LATE RIPHEAN-EARLY
PALEOZOIC GEODYNAMIC HISTORY OF THE SAYAN-BAIKAL FOLDED AREA

Yu.A. Zorin, E.V. Sklyarov, V.G. Belichenko, and A.M. Mazukabzov

We suggest a more rigorous approach to paleogeodynamic reconstructions of the Sayan-Baikal folded area proceeding from update views of the origin and evolution of island arcs and back-arc basins. Modern island arcs and attendant back-arc basins form mainly by trench rollback caused by progressive subduction of negatively buoyant thick and cold oceanic slabs. Slab stagnation upsets the dynamic equilibrium in the subduction system, which accelerates the rollback. As a result, a continental volcanic arc transforms into an island arc, with oceanic crust production in the back-arc basin behind it. As subduction progresses, the island arc and the back-arc basin may deform, and fold-thrust structures, with involved back-arc basin and island-arc complexes, may accrete to the continent (accretion and collision) without participation of large colliding blocks. When applied to the Sayan-Baikal area, the model predicts that the Riphean and Vendian-Early Paleozoic back-arc basins were more active agents in the regional geologic history than it was thought before. They were deposition areas of sedimentary and volcanosedimentary complexes and then became the scene of collision and accretion events, including folding, metamorphism, and plutonism.

Island arc, back-arc basin, oceanic slab, stagnation, subduction, collisional-accretionary orogen, paleogeodynamic reconstructions

ВВЕДЕНИЕ

Значительная роль венд-раннепалеозойских и позднерифейских островодужных серий в строении Саяно-Байкальской складчатой области отмечалась всеми исследователями, изучавшим в последние 15—20 лет геологию этого региона [Беличенко, Боос, 1988; Зоненшайн и др., 1990; Şengör et al., 1993; Альмухамедов и др., 1996; Зорин и др., 1997; Khain et al., 2002; Парфенов и др., 2003; Kovalenko et al., 2004; Гордиенко и др., 2006]. Указанные серии однозначно выделяются на основании петрологических и геохимических данных. Однако в цитируемых работах мало внимания уделялось отложениям задуговых (окраинных) бассейнов. Собственно говоря, в большинстве публикаций эти отложения как объекты отдельного изучения вообще не выделялись, а либо включались в островодужные серии, либо относились к пассивным окраинам континентов. Только в последние годы осадочно-метаморфические толщи в непосредственном обрамлении Сибирской платформы начали относить к задуговым бассейнам [Makrygina, Petrova, 1998; Беличенко и др., 2003; Макрыгина и др., 2007; Зорин и др., 2007].

В большинстве предложенных палеогеодинамических реконструкций предполагалось, что островные дуги рифея и венда—раннего палеозоя коллидировали с пассивной окраиной Сибирского континента либо непосредственно, либо в составе композитных террейнов. В последнем случае формирование островных дуг и задуговых морей увязывалось с тектонической историей микроконтинентов, формирование которых могло происходить на значительном расстоянии от Сибирского континента. Такие ситуации не находят аналогов в современных геодинамических обстановках, рассмотрение которых показывает, что островные дуги с окраинными морями располагаются только вблизи крупных континентов, а блоки с древней корой (микроконтиненты) либо располагаются внутри окраинных морей, либо образуют цоколи отдельных островов в составе островных дуг [Bird, 2003].

В настоящей статье на основе рассмотрения новых геологических, геохимических и геохронологических данных с учетом современных представлений о механизме образования и развития островных дуг и окраинных бассейнов делается попытка реализовать более строгий актуалистический подход к палеогеодинамическим реконструкциям, что позволяет сделать вывод о значительно большей, чем это считалось ранее, роли окраинных морей рифея и венда—раннего палеозоя в формировании Саяно-Байкальской складчатой области.

ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ МЕХАНИЗМ ЭВОЛЮЦИИ ОСТРОВНЫХ ДУГ И ЗАДУГОВЫХ БАСЕЙНОВ

Главной причиной формирования островных дуг и окраинных морей в результате откатывания желобов в сторону океана, по нашему мнению, является стагнация относительно древних океанических слэбов в переходной зоне мантии. Основные положения такого механизма были изложены и аргументированы ранее [Зорин и др., 2006, 2007], поэтому здесь приводится только возможный сценарий эволюции островных дуг и задуговых бассейнов, положенный в основу анализа геодинамической эволюции Саяно-Байкальской складчатой области.

Массовые силы, связанные с плавучестью древних частей океанических слэбов, очевидно, не являются единственным фактором, определяющим динамику островных дуг и задуговых бассейнов на всем протяжении их развития. Значительную роль играют также силы, обусловленные вязким трением астеносферных конвективных течений, которые индуцируются как самим движением субдуктирующего слэба [Тёркот, Шуберт, 1985], так и его охлаждающим влиянием [Froidevaux, Nataf, 1981; Добрецов и др., 2001]. Эти силы обеспечивают «подсасывание» (suction) висячего крыла зоны субдукции к месту погружения океанического слэба в мантию и порождают сжатие в окрестностях островной дуги (рис. 1, А).

При стагнации океанического слэба нарушается динамическое равновесие, в результате чего и происходит откатывание желоба в сторону океана. Это в совокупности с подсасыванием порождает растяжение в земной коре над зоной субдукции. Континентальная магматическая дуга превращается в островную дугу, в тылу которой в результате растяжения и рассеянного спрединга формируется новая океаническая кора окраинного моря (см. рис. 1, Б). Образованию окраинного моря предшествует континентальный рифтинг. Значительному растяжению земной коры над зоной субдукции способствует утонение континентальной литосферы за счет трансформации ее нижней части в астеносферу из-за снижения температуры плавления горных пород, которое происходит в результате поступления флюидов из субдуктирующего слэба. Если имеются благоприятные условия (наличие ослабленных зон с простираем, близким к простираению края континента), то в откатывание желоба могут вовлекаться блоки континентальной земной коры, в результате чего образуется энсиалическая островная дуга.

Отторгнутые от континента блоки коры могут отставать в своем движении от откатывающегося желоба и образовывать острова (микроконтиненты) в пределах окраинного бассейна. Горизонтальная часть стагнированного слэба испытывает сильное сопротивление своему движению, что должно уменьшить скорость субдукции. Однако уменьшение скорости, скорее всего, имеет глобальный характер и

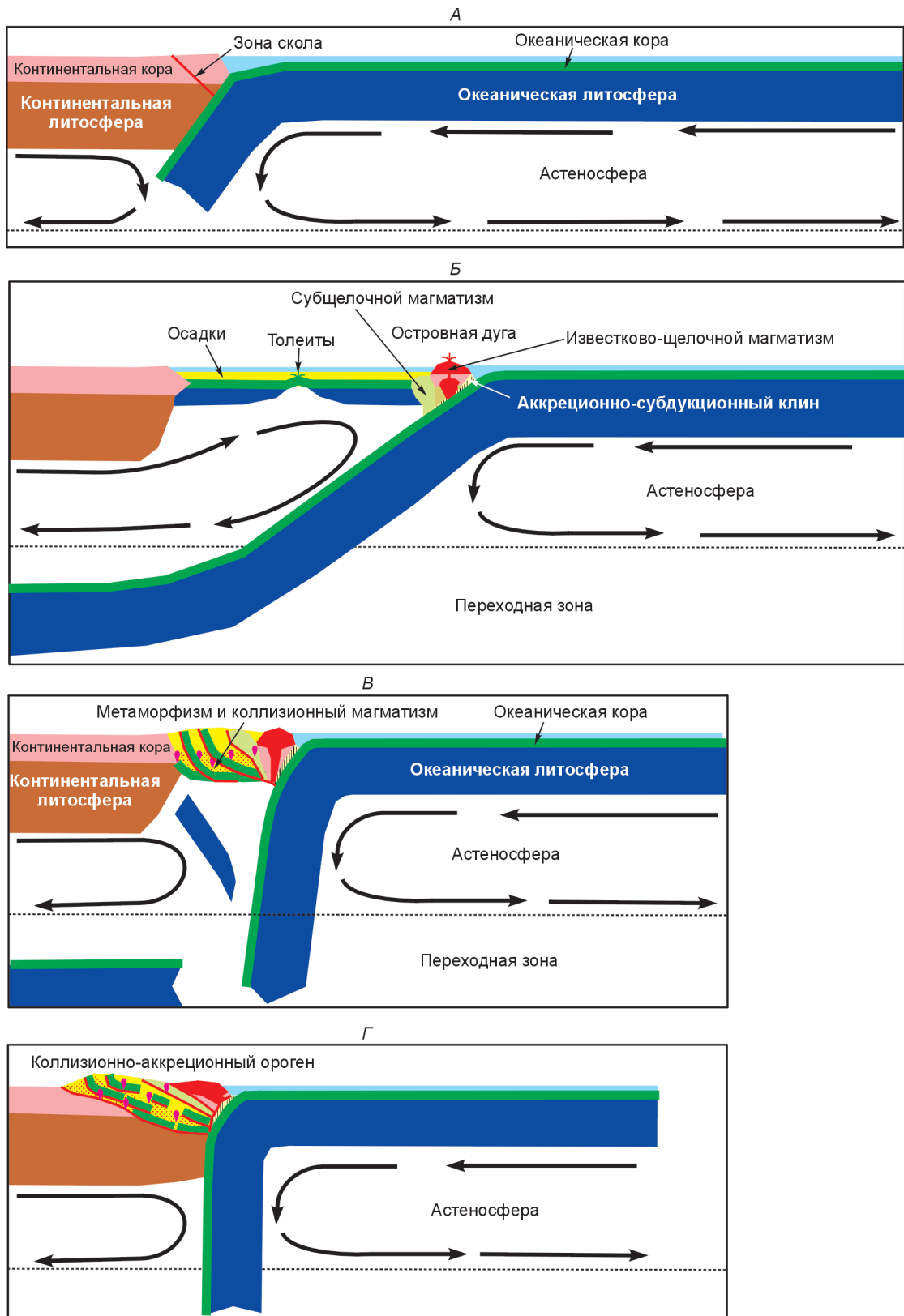


Рис. 1. Стадии развития островной дуги и окраинного бассейна.

А — субдукция океанического слэба под континент без стагнации, сжатие земной коры над зоной субдукции; *Б* — стагнация слэба, откатывание желоба в сторону океана, растяжение коры над зоной субдукции и образование островной дуги и окраинного бассейна; *В* — отрыв слэба от его стагнированной части и погружение слэба в нижнюю мантию, сжатие и утолщение коры окраинного бассейна и островной дуги; *Г* — дальнейшее сжатие и надвигание коллизионно-аккреционного орогена на континент.

может быть связано с изменением вязкости астеносферы. Так или иначе, замедление субдукции ведет к увеличению времени пребывания наклонной части слэба в верхней мантии и к его несколько большему разогреву за счет теплообмена с окружающей средой. Разогрев же приводит к увеличению средней плотности наклонной части слэба. Увеличение массовой силы, действующей на эту часть слэба, может привести к ее отрыву от горизонтальной (стагнированной) его части. Слэб начнет погружаться в нижнюю мантию, угол его наклона увеличится, и откатывание желоба в сторону океана сменится его движением в сторону континента. Растяжение в крайнем море сменится сжатием и море начнет закрываться (см. рис. 1, *B*). Основную роль в сжатии играют силы подсосывания, обуславливающие сближение континента с островной дугой.

Закрытие задугового моря может осуществляться как путем возникновения вторичных зон субдукции, имеющих различную полярность, так и без их возникновения. Из-за разницы в деформационных свойствах коры и мантии при дальнейшем сжатии мантийная часть литосферы островной дуги и крайнего бассейна должна отслаиваться от земной коры, отрываться от нее и погружаться в верхнюю мантию (см. рис. 1, *B*). При этом мантийная литосфера замещается астеносферой, что приводит к увеличению теплового потока. В результате сжатия на месте системы островная дуга—крайний бассейн образуется коллизионно-аккреционный ороген, который наращивает континент (см. рис. 1, *Г*).

Под современными островными дугами толщина земной коры составляет 35—40 км, а под крайними морями она обычно не превышает 15 км, из которых 7—9 км приходится на океаническую кору и 5—8 км — на осадочную толщу. Для превращения системы островная дуга—крайнее море в коллизионно-аккреционный ороген необходимо, чтобы толщина земной коры достигла 45—50 км, т. е. под островной дугой она должна увеличиться в 1.2—1.5 раза, а под крайним морем — в 3—3.5 раза. Исходя из идеи о сохранении объема земной коры, нужно полагать, что во столько же раз при сжатии должны сократиться ширина островной дуги и ширина крайнего моря. Таким образом, кора крайнего бассейна должна деформироваться в гораздо большей степени, чем островодужная.

Утолщение земной коры при сжатии происходит за счет складчатости и главным образом за счет образования надвигов со сравнительно небольшой толщиной пластин (*thin skin tectonics*). При движениях по таким надвигам в задуговом бассейне могут экспонироваться фрагменты океанической коры его основания (см. рис. 1, *B*). Такие офиолиты, естественно, не маркируют границы каких-либо террейнов, а просто отражают частные деформации коры крайних морей. При утолщении коры в результате ее деформации часть осадочных пород задугового бассейна попадает на глубины, соответствующие низам коры, где эти породы в условиях повышенного теплового потока метаморфизуются, и из них выплавляются граниты коллизионной стадии. При дальнейшем сжатии метаморфизованные породы коллизионно-аккреционного орогена могут надвигаться на континент (см. рис. 1, *Г*). Такое надвижение, как будет показано ниже, происходит уже по единому детачменту (*thick skin tectonics*).

Сжатие коллизионно-аккреционного орогена должно продолжаться до тех пор, пока субдуцирующий слэб погружается в нижнюю мантию без стагнации в переходной зоне. Отсутствие стагнации уменьшает сопротивление движению слэба, и скорость субдукции увеличивается. При этом уменьшается степень его разогрева за счет теплообмена с верхней мантией, и опять возникают условия для сохранения оливина в метастабильном состоянии, что может привести к стагнации слэба и откатыванию желоба. Следовательно, процесс образования островных дуг и раскрытия крайних морей может повторяться, но для этого необходимо, чтобы возраст океанического слэба оставался достаточно древним.

Таким образом, чередование периодов образования островных дуг и раскрытия задуговых морей с периодами закрытия этих морей и формированием коллизионно-аккреционных орогенов может быть связано соответственно с увеличением и с уменьшением скорости субдукции древней океанической литосферы. При этом изменение скорости субдукции должно иметь глобальный характер, так как наблюдается примерная синхронность этих периодов на громадных площадях. Так, образование островных дуг в венде—раннем кембрии и последующий ордовикский орогенез происходили практически одновременно во всей Центральной Азии [Добрецов, Буслев, 2007]. Изменение скорости субдукции связано с изменением высоты и объема срединно-океанических хребтов: при ее увеличении хребты растут, а при уменьшении — их объем уменьшается [Хаин, Ломизе, 1995]. Это явление должно приводить к чередованию трансгрессий и регрессий океана. И действительно, в венде—кембрии, когда в Центральной Азии формировались островные дуги (т. е. скорость субдукции была достаточно высокой для обеспечения стагнации океанических слэбов), имела место трансгрессия, в результате которой практически все платформы превратились в шельфы с карбонатными отложениями. В конце кембрия началась регрессия океана, а затем — раннекаледонский орогенез, который, как мы полагаем, связан с уменьшением скорости субдукции и прекращением стагнации слэбов.

Ниже на нескольких примерах мы попытаемся показать, что вытекающие из изложенного выше сценария закономерности распределения серий пород островных дуг и крайних бассейнов, зон метаморфизма и магматизма применимы и для интерпретации палеогеодинамики Саяно-Байкальской склад-

чатой области. Мы рассматриваем Джидинско-Хамардабанский и Ольхонский районы, где развитие островных дуг и задуговых бассейнов и их аккреция к Сибирскому континенту имели место в венде—раннем палеозое, а также Байкало-Патомскую и Байкало-Муйскую зоны, где аналогичные события протекали в позднем рифее. Выбор этих районов обусловлен их большей изученностью, а также относительно хорошей сохранностью слагающих их серий пород, которые в других местах Саяно-Байкальской складчатой области в значительной мере поглощены громадными массами позднепалеозойских гранитоидов, становление последних произошло уже в обстановке позднепалеозойско-раннемезозойской активной окраины андийского типа [Zorin, 1999].

ДЖИДИНСКО-ХАМАРДАБАНСКИЙ РАЙОН

Джидинская зона традиционно рассматривалась как фрагмент обширного Палеоазиатского океана. В ее пределах выделялись магматические породы открытого океана, островных дуг и океанических островов с возрастом от позднего венда до верхнего ордовика [Альмухамедов и др., 1996; Гордиенко, 2006; Гордиенко и др., 2007]. Хамардабанская зона, расположенная севернее Джидинской, первоначально трактовалась как микроконтинент [Альмухамедов и др., 1996; Зорин и др., 1997], а затем, когда возраст метаморфизма слагающих ее пород был оценен в 488 ± 0.5 — 474 ± 5 млн лет [Salnikova et al., 1998], как вендераннепалеозойская пассивная окраина Сибирского континента [Гордиенко, 2006; Гордиенко и др., 2007].

Однако геохимические исследования, выполненные в последние годы, показали, что метабазалты слюдянской серии, слагающей низы разреза Хамардабанской зоны, могут быть отнесены к ВАВВ — базальтам задуговых бассейнов [Макрыгина и др., 2007]. Кроме метабазалтов в строении этой серии принимают участие мраморы, кварциты и метаграувакки. Состав последних позволяет предполагать наличие двух источников сноса: выступов метаморфического фундамента кратона и островной дуги. В хангарульской серии Хамардабанской зоны наряду с метаграувакками и мраморами, диагностируются метатUFFиты андезитового состава. Залегающая выше собственно хамардабанская серия, представленная терригенными и терригенно-карбонатными отложениями флишоидного типа, амагматична. Химизм входящих в нее метаграувакк (высокие содержания Cr и Ni), а также наличие обломков основных пород в той части серии, которая метаморфизована в зеленосланцевой фации, позволяют полагать, что источником сноса была островная дуга, ее фрагменты диагностируются в сопредельной Джидинской зоне [Макрыгина и др., 2007].

К островодужным образованиям Джидинской зоны (рис. 2) относятся бонинит-базальтовая, риолит-андезитовая и туфовая толщи, а также базит-гипербазитовый и плагиогранит-диоритовый комплексы [Гордиенко и др., 2007]. При этом предполагается, что базит-гипербазитовый комплекс (расчлененные офиолиты) слагал основание островной дуги. Возраст гранитоидов второго комплекса, типичного для островных дуг, оценивается в 504—506 млн лет [Гордиенко и др., 2006].

Следует отметить, что многочисленные небольшие тела расчлененных офиолитов, пространственно связанные с надвигами, картируются и в других местах Джидинской зоны к северу от полосы островодужных образований [Беличенко и др., 2003]. Эти офиолиты, судя по их химическому составу, являются супрасубдукционными, т. е. относятся не к открытому океану, а к задуговому морю [Khain et al., 2002]. В отдельных случаях расчлененные офиолиты, представленные толеитами, перекрываются субщелочными базальтами, на которых залегают карбонаты. Такое сочетание пород позволяет предполагать существование гайотов [Беличенко и др., 1996; Гордиенко и др., 2007]. Гайоты, в основании которых преобладают субщелочные (а не щелочные) базальты, по-видимому, также относятся к задуговому морю [Martinez et al., 2007].

В северной части Джидинской зоны широко развиты терригенные и терригенно-карбонатные флишоидные отложения [Беличенко, Боос, 1988]. Источниками обломочного материала при формировании этих отложений являлись как островная дуга, так и гайоты [Гордиенко и др., 2007]. Флишоидная толща северной части Джидинской зоны сходна с аналогичными образованиями Хамардабанской зоны (с собственно хамардабанской серией). Их различия заключаются в большей степени метаморфизма пород в Хамардабанской зоне и, возможно, в более молодом возрасте самых верхов разреза Джидинской зоны, где появляются осадки мелководного моря. Изложенные сведения позволяют полагать, что вся Хамардабанская зона и северная часть Джидинской зоны могут быть отнесены к единому задуговому бассейну, сопряженному с Джидинской островной дугой (см. рис. 2).

Трансформация островной дуги и задугового бассейна в коллизионно-аккреционный ороген произошла в первой половине ордовика, на что указывает возраст коллизионных гранитоидов, он оценивается в 490 ± 2 — 476 ± 2 млн лет [Гордиенко и др., 2007], что совпадает с приведенным выше возрастом метаморфизма пород Хамардабанской зоны. Обращает на себя внимание пространственное положение зон метаморфизма различных степеней. Гранулитовый метаморфизм отмечается только в сравнительно узкой части Хамардабанской зоны, непосредственно примыкающей к Сибирскому кратону. Породы остальной части зоны метаморфизованы в амфиболитовой фации. Изограды метаморфизма секут страти-

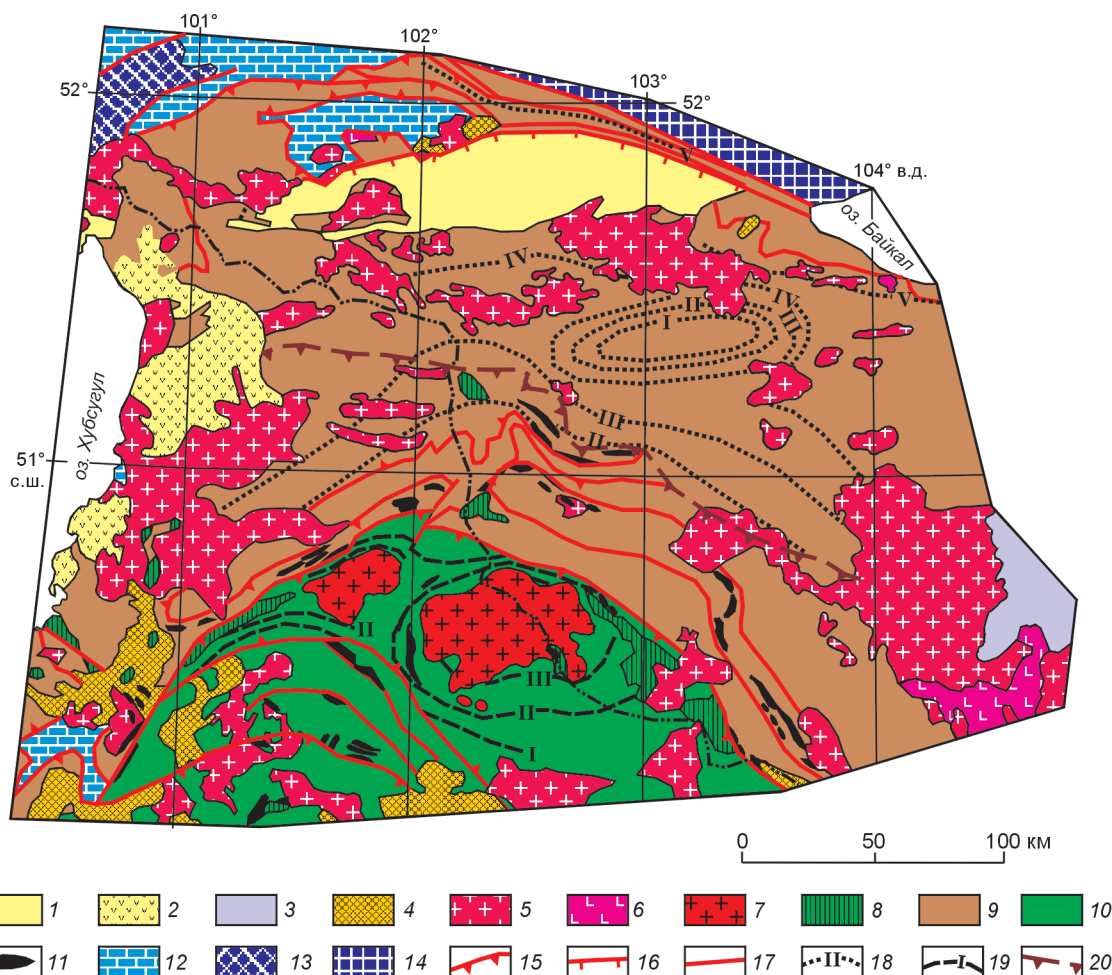


Рис. 2. Геологическое строение Джидинско-Хамардабанского района.

1 — кайнозойские отложения Тункинской рифтовой впадины; 2 — кайнозойские базальты; 3 — мезозойская осадочно-вулканогенная толща; 4 — позднепалеозойские (298 млн лет) граносиениты и сиениты; 5 — ордовикские (478—495 млн лет) гранитоиды; 6 — ордовикские диориты и габбро; 7 — кембрийские (505—540 млн лет) тоналиты и гранодиориты; 8 — кембрийские габбро и диориты; 9 — венд-раннепалеозойские осадочные и осадочно-вулканогенные серии пород окраинного бассейна; 10 — венд-раннепалеозойские вулканогенные и осадочно-вулканогенные серии островной дуги; 11 — гипербазиты (фрагменты расчлененных офиолитов); 12 — венд-раннепалеозойский карбонатный чехол Тувино-Монгольского микроконтинента; 13 — Гарганская глыба (ранний докембрий); 14 — Сибирский кратон; 15 — надвиги; 16 — сбросы; 17 — разломы с неустановленной кинематикой; 18 — изограды ордовикского метаморфизма: I — граната, II — ставролита и андалузита, III — силлиманита, IV — силлиманита — калиевого полевого шпата, V — гиперстена; 19 — изограды кембрийского метаморфизма: I — граната, II — ставролита и дистена, III — силлиманита; 20 — предполагавшаяся ранее граница между Джидинской (к югу) и Хамардабанской (к северу) зонами.

графические границы (см. рис. 2). На большей части Джидинской зоны метаморфизм не превышает степени зеленосланцевой фации, и только вокруг массивов островодужных плагиогранитов и гранодиоритов он достигает амфиболитовой фации. Амфиболитовый метаморфизм в Джидинской зоне, связанный со становлением островодужных гранитоидов, явно является более древним, чем амфиболитовый и гранулитовый метаморфизм в Хамардабанской зоне, обусловленный становлением коллизионных гранитоидов (см. рис. 2).

Обращает на себя внимание интересная особенность коллизионного метаморфизма: на современном эрозионном срезе породы задугового бассейна оказываются метаморфизованными в большей степени, чем породы островной дуги, и в них степень метаморфизма возрастает в направлении к Сибирскому кратону. Мы полагаем, что наблюдаемое явление связано с большей деформацией земной коры задугового бассейна по сравнению с деформацией изначально утолщенной коры островной дуги при горизонтальном сжатии (см. выше). При этом осадки задугового бассейна вместе с фрагментами его океанической коры попадают на большие глубины, где подвергаются метаморфизму и частичному плавлению в условиях повышенного теплового потока, свойственного задуговым морям (см. рис. 1, В). При дальнейшем сжатии породы задугового бассейна надвигаются на смежный континент. Если такое надвигание

происходит по единому detachmentу (а не по серии более мелких надвигов, по которым происходило «скупивание» земной коры), то обращенная к кратону часть аллохтона приобретает более высокое положение, чем его остальные части. Последующая денудация приводит к тому, что при приближении к кратону последовательно экспонируются породы все более глубинных фаций метаморфизма (см. рис. 1, Г).

Утолщенная земная кора островной дуги, в основании которой значительную роль играют интрузивные породы, при коллизии с континентом деформируется меньше, чем кора задугового бассейна. Кора островной дуги расщепляется на отдельные тектонические пластины, но в целом ее первичная стратификация, видимо, в какой-то мере сохраняется. Поэтому при сопоставимой глубине эрозионного среза степень метаморфизма слагающих ее пород может оказаться ниже, чем степень метаморфизма пород задугового бассейна.

ОЛЬХОНСКИЙ РАЙОН

В этот район включается как сам о. Ольхон, так и сравнительно узкая (около 15 км), но протяженная (150 км) полоса метаморфических горных пород на западном побережье оз. Байкал (рис. 3). После того, как было установлено, что возраст метаморфизма этих пород является не раннепротерозойским, а

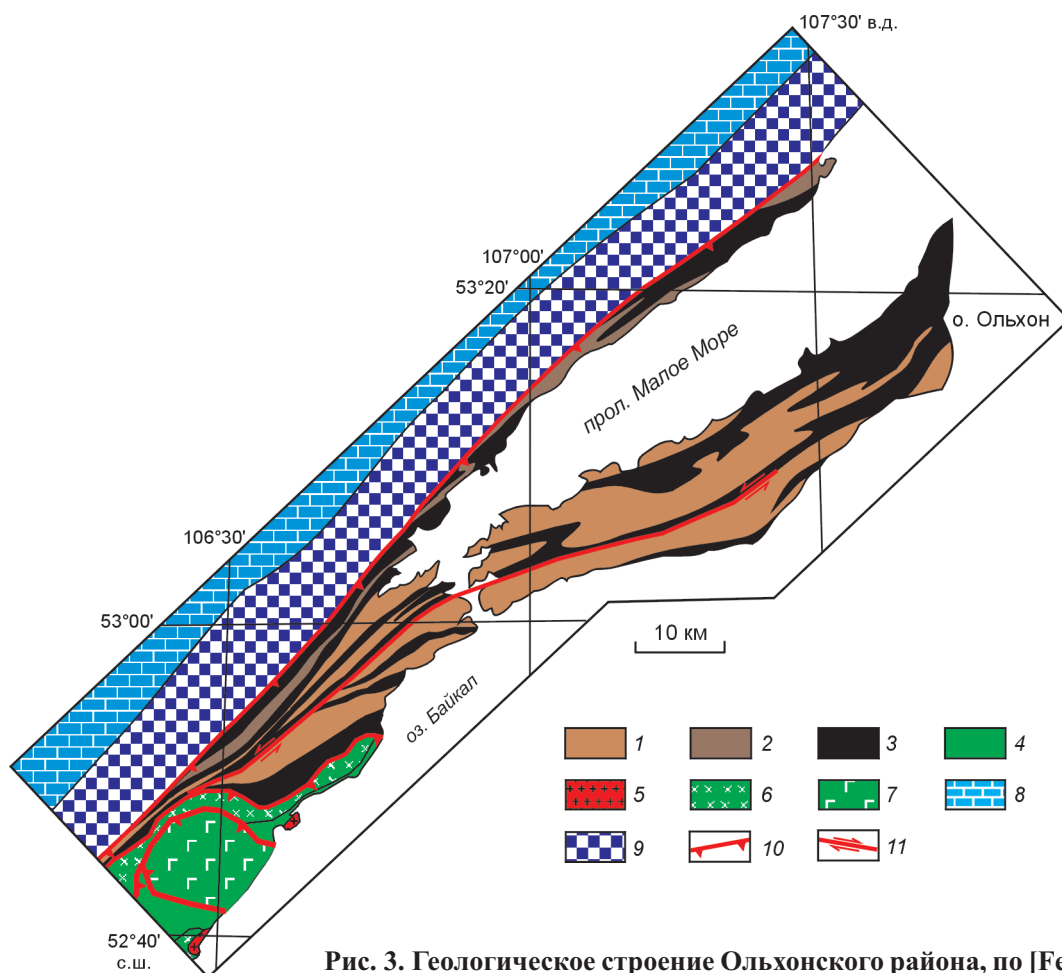


Рис. 3. Геологическое строение Ольхонского района, по [Fedorovsky et al., 2005] с дополнениями авторов.

1 — гнейсы по кlasticким породам задугового бассейна, метаморфизованным в амфиболитовой фации (многочисленные мелкие тела гранитов с возрастом 465—500 млн лет, которые широко здесь развиты, в выбранном масштабе показать невозможно); 2 — те же кlasticкие породы задугового бассейна, но метаморфизованные в гранулитовой фации; 3 — расчлененные офиолиты с базальтами толеитового состава и с метасадочными породами низов разреза задугового бассейна; 4 — субщелочные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы тыловой части островной дуги (метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации); 5 — раннепалеозойские граниты; 6 — раннепалеозойские метаморфизованные монцодиориты и диориты; 7 — метаморфизованные субщелочные габбро и монцогаббро Бирхинского массива с возрастом 500—530 млн лет; 8 — рифейско-раннепалеозойский осадочный чехол Сибирской платформы; 9 — раннекембрийский фундамент платформы; 10 — крупные надвиги; 11 — главная сдвиговая зона.

ордовикским [Бибикова и др., 1990; Летников и др., 1990], они начали относиться не к выступу фундамента платформы, как это считалось ранее, а либо к островодужному [Беличенко и др., 1994; Зорин и др., 1997; Khain et al., 2002; Парфенов и др., 2003], либо к композитному [Fedorovsky et al., 2005] террейну, коллидировавшему с Сибирским континентом в раннем палеозое. В последнем случае предполагалось, что на первом этапе коллизии островная дуга причленилась к террейну с древней (докембрийской) корой, а на втором — этот составной террейн аккрегировал к кратону.

К собственно островной дуге (см. рис. 3) относятся метаморфические породы ангинской серии, развитые в южной части Ольхонского района (Крестовская и Правоангинская зоны, по [Fedorovsky et al., 2005]). Они представлены метаэффузивами основного и среднего составов, субщелочными габброидами, монцогаббро, монцодиоритами и диоритами. Слои кварцитов и мраморов относятся, по-видимому, к отложениям шельфа островной дуги. Метаморфизм горных пород соответствует эпидот-амфиболитовой фации [Fedorovsky et al., 2005].

Большая часть магматических пород является субщелочной. Это, наряду с другими геохимическими особенностями, позволяет относить их к тыловой части энсиалической островной дуги, осевая часть которой экспонируется на п-ове Святой Нос, но в основном погребена под кайнозойскими осадками Байкальской впадины (Ангинско-Таланчанская островная дуга, по [Макрыгина и др., 2007]).

Возраст субщелочных габброидов Бирхинского массива, относящегося к тыловой части этой островной дуги, по Sm-Nd изохроне оценивается в 530 ± 23 млн лет [Бибикова и др., 1990]. Ar-Ar метод по магматическому паргаситу из этого же массива дает 500 ± 3 млн лет [Fedorovsky et al., 2005]. Время существования островных дуг оценивается, по крайней мере, первыми десятками миллионов лет [Парфенов и др., 2003; Busby, 2004]. Приведенные выше оценки возраста магматических образований вряд ли определяют время начала развития островной дуги, а просто указывают на то, что в это время дуга уже существовала.

Северная (большая) часть Ольхонского района (Чернорудская и Анга-Сатюртская зоны, по [Fedorovsky et al., 2005]) сложена разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, силикатно-карбонатными породами, мраморами, мафическими гранулитами и амфиболитами, метагаббро и метаультрабазитами, объединяемыми многими исследователями в ольхонскую серию [Макрыгина и др., 2007] (см. рис. 3). Интенсивная складчатость, сопровождающаяся надвигами, и развитие сдвигов обусловили крутое падение пачек и линз этих образований. Метаморфизм горных пород в узкой Чернорудской зоне, непосредственно примыкающей к Сибирской платформе, относится к гранулитовой фации. Большая часть ольхонской серии метаморфизована в амфиболитовой фации, причем степень метаморфизма убывает в юго-восточном направлении. В этой зоне широко распространены биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и гранитогнейсы. В полях развития этих пород наблюдаются купольные структуры [Fedorovsky et al., 2005], ядра которых сложены гранитогнейсами и мигматитами. С последними тесно связаны синметаморфические граниты, образующие многочисленные жилы, дайки и мелкие массивы в пределах поля развития пород ольхонской серии.

Состав амфиболитов и метабазитов ольхонской серии отвечает толеитовым базальтам с несколько повышенной железистостью и содержаниями Rb, Ba, Th и Sr по сравнению с аналогичными характеристиками толеитов N-MORB, что позволяет сопоставить их с базальтами задуговых морей [Макрыгина и др., 2007]. Они, очевидно, совместно с метаультрабазитами представляют собой реликты океанической коры окраинного моря.

Судя по геохимическим данным [Макрыгина и др., 2007], метаосадочно-вулканогенные и метаосадочные породы ольхонской серии также могут быть отнесены к образованиям задугового моря. Так, диопсидовые сланцы по составу отвечают туффитам (туфы основных пород с примесью карбонатного материала). Биотитовые гнейсы, видимо, представляют собой метаморфизованные песчаники, источниками кластического материала которых являлись выступы фундамента платформы и островная дуга. Гранат-диопсидовые гнейсы на диаграмме Бхатия попадают в поле граувакк, характерных для окрестностей островных дуг. Мраморы и кварциты богаты примесью углеродистого вещества и по набору элементов-примесей (Mo, Ag, U) близки к черным сланцам, образовавшимся в результате метаморфизма осадков, которые накапливались в морском бассейне с застойными явлениями [Макрыгина и др., 2007].

Время преобразования системы островная дуга—окраинное море в коллизионно-аккреционный ороген определяется возрастом метаморфизма и синметаморфических гранитов ольхонского комплекса. Возраст метаморфизма U-Pb методом по циркону оценен в 485 ± 5 млн лет [Бибикова и др., 1990]. Оценки возраста синметаморфических гранитов, обобщенные в работе [Fedorovsky et al., 2005], колеблются от 500 млн лет (метод SHRIMP по цирконам) до 465 млн лет (U-Pb метод по цирконам). Такой разброс возрастов может отражать не только ошибки, присущие каждому методу, но в какой-то мере и продолжительность процесса формирования коллизионно-аккреционного орогена. Возраст протолита синметаморфических гранитов U-Pb методом по ядрам цирконов оценивается в 1890 и в 2175 млн лет [Fedorovsky et al., 2005]. Возраст этот может свидетельствовать не об участии в коллизии древнего блока с континентальной корой, как это предполагалось в [Fedorovsky et al., 2005], а о том, что часть обломочного

материала песчаников окраинного моря поставлялась с выступов фундамента Сибирской платформы. Эти песчаники в результате метаморфизма превратились в парагнейсы ольхонской серии с выплавлением гранитов.

Обращает на себя внимание тот факт, что тенденция, отмеченная в Джидинско-Хамардабанском районе, повторяется и в Ольхонском: степень метаморфизма пород аккреционно-коллизийного орогена повышается по направлению от островной дуги к континенту. Как и в предыдущем случае, это объясняется надвиганием орогена на континент по единому детачменту. Следует отметить, что в юго-восточном обрамлении Сибирского кратона горизонтальная амплитуда такого надвигания, судя по геофизическим данным, может достигать 100—150 км [Zorin et al., 2002].

БАЙКАЛО-ПАТОМСКАЯ И БАЙКАЛО-МУЙСКАЯ ЗОНЫ

Байкало-Патомская складчатая зона, расположенная северо-восточнее оз. Байкал (рис. 4), сложена толщей преимущественно метаосадочных пород (патомский комплекс). Время накопления отложений этой толщи по микрофоссилиям, строматолитам и микрофитолитам, а также по немногочисленным ра-

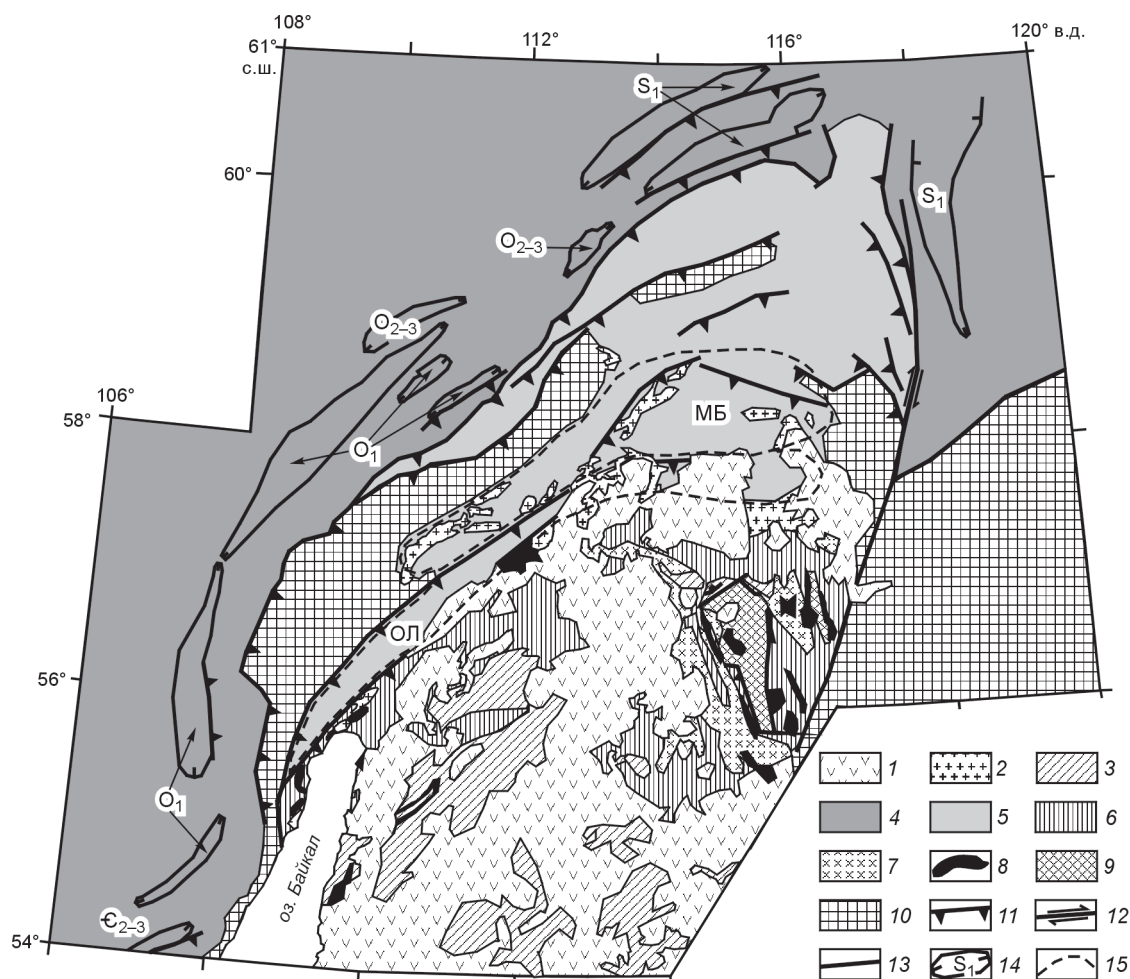


Рис. 4. Геологическое строение Байкало-Патомской и Байкало-Муйской зон.

1 — позднепалеозойские гранитоиды; 2 — раннепалеозойские граниты мамско-оронского комплекса; 3 — осадочные и осадочно-вулканогенные толщи венд-раннепалеозойского задугового бассейна; 4 — позднерифейско-раннепалеозойский осадочный чехол Сибирской платформы; 5 — Байкало-Патомская зона позднерифейского окраинного бассейна, сложенная преимущественно карбонатными и кластическими отложениями с небольшим количеством эффузивов; 6—9 — Байкало-Муйская позднерифейская островодужная зона: 6 — эффузивы и эффузивно-осадочные породы; 7 — гранитоиды; 8 — основные и ультраосновные магматические породы (расчлененные офиолиты); 9 — Муйская глыба (блок раннедокембрийских метаморфических пород в позднерифейской островодужной зоне); 10 — выходы раннедокембрийского фундамента Сибирской платформы; 11 — надвиги; 12 — сдвиги; 13 — разломы с неопределенной кинематикой; 14 — линейные синклинали складки осадочного чехла Сибирской платформы (латинские буквы с индексами — возраст наиболее молодых пород, принимающих участие в складчатости); 15 — границы подзон Байкало-Патомской зоны, упомянутые в тексте (МБ — Мамско-Бодайбинский синклиорий, ОЛ — Олоkitский прогиб).

диологическим датировкам эффузивов определяется как позднерифейское-нижневендское (1050—600 млн лет т. н.) [Станевич и др., 2006].

Байкало-Патомская зона относилась либо к сложнодеформированной краевой части Сибирского кратона, перекрытого плитным комплексом [Парфенов и др., 2003], либо к рифейской пассивной континентальной окраине [Зоненшайн и др., 1990; Зорин и др., 1997; Гордиенко, 2006]. Довольно сложная трактовка природы рассматриваемой зоны приводилась в работе [Хоментовский, Постников, 2001], где предполагалось, что пассивная окраина континента здесь существовала только в интервале от 1050 до 850 млн лет т. н. С 850 до 720 млн лет Байкало-Патомская зона развивалась как задуговой бассейн, а затем (до 610 млн лет т. н.) — как краевой прогиб. С учетом новых данных авторы настоящей статьи полагают, что породные комплексы всего этого временного интервала формировались в обстановке окраинного (задугового) бассейна [Зорин и др., 2007].

Патомский комплекс сложен углеродистыми сланцами, метапсаммитами, метаалевролитами, высокоглиноземистыми метапелитами и карбонатными породами. В нижней половине разреза значительную роль играют карбонаты, а обломочный материал метапсаммитов представлен продуктами размыва выступов фундамента Сибирского кратона. Отложения этой части разреза относятся к шельфовым. В верхней половине разреза на юге Байкало-Патомской зоны в пределах Мамско-Бодайбинского синклиниория (см. рис. 4) отложения приобретают флишоидный характер. Здесь существенную роль играют углеродистые сланцы, что свидетельствует об увеличении глубины бассейна. Обломочный материал метапесчаников и прослоев гравелитов представлен основными и средними магматическими породами, что может указывать на близость островной дуги.

В основании патомского комплекса развиты метабазальты (медвежевская свита), обладающие геохимическими характеристиками, промежуточными между N-MORB и платобазальтами [Макрыгина и др., 2007]. Обычно эти эффузивы причислялись к начальной (рифтовой) стадии образования пассивной континентальной окраины, т. е. к начальной стадии раскрытия Палеоазиатского океана [Зоненшайн и др. 1990; Гордиенко, 2006]. Мы полагаем, что они могут относиться к начальной стадии раскрытия задугового бассейна. В пользу этого говорит тот факт, что выше по разрезу встречаются параамфиболиты, интерпретирующиеся как вулканические туфы с примесью карбонатного материала [Макрыгина и др., 2007]. Источники вулканогенного материала, по всей вероятности, находились в сопредельной островной дуге.

С юга Байкало-Патомская зона граничит с так называемым Олоки́тским прогибом (см. рис. 4) или грабеном, который заполнен толщей, сложенной полимиктовыми метапесчаниками, метаалевролитами, карбонатными породами и метавулканитами. Последние здесь играют значительную роль. Метавулканиты низов разреза указанного прогиба в геохимическом отношении идентичны метаба́зальтам медвежевской свиты Байкало-Патомской зоны. Возраст этих вулканитов Rb-Sr методом оценивается в 927 ± 10 млн лет [Макрыгина и др., 2007]. В средней части разреза также развиты основные метаэффузивы, а в его верхней части значительную роль играют слабометаморфизованные эффузивы субщелочного состава с возрастом 670 млн лет (Rb-Sr метод) [Булдыгеров и др., 1988]. Полученный возрастной интервал вряд ли можно связывать с длительной эволюцией прогиба. Скорее всего, причины существенных различий возраста нужно искать либо в нарушении Rb-Sr системы, либо в совмещении фрагментов разновозрастных структур. Если корректно последнее, то верна высказанная нами ранее точка зрения о том, что прогиб является аккреционно-субдукционным клином [Zorin et al., 1995]. Если же дело в нарушении изотопных систем, то упомянутая выше геохимическая идентичность эффузивов низов его разреза базальтам Байкало-Патомской зоны и появление в верхах разреза субщелочных эффузивов могут свидетельствовать в пользу того, что прогиб, вероятно, представляет собой рифтовый грабен в пределах окраинного бассейна, приближенный к островной дуге. На этом основании мы включаем его в состав Байкало-Патомской зоны.

Судя по характеру отложений и наличию выступов раннедокембрийских пород, большая часть Байкало-Патомской зоны развивалась на утоненной континентальной коре шельфа окраинного бассейна. Только в его южной части, относящейся к Мамско-Бодайбинскому синклинирию и Олоки́тскому грабену, задуговое растяжение привело, по-видимому, к образованию коры субокеанического типа.

С запада, севера и востока Байкало-Патомская зона отделяется от Сибирской платформы дугообразной системой разломов, большая часть которых имеет характер надвигов с северной вергентностью (см. рис. 4). Стратифицированные образования зоны смяты в линейные складки и нарушены надвигами. План складчатости и системы надвигов в общих чертах повторяют форму дугообразной северной границы зоны при вергентности, ориентированной в северных румбах. Степень дислоцированности пород увеличивается с севера на юг. В этом же направлении возрастает и степень их метаморфизма от зеленокаменной до амфиболитовой фации.

Островодужные образования позднего рифея слагают Байкало-Муйскую зону (см. рис. 4). Ее структура сильно нарушена внедрением позднепалеозойских гранитоидов, что затрудняет корреляцию

стратифицированных образований в ее пределах. Западная часть зоны сложена метабаазальтами с расчлененными ультрабазит-базитовыми и анортозитовыми интрузиями и, как мы полагаем, представляет собой глубоко эродированное основание островной дуги. Метаморфизм вулканитов относится к амфиболитовой фации с развитием мигматитов и плаггиогранитов.

В восточной части Байкало-Муйской зоны толща вулканитов имеет пестрый состав – от базальтов и андезитобазальтов до риолитов. Здесь же обнаружены дайки бонинитов. Отмечается также наличие метасадков в основном вулканомиктовой природы. Интрузивные породы представлены массивами ультрабазит-базитов. Судя по составу пород и по геохимическим признакам, все перечисленные породы являются производными островодужного магматизма [Макрыгина и др., 2007]. Метаморфизм пород варьирует от зеленосланцевого до амфиболитового.

В Байкало-Муйскую зону включается Муйская глыба, сложенная, как предполагается, раннекембрийскими породами [Грудинин и др., 2002]. Размеры глыбы составляют 150×50 км (см. рис. 4), и она, по-видимому, являлась цоколем одного из островов рассматриваемой дуги. В окрестностях глыбы кроме расчлененных ультрабазит-базитовых интрузий, упомянутых выше, картируются массивы ультрабазитов и базитов. Эти массивы совместно с обнаруженными здесь толеитами могут быть отнесены к расчлененным офиолитам задугового моря, надвинутым, вероятно, с востока и северо-востока (в современной системе координат) на островодужные образования, хотя крупные структуры Байкало-Муйской зоны имеют вергентность, ориентированную в северных румбах, что выражается в надвигании образований указанной зоны на породы Олоkitского прогиба.

Возраст вулканических и интрузивных пород островодужной ассоциации Байкало-Муйской зоны по радиологическим определениям укладывается в диапазон 825—700 млн лет [Цыганков, 2005]. Вместе с тем в западной части зоны обнаружены метабаазальты, возраст которых Rb-Sr методом оценен в 1135 ± 80 млн лет [Макрыгина и др., 2007]. Ситуация та же, что и в Олоkitском прогибе, и объяснение широкого временного интервала то же. В восточной части зоны выделен таллаинский габбро-гранитный комплекс, возраст которого Sm-Nd методом определен в 612 ± 62 млн лет [Изох и др., 1998]. Он может быть отнесен либо к заключительной стадии развития островной дуги, либо уже к коллизионному магматизму [Цыганков, 2005].

Метаморфические образования Байкало-Муйской зоны со структурным несогласием перекрыты практически неметаморфизованными терригенно-карбонатными отложениями венда—кембрия, что определено указывает на предвендскую (либо на ранневендскую) фазу деформации сжатия, которой подверглись островодужные породы. В северной приплатформенной части Байкало-Патомской зоны (задугового бассейна) между позднерифейскими и венд-кембрийскими породами не обнаруживается ни резкого структурного несогласия, ни различия по степени метаморфизма. Более того, возраст становления гранитов мамско-оронского комплекса, развитых в пределах Мамско-Бодайбинского синклинория в южной части Байкало-Патомской зоны (см. рис. 4), обладающих всеми чертами автохтонных синметаморфических и синскладчатых интрузий [Салоп, 1974], составил 421 ± 15 млн лет. Этот возраст определен по цирконам методом SHRIMP по нижнему пересечению дискордии с конкордией [Зорин и др., 2008]. Верхнее пересечение дискордии с конкордией соответствует 1904 ± 27 млн лет, что является возрастом детритовых цирконов в метасадочных породах (последние изменены до гнейсов на участках развития мамско-оронского комплекса), из которых и выплавлялись эти граниты. Источником детритовых цирконов являлись близкорасположенные выступы фундамента Сибирского кратона (см. рис. 4).

Таким образом, судя по возрасту автохтонных гранитов мамско-оронского комплекса, главная складчатость и метаморфизм стратифицированных образований позднерифейского задугового бассейна имели место не в позднем рифее или раннем венде, а только в раннем силуре. По-видимому, коллизия в конце рифея—начале венда вызвала только деформацию островной дуги и непосредственно примыкавшей к ней глубоководной котловины с океанической корой. Размытые реликты этой коры надвинуты на островодужные образования. Основная же часть задугового бассейна, имевшего шельфовый характер, была сформирована на утоненной континентальной коре, которая плохо поддавалась деформации сжатия.

Главная складчатость и метаморфизм стратифицированных образований Байкало-Патомской зоны относятся уже к раннепалеозойскому орогенезу, который был достаточно мощным и проявился не только в венд-раннепалеозойских островных дугах и задуговых бассейнах, но и в примыкавших к ним районах с более древней корой. При этом складчатые деформации и надвиги проявились не только в Байкало-Патомской зоне, но и в краевой части Сибирской платформы. Чехол платформы в ее сравнительно узкой краевой полосе, протягивающейся от южного Прибайкалья до Северного Забайкалья, смят в линейные складки. Возраст осадочных пород в ядрах линейных синклиналей указывает на их образование в раннем палеозое и закономерно изменяется в северо-восточном направлении от позднего кембрия до раннего силура (см. рис. 4), что хорошо коррелируется с возрастом метаморфизма в приплатформенной части Саяно-Байкальской складчатой области: в Ольхонском районе он составляет 485 ± 5 млн лет, а в Байкало-Патомской зоне он уменьшается до 421 ± 15 млн лет (см. выше). Подобная миграция главной фазы

деформаций сжатия вдоль простирания характерна для складчатых областей Центрально-Азиатского складчатого пояса [Зорин и др., 1997; Zogin, 1999].

Обращает на себя внимание общая тенденция увеличения степени метаморфизма пород Байкало-Патомской зоны в направлении от Сибирского кратона к Байкало-Муйской островной дуге. Мы полагаем, что во время сжатия, с которым связано образование раннепалеозойского аккреционно-коллизийного орогена, в его тылу имела место так называемая континентальная субдукция альпийского типа: образование глубинных поддвигов краевой части континента под формирующийся ороген, т. е. в направлении, противоположном падению зоны основной (океанической) субдукции [Хаин, Ломизе, 1995]. Породы лежащего крыла подвига при погружении на большую глубину метаморфизуются и сминаются в складки, вергентность которых ориентирована по восстанию разлома. В нашем случае это соответствует наблюдаемой вергентности в северных румбах. Затем породы лежащего крыла эксгумируются в результате тектонической и обычной эрозии.

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ДЛЯ ПОЗДНЕГО РИФЕЯ И ВЕНДА—РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ

На значительной части этой области позднерифейские и венд-раннепалеозойские породы сохранились только в провесах кровли позднепалеозойских гранитоидов, в связи с чем границы палеогеодинамических зон могут быть определены только весьма приближенно.

В северо-восточной части этой области, как было показано выше, выделяются позднерифейские Байкало-Муйская островная дуга и Байкало-Патомский окраинный бассейн (рис. 5). В юго-западной части Саяно-Байкальской складчатой области рифейские образования задугового бассейна обнаружены в тектонических пластинах, надвинутых на раннедокембрийские породы Гарганской глыбы. Они представлены супрасубдукционными офиолитами с возрастом 1022 ± 10 млн лет (U-Pb метод по цирконам), перекрытыми карбонат-терригенными турбидитами [Khain et al., 2002]. Рифейские нерасчлененные островодужные образования развиты в окрестностях Тувино-Монгольского массива (микроконтинента) и, видимо, слагают его фундамент [Беличенко и др., 2003]. Здесь мы не рассматриваем этот массив, так как решение ряда вопросов, касающихся его геодинамической позиции и времени причленения к Сибирскому кратону, требует специальных дополнительных исследований, что не входило в задачи настоящей статьи. В центральной (по простиранию) части Саяно-Байкальской складчатой области рифейские образования не обнаружены. Они могли быть частично отторгнуты от краевой части платформы во время образования венд-раннепалеозойских островных дуг и переработаны ордовикско-силурийским метаморфизмом, а частично перекрыты надвигами венд-раннепалеозойских комплексов пород.

Рассмотренная выше венд-раннепалеозойская Джидинская островодужная зона продолжается на восток Еравнинской зоной, сложенной преимущественно эффузивами с остатками вулканических построек (см. рис. 5). Судя

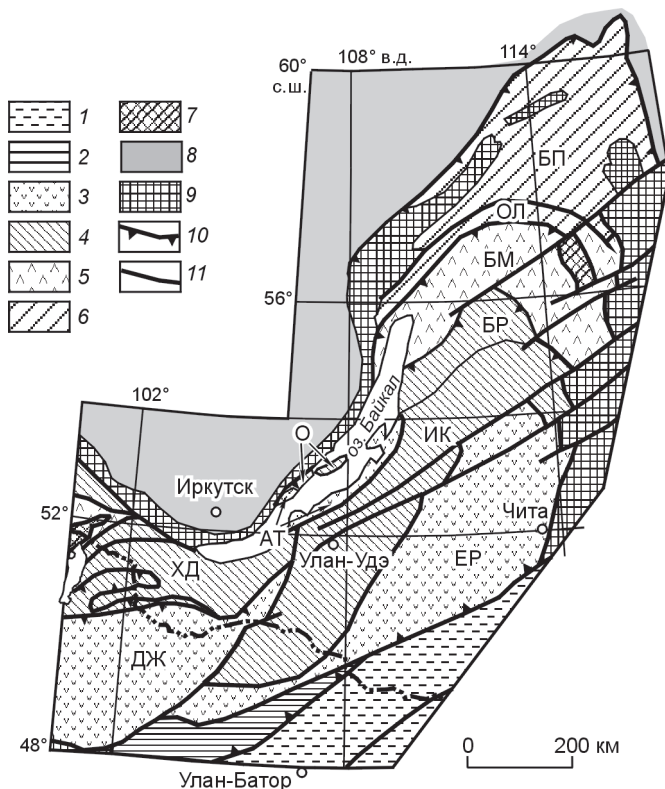


Рис. 5. Геодинамическая карта Саяно-Байкальской складчатой области (по территории Монголии использованы данные из [Vadarch et al., 2002] с дополнениями авторов).

1 — зона позднепалеозойского аккреционно-субдукционного клина; 2 — зона венд-раннепалеозойского преддугового бассейна; 3 — зоны венд-раннепалеозойских островных дуг: ДЖ — Джидинская, ЕР — Еравнинская, АТ — Ангинско-Таланчанская; 4 — зоны венд-раннепалеозойских окраинных бассейнов: ХД — Хамардабанская, ИК — Икатская с Баргузинским (БР) метаморфическим блоком, О — Ольхонская; 5 — зона позднерифейских островных дуг: БМ — Байкало-Муйская; 6 — зона позднерифейского окраинного бассейна: БП — Байкало-Патомская зона с Олоkitской (ОЛ) подзоной; 7 — блоки раннедокембрийских пород в складчатых зонах венда—раннего палеозоя и позднего рифея; 8 — позднерифейско-раннепалеозойский осадочный чехол Сибирской платформы; 9 — раннедокембрийский фундамент платформы; 10 — надвиги; 11 — разломы с неопределенной кинематикой.

по тому, что состав эффузивов Еравнинской зоны варьирует от основного до кислого с преобладанием средних разностей, здесь характер островной дуги был близок к энсиалическому. В зоне довольно широко распространены вулканокластические породы. Интрузивные породы представлены небольшими площадями массивами габбро, диоритов, тоналитов и плагиогранитов. Осадочные образования имеют ограниченное распространение и представлены в основном известняками с обильной кембрийской фауной [Беличенко и др., 2006].

Хамардабанская зона задугового бассейна, в который мы включаем и северную (шельфовую) часть Джидинской зоны в ее прежнем понимании (см. выше), продолжается на северо-восток Икатской зоной (см. рис. 5). В провесах кровли позднепалеозойских гранитоидов здесь картируются карбонатно-терригенные осадочные породы с кембрийской фауной, причем карбонатные породы преобладают в северо-восточной части Икатской зоны, а в ее юго-западной части более значительную роль приобретают терригенные породы, перемежающиеся с карбонатными [Беличенко и др., 2006]. В низах разреза юго-западной части развиты метаэффузивы, переслаивающиеся с глинисто-кремнистыми и карбонатными породами. Породы этой части зоны неоднородно метаморфизованы при общей тенденции нарастания метаморфизма в сторону Сибирской платформы.

Интрузивные образования Икатской зоны представлены двумя группами. К первой относятся габбро и диориты с дайками плагиогранитов. В ассоциации с этими интрузивами находятся габбро-диабазы с линзами апоперидотитов и дунитовых серпентинитов, амфиболитизированные диабазовые порфириты и метаандезиты. Такая ассоциация, по-видимому, соответствует расчлененным супрасубдукционным офиолитам. Ее возраст, определенный Sm-Nd методом по габбро и плагиогранитам, составляет 545 ± 13 млн лет [Беличенко и др., 2006].

Вторая группа интрузивных пород представлена габбро-диоритами и диоритами, прорывающими фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия. Ее возраст U-Pb методом по цирконам из диоритов оценен в 468 ± 8.4 млн лет [Беличенко и др., 2006]. Этот возраст, очевидно, соответствует аккреционно-коллизийному событию.

В Икатскую зону окраинного бассейна мы включаем и так называемый Баргузинский метаморфический террейн (см. рис. 5), последний долгое время служил основой для выделения одноименного микроконтинента. Слабометаморфизованные фаунистически охарактеризованные преимущественно карбонатные отложения кембрия здесь относились к чехлу микроконтинента, а толща мраморов, переслаивающаяся с кристаллическими сланцами, гнейсами и кварцитами, совместно с подстилающей ее толщей метаморфизованных песчано-сланцевых и терригенно-вулканогенных отложений — к его фундаменту, возраст которого, как предполагалось, не мог быть моложе рифейского. С другой стороны, появились данные, позволяющие полагать, что карбонаты «чехла» с увеличением степени метаморфизма переходят по простиранию в мраморы «фундамента» [Беличенко и др., 2006]. Более того, в последнее время установлено, что синметаморфические и синскладчатые гнейсограниты из предполагаемого фундамента имеют возраст 468.8 млн лет (U-Pb метод по циркону [Рыцк и др., 2007]). Таким образом, по набору пород и по времени метаморфизма и складчатости Баргузинский террейн в принципе не отличается от граничащей с ним Икатской зоны задугового бассейна. Отличается он только повышенным метаморфизмом, т. е. в Икатской зоне в ее новом понимании отмечается та же закономерность увеличения степени метаморфизма по направлению к континенту, которая выявлена в Джидинской и Ольхонской зонах задуговых бассейнов.

Ольхонская зона задугового бассейна отделена от Икатской зоны Ангинско-Таланчанской [Макрыгина и др., 2007] островодужной зоной, которая, как было показано выше, протягивается через южную часть Центрального Прибайкалья через о. Ольхон до района п-ова Святой Нос (см. рис. 5). Следовательно, в центральной (по простиранию) части Саяно-Байкальской складчатой области в сечении вкрест ее простирания мы имеем дело с удвоением островодужных зон и зон окраинных бассейнов. В принципе, такое удвоение может быть связано с более молодыми косыми сдвигами [Şengör et al., 1993]. Однако более вероятно, что оно было первичным, и геодинамическая обстановка в рассматриваемом районе могла быть подобной той, которая в настоящее время существует в Филиппинском окраинном море, где дополнительная островная дуга Рюкю отделяет от основного бассейна сравнительно узкое море Окинава.

В предлагаемом геодинамическом районировании (см. рис. 5) полностью отрицается существование так называемого Баргузинского древнего микроконтинента. Проблема выделения этого микроконтинента была рассмотрена ранее в специальной статье [Беличенко и др., 2006]. В свете изложенных в начале статьи представлений о механизме образования островных дуг и задуговых бассейнов нет никакой необходимости предполагать [Kovalenko et al., 2004], что раннепалеозойский орогенез обусловлен коллизией Сибирского континента с единым супертеррейном, сформировавшимся предварительно в результате столкновений венд-раннепалеозойских островных дуг с микроконтинентами. Островные дуги и окраинные моря в позднем рифее и в венде—раннем палеозое появлялись на краю древнего океана, как это наблюдается и в настоящее время в Западной Пацифике, а затем аккретировали к континенту.

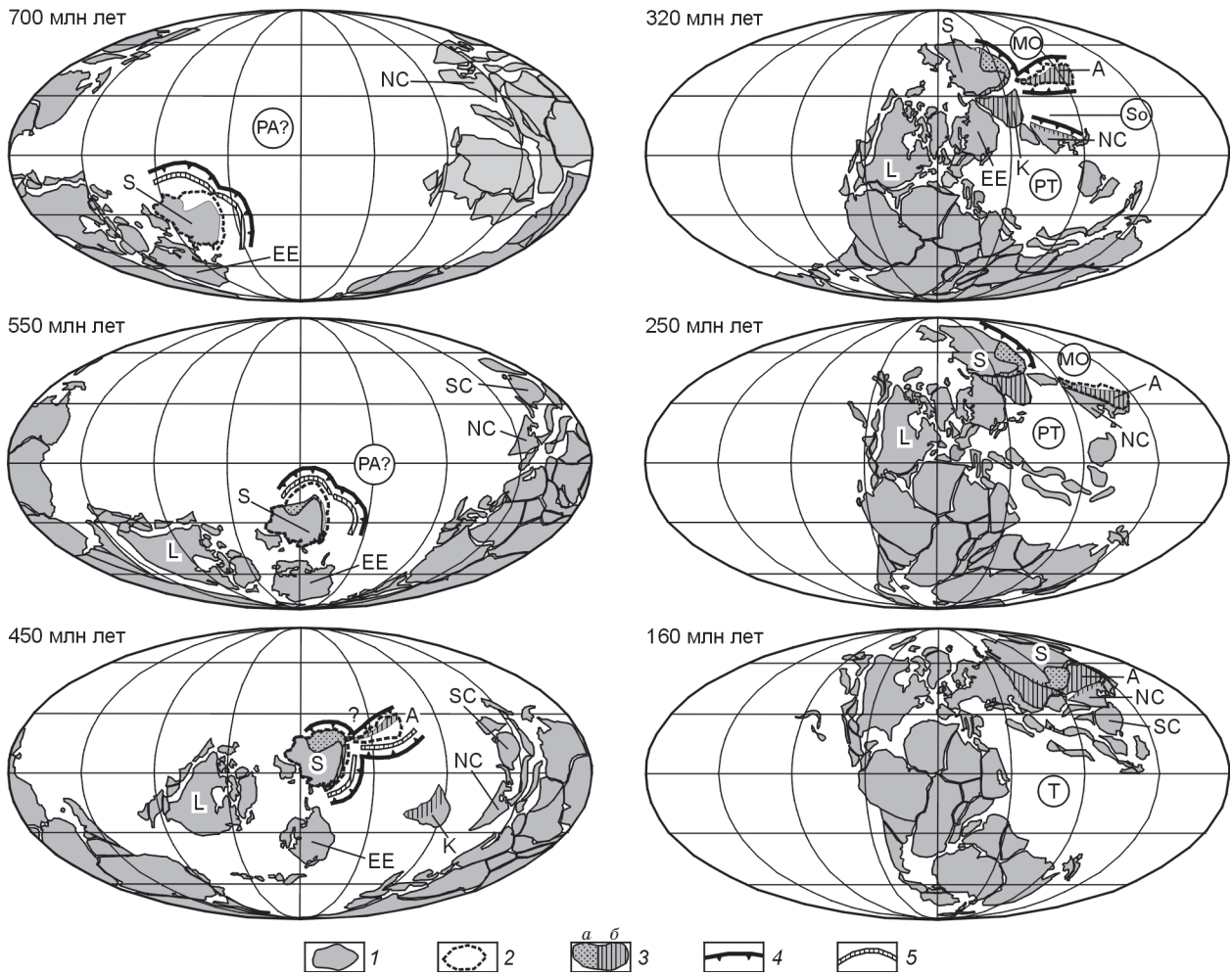


Рис. 6. Палеогеодинамические реконструкции для основных этапов развития Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Положение крупных континентальных блоков дано по [Scotese, 1998]. Изображены только островные дуги и зоны субдукции, относящиеся к развитию восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1 — континентальные блоки (Сибирский континент и Амурский континентальный террейн показаны в границах, соответствующих времени реконструкции; остальные континенты показаны в своих современных границах); 2 — современные границы Сибирского континента и Амурского континентального террейна; 3 — новые части континентальной коры, образованные в результате приращения окраинных морей, островных дуг и аккреционно-субдукционных клиньев к древним континентальным блокам: а — для Саяно-Байкальской складчатой области, б — для других частей Центрально-Азиатского складчатого пояса; 4 — зоны субдукции; 5 — островные дуги. Континентальные блоки: S — Сибирский, L — Лаврентия, EE — Восточно-Европейский, A — Амурский, NC — Северно-Китайский, SC — Южно-Китайский, K — Казахстан. Океаны (в кружках): PA — Палеоазиатский, So — Солонкерский, MO — Монголо-Охотский, PT — Палеотетис, T — Тетис.

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Для повторения процессов формирования островных дуг, открытия и закрытия окраинных морей необходимо, чтобы возраст субдуцирующего слэба оставался достаточно древним (см. первый раздел настоящей статьи), т. е. чтобы океан, на краю которого образуются островные дуги, был весьма широк. Поэтому нужно полагать, что в позднем рифее (по крайней мере, начиная с 1020 млн лет [Khain et al., 2002]) и в венде—раннем палеозое, когда вблизи южной (в современной системе координат) границы Сибирского континента существовали островные дуги, эта граница была обращена в сторону обширного океана. Этому условию наиболее полно удовлетворяют реконструкции положения крупных континентальных блоков, предложенные К. Скотизом [Scotese, 1998] и использованные нами для восстановления палеогеодинамических обстановок на ключевых этапах развития восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса [Зорин и др., 2007], куда входит и Саяно-Байкальская складчатая область.

Судя по этим реконструкциям, современная южная сторона Сибири во время, когда начался распад суперконтинента Родиния (750—650 млн лет), была обращена на север в сторону Панталассы. Сибирь-

ский и Восточно-Европейский кратоны соприкасались своими северными (в современной системе координат) границами (рис. 6, реконструкция для 700 млн лет). Палеоазиатский океан (если так называть океаническое пространство между Сибирским и Северо-Китайским кратонами) уже существовал и представлял собой широкий залив Панталассы. Распад Родинии и образование Лавразии и Гондваны привели к некоторому сужению присаянской части этого залива (см. рис. 6, реконструкции для 550 и 450 млн лет).

В позднем палеозое—раннем мезозое при формировании Пангеи конфигурация Панталассы значительно изменилась. Образовались Солонкерский и Монголо-Охотский заливы Панталассы (прообраза Тихого океана), которые в геологической литературе обычно именуется океанами [Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 2003] (см. рис. 6, реконструкция для 320 млн лет). Размеры этих океанических пространств были невелики, и если в их пределах существовали океанические рифты, то под смежные континенты должна была субдуктировать относительно молодая кора, что, как это было показано выше, не способствует образованию островных дуг. Видимо, поэтому позднерифейско-раннепалеозойский период господства островодужных обстановок сменился в позднем палеозое периодом активных континентальных окраин андийского типа. На границе перми и триаса произошло закрытие Солонкерского океана [Парфенов и др., 2003], а на границе средней и поздней юры закрылся и Монголо-Охотский океан [Zorin, 1999], чем и завершилось формирование Центрально-Азиатского складчатого пояса (см. рис. 6, реконструкции для 250 и 160 млн лет).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, анализ новых геологических, геохимических и геохронологических данных в совокупности с более строгим актуалистическим подходом к их интерпретации с учетом новых представлений о механизме образования островных дуг и окраинных морей позволяет сделать следующие выводы.

1. Предлагаемый вариант механизма развития системы островная дуга—окраинный бассейн связывает раскрытие задуговых морей главным образом со стагнацией океанического слэба в переходной зоне мантии, а закрытие этих морей — с прекращением стагнации. Начало стагнации и ее прекращение, в свою очередь, связываются с ускорением и замедлением скорости субдукции соответственно, что должно приводить к изменению объема срединно-океанических хребтов и, следовательно, влиять на эвстатические колебания уровня океана. Для венд-раннепалеозойского цикла развития Саяно-Байкальской складчатой области (и для всего Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом) правомочность этого механизма подтверждается раскрытием окраинных морей во время венд-кембрийской глобальной трансгрессии и закрытие этих морей в ордовике—силуре, когда имела место регрессия.

2. Серии пород задуговых бассейнов позднего рифея и венд—раннего палеозоя играют гораздо более существенную роль в геологическом строении Саяно-Байкальской складчатой области, чем это считалось ранее. Задуговые бассейны являлись основным местом накопления осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, а в последующем — ареной проявления аккреционно-коллизийных событий: складчатости, метаморфизма и гранитоидного магматизма.

3. Естественное развитие системы островная дуга—задуговый бассейн с превращением ее в коллизийно-аккреционный ороген не требует участия в коллизии гипотетических микроконтинентов или композитных супертеррейнов, отделенных от основного континента островными дугами. Небольшие блоки с корой, возраст которой древнее, чем датировки, относящиеся ко времени развития островной дуги и задугового бассейна (например, Муйская и Гарганская глыбы), образовывали либо цоколи отдельных островов энсиалических дуг, либо являлись островами внутри окраинного бассейна.

4. Южная (в современной системе координат) граница Сибирской платформы, по крайней мере, со времени около 1000—1100 млн лет, когда в ее обрамлении появились первые супрасубдукционные офиолиты, была обращена в сторону обширного океана. Этим океаном, судя по реконструкциям, относящимся к более позднему времени, была Панталасса. Перемещения крупных континентальных блоков, которые привели к распаду Родинии с образованием Лавразии и Гондваны и к последующему формированию Пангеи, меняли очертания Панталассы, в результате чего возникали ее крупные заливы, к их числу относятся и Палеоазиатский океан, а также более поздние Солонкерский и Монголо-Охотский. Бытующие представления о самостоятельной и «сепаратной» истории Палеоазиатского океана и о его раскрытии, как о событии, непосредственно предшествующем началу формирования Саяно-Байкальской складчатой области и, по-видимому, Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом, являются сильно упрощенными и не совсем корректными.

Первый, ведущий автор статьи, Юлий Александрович Зорин, скончавшийся 17.12.2007 г., настоящей публикацией завершил свой чрезвычайно плодотворный творческий путь в геологии. Мы, соавторы, глубоко скорбим о нем и сожалеем о том, что уже никогда не осуществятся его новые многочисленные интереснейшие научные замыслы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 06-05-64117, 08-05-00302-а).

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Томурхуу Д. Джидинская зона — фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника, 1996, № 4, с. 25—42.

Беличенко В.Г., Боос Р.Г. Эволюция земной коры южного складчатого обрамления Сибирской платформы в палеозое // Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область). Новосибирск, Наука, 1988, с. 91—126.

Беличенко В.Г., Склярв Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 29—40.

Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Летникова Е.Ф. Карбонатные отложения островодужных серий венда—кембрия Джидинской зоны (Восточная Сибирь) // Докл. РАН, 1996, т. 348, № 1, с. 78—81.

Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (6), с. 554—565.

Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (10), с. 1049—1059.

Бибилова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Кирилова Т.И., Ляликова А.В., Макарова В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., Наука, 1990, с. 170—183.

Булдыгеров В.В., Дольник Т.А., Кравчинский А.Я., Жидков А.Н., Герасимов Н.С. Вулканогенные образования Олоkitского прогиба // Геология и геофизика, 1988 (3), с. 8—17.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

Гордиенко И.В., Ковач В.П., Гороховский Д.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Яковлева С.З., Загорная Н.Ю., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Вещественный состав, U-Pb возраст и геодинамическая позиция островодужных габброидов и гранитоидов Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (8), с. 956—962.

Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртоого О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде—палеозое // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 120—140.

Грудинин М.И., Мазукабзов А.М., Демин И.А. Ультрабазит-базитовый магматизм обрамления Муйской глыбы (Средневитимская горная область) // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2002, т. 77, вып. 4, с. 77—86.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 407 с.

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

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мазукабзов А.М., Склярв Е.В., Мордвинова В.В. Строение земной коры и геодинамика Байкальской складчатой области // Отечественная геология, 1997, № 10, с. 37—44.

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Рассказов С.В., Иванов А.В. О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (10), с. 1056—1070.

Зорин Ю.А., Склярв Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Развитие островных дуг и геодинамика восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса в неогее // Докл. РАН, 2007, т. 412, № 3, с. 369—372.

Зорин Ю.А., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Пресняков С.Л., Сергеев С.А. Силурийский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны // Докл. РАН, 2008, т. 423, № 2, с. 1—6.

Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Докл. РАН, 1998, т. 360, № 1, с. 88—92.

Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопный возраст магматических пород Приольхонья (Юго-Западное Прибайкалье) // Докл. АН СССР, 1990, т. 313, № 1, с. 171—174.

Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 141—155.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Макеев А.Ф., Богомолов Е.С., Ризванова Н.Г. Восточный фланг Прибайкальского коллизионного метаморфического пояса: новые геолого-структурные и изотопные свидетельства // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли (материалы международной конференции). Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2007, с. 264—266.

Салоп Л.И. К стратиграфии и тектонике докембрия Мамско-Чуйского слюдоносного района (Северо-Байкальское нагорье) // Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., ВСЕГЕИ, 1974, с. 83—143.

Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2006, 200 с.

Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 1 и 2. М., Мир, 1985, 730 с.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М., Изд-во Моск. ун-та, 1995, 480 с.

Хоментовский В.В., Постников А.А. Неопротерозойская история развития Байкало-Виллюйской ветви Палеоазиатского океана // Геотектоника, 2001, № 3, с. 3—21.

Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, 306 с.

Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implication for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci., 2002, v. 21, p. 87—110.

Bird P. An updated digital model of plate boundaries // Geochemistry Geophysics Geosystems (An electronic journal of the Earth sciences), 2003, v. 4, № 3, 1027, doi:10.1029/2001 (http://element.ess.ucla.edu/publications/2003_PB2002/2001).

Busby C. Continental growth at convergent margins facing large ocean basins: a case study from Mesozoic convergent-margin basins of Baja California, Mexico // Tectonophysics, 2004, v. 392, p. 241—277.

Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh V.P., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. The Ol'khon collision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: North-Eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480) / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, IES SB RAS, 2005, p. 5—76.

Froidevaux C., Nataf H.C. Continental drift: what is driving mechanism? // Geologische Rundschau, 1981, v. 70, p. 166—176.

Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet. Sci. Lett., 2002, v. 199, № 3—4, p. 311—325.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // J. Asian Earth Sci., 2004, v. 23, p. 605—627.

Makrygina V.A., Petrova Z.I. The importance of geochemical data for geodynamic reconstruction: formation of the Olkhon metamorphic complex. Lake Baikal, Russia // Lithos, 1998, v. 42, p. 135—150.

Martinez F., Okino K., Ohara Ya., Reysenbach A.-L., Goffredi S.K. Back-arc basins // Oceanography, 2007, v. 20, № 1, p. 116—127.

Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Steiger R.H., Reznitskiy L.Z., Vasil'ev E.P. U-Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy complex, eastern Siberia // Gondwana Research, 1998, v. 1, p. 195—205.

Scotese C.R. Quicktime Computer Animations // PALEOMAP Project. University of Texas at Arlington. 1998, <www.scotese.com>.

Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altiid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature, 1993, v. 364, p. 299—307.

Wilson M. Igneous petrogenesis. Unwin Hyman, London, Boston, Sydney, Wellington, 1989, 446 p.

Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics, 1999, v. 306, № 1, p. 33—56.

Zorin Yu.A., Belichenko B.G., Turutanov E.Kh., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Mordvinova V.V. The East Siberia Transect // Int. Geol. Rev., 1995, v. 37, p. 154—175.

Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Turutanov E.Kh., Belichenko B.G., Artemyev A.A., Kosarev G.L., Gao S.S. Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication // Tectonophysics, 2002, v. 359, № 3—4, p. 307—327.

*Рекомендована к печати 16 июня 2008 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию 14 сентября 2007 г.,
после доработки — 23 апреля 2008 г.*