

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОЗДНИХ БАЙКАЛИД И ПАЛЕОЗОИД СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

И.В. Гордиенко

Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

На основе палеогеодинамических реконструкций с использованием новых материалов по тектонике, магматизму, осадконакоплению, палеомагнитных и геохронологических данных рассмотрена геодинамическая эволюция каледонид, герцинид и тесно связанных с ними поздних байкалид обширной территории складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Структуры рассматриваемой территории включают в себя Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс и расположенный южнее коллаж террейнов различной геодинамической природы, аккрецированных к Сибирскому континенту в конце рифея, венде, раннем и позднем палеозое. Охарактеризованы террейны, представляющие собой фрагменты рифейских и палеозойских островных дуг, активных континентальных окраин, океанической коры (офиолитов, симаунтов и др.), турбидитовых бассейнов, континентальных склонов и шельфов, а также фрагменты кратонных террейнов (микроконтинентов), сложенных докембрийскими кристаллическими породами. Результат аккреции — последовательное наращивание континентальной литосферы Сибирского кратона в направлении с севера на юг (в современных координатах). Аккреция сопровождалась крупными сдвиговыми перемещениями, повторными деформациями, коллизионным и внутриплитным гранитообразованием, разнотемпературным метаморфизмом в пределах ранее аккрецированных террейнов.

Геодинамика, эволюция, байкалиды, палеозоиды, Сибирская платформа, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Палеоазиатский океан.

GEODYNAMIC EVOLUTION OF LATE BAIKALIDES AND PALEOZOIDES ON THE FOLDED PERIPHERY OF THE SIBERIAN CRATON

I.V. Gordienko

New data on tectonics, magmatism, deposition history, paleomagnetism, and geochronology were used to reconstruct the geodynamic evolution of Caledonides and Hercynides, and the related Late Baikalides, in a large orogenic area on the southern periphery of the Siberian craton. The study region includes the Baikal-Patom fold-thrust belt and a collage of terranes in the south, which accreted to Siberia in the latest Riphean, Vendian, and Early and Late Paleozoic. The terranes are fragments of Riphean and Paleozoic island arcs, active continental margins, oceanic crust (ophiolites, sea mounts, etc.), turbidite basins, and continental slopes and shelves or belong to cratonic terranes (microcontinents) composed of Precambrian basement rocks. The accretion provided southward (in the present frame of reference) growth of the continental lithosphere of the craton. The accreted terranes were subject to large-scale strike-slip faulting, repeated deformation, collisional and within-plate plutonism, and metamorphism of different temperature facies.

Geodynamics, evolution, Baikalides, Paleozoides, Siberian craton, Central Asian fold belt, Paleoasian ocean

ВВЕДЕНИЕ

Складчатое обрамление юга Сибирской платформы занимает значительную часть Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского складчатых поясов. Данная территория всегда привлекала внимание исследователей как крупнейшая рудная провинция и как интересный в геологическом отношении регион, на примере которого развивались тектонические концепции, имеющие большое значение для науки (древнее темя Азии, байкалиды, салаириды, ранние каледониды, аркогенез, тектономагматическая активизация и др.). Эти концепции разрабатывались преимущественно на геологических материалах юга Восточной Сибири и в основном на фиксистой основе. Первые обобщающие работы по региону с использованием новой глобальной концепции — тектоники литосферных плит появились лишь в 70—80-е годы прошлого столетия. Благодаря этим достижениям был разработан метод палеогеодинамического анализа складчатых областей с использованием моделей геодинамических обстановок на границах и внутри литосферных плит с учетом палеомагнитных данных и глубинной геодинамики. Большую роль в этих исследованиях сыграли пионерные работы Л.П. Зоненшайна, Н.Л. Добрецова, М.И. Кузьмина, О.А. Богатикова, В.И. Коваленко, А.В. Пейве, В.Е. Хаина и других.

В последние 10—20 лет при палеогеодинамических реконструкциях стал широко использоваться террейновый анализ, зародившийся в результате детальных геологических исследований северо-западного обрамления Тихого океана. В результате этих работ установлено, что складчатые пояса разного

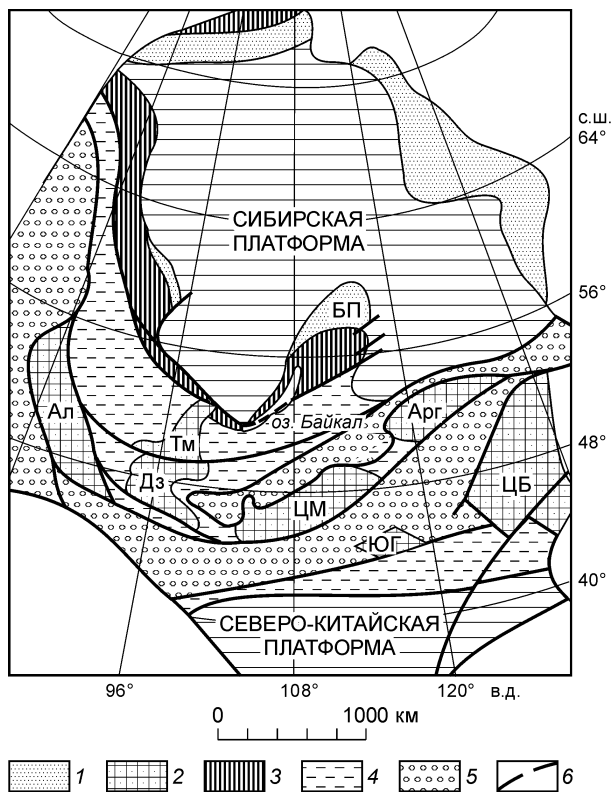


Рис. 1. Схема тектонического районирования складчатого обрамления Сибирской платформы.

Составлена с использованием карты, по [3, рис. 1] с дополнениями.

1 — складчато-надвиговые пояса на опущенных окраинах Сибирской платформы (БП — Байкало-Патомский и др.); 2 — фрагменты докембрийских микроконтинентов (Ал — Алтайский; ТМ — Тувино-Монгольский, Дз — Дзабханский, ЦМ — Центрально-Монгольский, Арг — Аргунский, ЮГ-Южно-Гобийский, ЦБ — Цзямусы-Бураинский); 3–5 — коллаж террейнов, сложенных структурно-формационными комплексами: 3 — позднерифейскими (800–630 млн лет), байкалиды, 4 — венд-раннепалеозойскими (630–400 млн лет), каледониды, 5 — средне- и позднепалеозойскими (400–250 млн лет), герциниды; 6 — разрывные нарушения различных генетических типов.

возраста представляют собой коллаж террейнов различной геодинамической природы (островных дуг, симаунтов, активных и пассивных континентальных окраин, микроконтинентов и др.). Заложение складчатых поясов происходило на месте океанических бассейнов или их окраин. По существу было доказано, что складчатые пояса являются продуктом преобразования океанической коры в континентальную.

На основе террейнового анализа в рамках

международных и других проектов были выпол-

нены крупные обобщения по тектонике и геодинамике Центральной и Северо-Восточной Азии, в том

числе по всему складчатому обрамлению юга Сибирской платформы [1–3 и др.]. В этих работах автор

принимал непосредственное участие и результатом стали публикации, в том числе „Геодинамическая

карта Байкальского региона и сопредельных территорий“, м-ба 1:2 000 000, материалы которых исполь-

зованы в данной статье [4–10].

Установлено, что главнейшие тектонические структуры складчатого обрамления юга Сибирской

платформы, относящиеся к Центрально-Азиатскому складчатому поясу, были созданы в основном в

докембрии и палеозое. На этой территории отчетливо выделяются позднерифейские или байкальские,

венд-раннепалеозойские или каледонские, среднепалеозойские или раннегерцинские, позднепалеозой-

ские или позднегерцинские складчатые комплексы (рис. 1).

В данной статье на основе палеогеодинамических реконструкций с использованием новых мате-

риалов по тектонике, магматизму, осадконакоплению, палеомагнитных и геохронологических данных

рассмотрена геодинамическая эволюция каледонид, герцинид и тесно связанных с ними поздних байкалид

обширной территории востока Алтае-Саянской области, Забайкалья и Монголии. Установлено, что

структуры рассматриваемой территории включают в себя Байкало-Патомский складчато-надвиговый

пояс, сформированный на краю Сибирского кратона (континента), и расположенный южнее коллаж

террейнов различной геодинамической природы, аккрегированных к континенту в конце рифея, венде,

раннем и позднем палеозое.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОЗДНИХ БАЙКАЛИД, КАЛЕДОНИД И ГЕРЦИНИД

В пределах рассматриваемого региона, занимающего значительную часть Центрально-Азиатского и

Монголо-Охотского складчатых поясов, на протяжении его длительной истории существовали практи-

чески все известные на сегодня типы геодинамических обстановок и соответствующих им тектонических

структур. Однако их роль в разные периоды, особенно в докембрии, была неоднозначной. В данной статье

геодинамическая эволюция этих структур рассматривается через серию палеогеодинамических рекон-

струкций, составленных на определенные этапы геологического развития от позднего докембрия до

начала мезозоя.

При выделении нижеприведенных этапов и реконструкций учитывались многие параметры: геологи-

ческие, палеобиогеографические, геохронологические, изотопно-геохимические, литолого-стратиграфи-

ческие. Положение Сибирского континента и окружающих его различных террейнов показано с учетом

палеомагнитных данных, хотя этих данных явно недостаточно, особенно для докембрийского этапа. В

данной работе использованы палеомагнитные данные из работ А.Н. Храмова и др. [11], А.М. Дж. Шенгёра

и др. [12], К. Скотиса [13], Д.М. Печерского и А.Н. Диденко [14], особенно последние данные А.Ю. Казан-

ского [15] с учетом обобщающих работ Л.П. Зоненшайна и др. [16], С.А. Куренкова и др. [17], а также собственные материалы, полученные в последние годы совместно с сотрудниками Палеомагнитного центра Института геологии СО РАН и Калифорнийского университета [18, 19].

ПОЗДНЕБАЙКАЛЬСКИЙ ЭТАП (800—630 млн лет)

В истории геологического развития региона в раннем докембрии (архее—раннем протерозое) много еще неясного и противоречивого. Если исходить из глобальных реконструкций [20], то Сибирский континент совместно с другими крупными раннедокембрийскими массивами входил в состав крупного суперматерика Пангея-I, который к началу рифея начал распадаться. В результате этого распада образовались ряд континентов и микроконтинентов, „узких“ бассейнов типа Красного моря с океанической корой, активных континентальных окраин с вулканоплутоническими поясами. Активное развитие субдукционных зон в раннем и среднем рифее привело к быстрому закрытию океанических бассейнов и формированию суперконтинента Родиния. Время распада последнего и соответственно время заложения и раскрытия Палеоазиатского океана до сих пор точно не установлено и активно дискутируется. Согласно

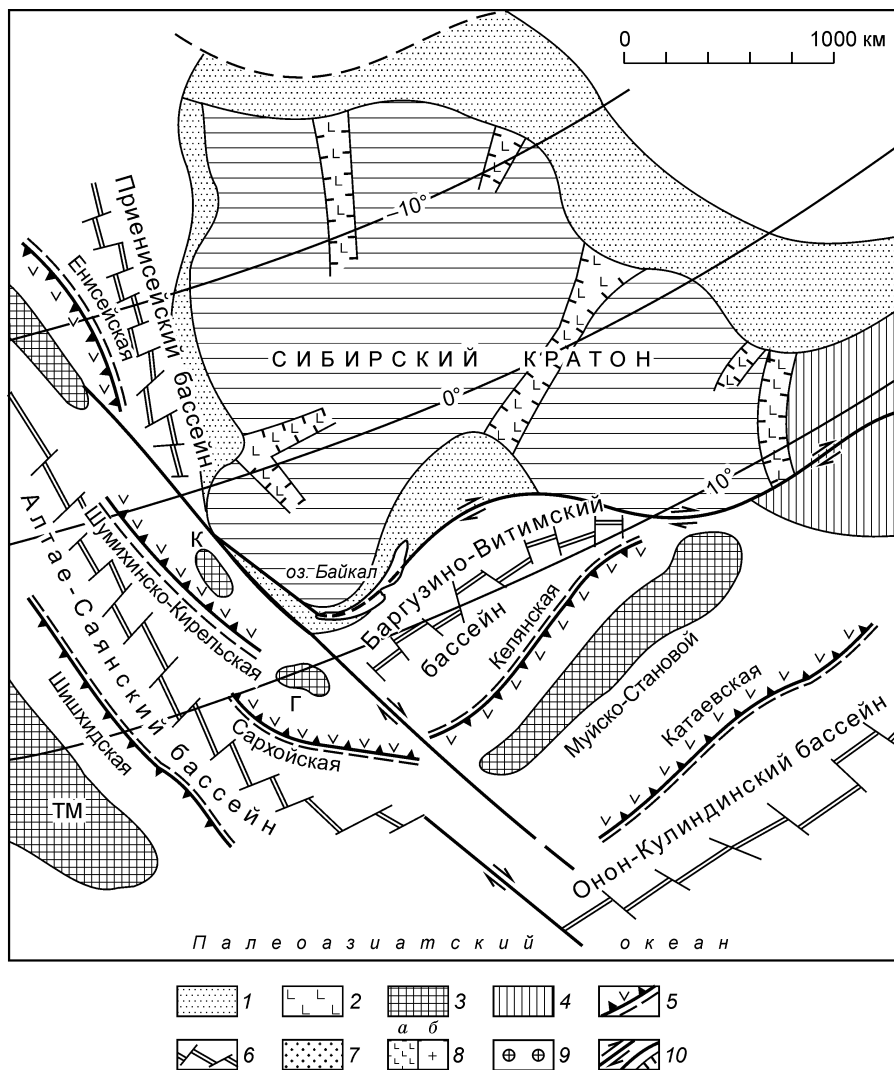


Рис. 2. Палеогеодинамическая реконструкция позднебайкальского этапа (800—630 млн лет).

1 — покровно-складчатые пояса пассивной окраины кратона; 2 — авлакогены; 3 — микроконтиненты и фрагменты микроконтинентов (ТМ — Тувино-Монгольский, ЦМ — Центрально-Монгольский, Арг — Аргунский, Дз — Дзабханский, К — Канский, Г — Гарганский); 4 — коллаж аккрецированных террейнов различной геодинамической природы; 5 — островодужные системы с зонами субдукции, аккреционными призмами, преддуговыми и задуговыми бассейнами, надсубдукционными вулканическими дугами и вулканоплутоническими поясами; 6 — предполагаемые зоны спрединга в океанах и окраинных бассейнах; 7 — остаточные морские бассейны в переходной от океана к континенту зоне, в том числе на окраинах континента; 8 — рифтогенный (внутриплитный) магматизм: а — базиты, б — гранитоиды; 9 — коллизионные гранитоиды; 10 — разрывные нарушения: сдвиги, сбросы, надвиги и др. Масштаб дан (также для рис. 3—6) только для Сибирского кратона, окружающие его структуры — вне масштаба. Контуры кратона и его внутренняя структура на всех рис. даны по [3].

данным, имеющимся по складчатому обрамлению юга Сибирской платформы, Палеоазиатский океан образовался между Лаврентией и Сибирским континентом по разным оценкам в период от 1100 до 720 млн лет назад и существовал до конца палеозоя—начала мезозоя, трансформируясь в процессе развития в другие океанические бассейны (Палеотетис, Монголо-Охотский, Южно-Монгольский, Солонкерский и др.). Это наглядно продемонстрировано Н.Л. Добрецовым [21], который на основании индикаторных магматических и метаморфических маркеров выделил несколько стадий развития Палеоазиатского океана, где наряду со спрединговыми дайково-вулканическими комплексами фиксирующими начало раскрытия океана, выделяются островодужные вулканические серии с бонинитами возрастом 650—630 млн лет, указывающими на его максимальное открытие.

На рис. 2 показана схематическая реконструкция для позднебайкальского (800—630 млн лет)* этапа развития складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Как известно, в это время интенсивно формировались байкальские тектонические структуры. Вдоль западной, северной и восточной (в древних координатах) периферии Сибирского континента реконструируется почти непрерывная цепочка островных дуг (Енисейская, Шумихинско-Кирельская, Сархойская, Келянская и др.), зоны субдукции которых падают под микроконтиненты — отторженцы фундамента Сибирского кратона (Канский, Гарганский, Тувино-Монгольский, Муйско-Становой). К сожалению, палеомагнитные данные по этим территориям отсутствуют и их положение показано на схеме условно, преимущественно по геологическим материалам. Крайние океанические бассейны Палеоазиатского океана (Приенисейский, Баргузино-Витимский, Алтае-Саянский и Онон-Кулиндинский), по-видимому, были сдвинуты относительно друг друга по крупной сдвиговой зоне северо-западного (в древних координатах) простираения.

В настоящее время установлено, что саянская и байкальская ветви Саяно-Байкальского складчатого пояса развивались практически синхронно [22]. Так, по данным А.Б. Кузьмичева [23], в юго-восточной части Восточного Саяна на раннем этапе развития байкалид произошло заложение океанического бассейна и Дунжугурской энсиматической островной дуги (1020 млн лет, U-Pb метод), которая еще до распада суперконтинента Родиния, окаймляла последний с севера (в древних координатах). В последующем (примерно 800 млн лет назад) эта дуга была обдуцирована на Гарганскую глыбу пассивной окраины Сибирского континента, прорвана коллизийными тоналитами сумсунурского комплекса (785 млн лет, U-Pb метод) и прекратила свое существование. В результате этих процессов возникла активная континентальная окраина, вдоль которой (возможно на которой) сформировалась Сархойская островодужная система с абсолютным возрастом вулканитов 718 ± 30 млн лет (Rb-Sr метод), а также Окинская аккреционная призма (736 ± 43 млн лет, Sm-Nd метод) и Шишхидская океаническая (энсиматическая) островная дуга [23]. Сходные события происходили в северо-западной части Восточного Саяна, где формировались вначале Арзыбейская островная дуга (возраст островодужных плагиогранитов составляет 1017 ± 47 млн лет, а трондьемитов — 800 ± 6 млн лет), а затем Шумихинско-Кирельская островодужная система (возраст островодужных плагиогранитоидов, определенный U-Pb методом равен 680 млн лет). Эти островные дуги существовали, по-видимому, довольно длительное время и только в результате вендской коллизии (600—555 млн лет) были причленены к окраине кратона [24]. В конце позднебайкальского этапа активная окраина континента подверглась задуговому рифтингу и отделилась от Сибирского кратона. В результате возник океанический бассейн, протягивающийся от Восточной Тувы до Джидинской зоны Забайкалья, Северной Монголии и далее, по-видимому, до Байкало-Муйского пояса Северного Забайкалья.

В пределах Баргузино-Витимского океанического бассейна установлен среднерифейский возраст (1035 млн лет) ортоамфиболитов Кичерской зоны [25]. В составе гаргинской серии обнаружены базальты типа E-MORB и OIB [26]. Их возраст определяется началом верхнего рифея. В бассейне р. Большой Амалат они прорваны гнейсовидными гранитами с возрастом 790 ± 6 млн лет, что сближает их с дунжугурскими и арзыбейскими событиями в Восточном Саяне. Кроме того, установлено, что Парамский океанический и Келянский островодужный террейны по датировкам вулканитов и гранитов (800—700 млн лет) сопоставляются с формированием сумсунурских тоналитов и вулканитов Сархойской островодужной системы [23, 27]. Фрагменты Келянской островодужной системы, занимающие в настоящее время практически весь бассейн р. Витим, сложены туфами, туффитами и лавами риолитов, плагиоориолитов, андезитов и базальтов известково-щелочной серии, а также бонинитами, габбро и плагиогранитами, указывающими на ее энсиматическую природу [28, 29]. Парамский океанический террейн объединяет тектонические пластины и клинья шириной до 60 км и протяженностью до 300 км, которые представлены офиолитами, располагающимися среди островодужных образований Келянского террейна.

* В данной работе при определении геохронологических границ палеозойских этапов, стратоподразделений, магматических и метаморфических пород использовалась новая международная геохронологическая шкала, утвержденная в 2004 г. на Международном геологическом конгрессе во Флоренции (Италия).

Офиолиты включают гипербазиты, габбро, базальты и глубоководные кремнисто-глинистые породы. Вулканические образования офиолитов представлены базальтами типа E- и N-MORB, а также бонинитами и толеитовыми базальтами островодужного типа [29, 34]. Офиолиты рассматриваются в качестве фундамента Келянской островодужной системы, датируемой средним—поздним рифеем [2].

В центральной части Баргузино-Витимского бассейна широко распространены рифейские сложно дислоцированные осадочно-метаморфические толщи [28], выделяемые нами в составе Баргузинского и Верхневитимского (Икатского) турбидитовых террейнов [6, 8]. Значительная часть этих толщ уничтожена гранитоидами Ангаро-Витимского батолита позднепалеозойского возраста. Некоторые исследователи считают эти толщи (гаргинская, хойготская, талалинская и др.) раннекембрийскими и на этом основании выделяют здесь Баргузинский микроконтинент [2, 16]. Однако возраст этих толщ в последние годы пересматривается в сторону омоложения (см. выше), к тому же наиболее древние датировки унаследованных цирконов из прорывающих их баргузинских гранитов, по которым определяется возраст корового вещества, не превышают среднерифейский возраст — 1200 млн лет (Sm-Nd метод) [25]. Кроме того, в составе венд-кембрийских перекрывающих терригенно-карбонатных толщ, которые могли бы быть чехлом микроконтинента, присутствуют вулканогенные образования (базальты, андезиты, риолиты и их туфы) с линзами габбро-диабазов и серпентинитов, что не характерно для чехлов эталонных микроконтинентов, например Тувино-Монгольского [23, 30].

Необходимо отметить, что океаническая кора Келянской и выделяемой нами Катаевской островодужных систем к концу рифея субдуцировала под Муйско-Становой кратонный террейн, который к началу венда сочленился с Сибирским кратоном и в дальнейшем развивался совместно в виде пассивной континентальной окраины.

В последнее время получены новые материалы по фаціальным условиям формирования осадочно-вулканогенных толщ (кулиндинской и др.) Онон-Кулиндинского бассейна Восточного Забайкалья [31]. Установлено, что их образование происходило в гемипелагической обстановке спредингового окраинного морского бассейна. По вещественному составу и распределению REE metabазальты этих толщ относятся в основном к E-MORB и OIB типам. При этом допускается независимость исходных для их образования расплавов и показывается разный возраст этих процессов в позднем рифее и раннем венде. По фаціальным и геодинамическим условиям формирования они сходны с подобными образованиями окраинных спрединговых морей западной части Тихого океана.

Таким образом, к концу позднебайкальского этапа (~630-610 млн лет) завершилось формирование островных дуг, преддуговых и задуговых бассейнов, аккреционных призм, микроконтинентов и приращение их к окраине Сибирского кратона. В результате образовался позднерифейский Енисей-Саяно-Байкальский складчатый пояс байкалит. Эти аккреционно-коллизийные процессы сопровождалось внедрением коллизийных и постколлизийных гранитоидов, которые в Енисейском кряже имеют возраст 760—750 млн лет (аяхтинский комплекс), 752—718 млн лет (глушихинский комплекс) и 675—620 млн лет (татарский комплекс) соответственно [32], в Восточном Саяне — 785 млн лет (сумсунурский комплекс), 660—640 млн лет (широкологский комплекс) и 630 млн лет (белозиминский комплекс) [23, 24, 33], в Западном Забайкалье — 790 млн лет („куандинский“ комплекс) и 733 млн лет (муйский комплекс). Сюда же следует отнести проявление зонального метаморфизма в Олоkitском террейне, а также формирование муйских эклогитов (653 млн лет), амфиболитов и автохтонных плагиогранитов (652 млн лет) Нюрундуканского пояса [34]. В результате этих процессов вблизи границ Сибирской платформы образовался коллаж позднерифейских террейнов различной геодинамической природы, которые в начале венда образовали пассивную континентальную окраину Сибирского континента.

РАННЕКАЛЕДОНСКИЙ ЭТАП (630—500 млн лет)

Раннекаледонский этап геодинамического развития рассматриваемого региона, охватывающий венд, ранний и средний кембрий, является одним из важнейших эпизодов формирования складчатой структуры палеозойского южного обрамления Сибирской платформы. На представленной реконструкции этого этапа (рис. 3) показано структурное положение Сибирского континента (кратона), системы островных дуг, микроконтинентов, задуговых и междуговых окраинных морских бассейнов периферической части Палеоазиатского океана с использованием геологических, палеобиогеографических и палеомагнитных данных [3, 15, 35—37].

Тектоническая история этих структур напрямую связана с историей заложения, развития и закрытия Палеоазиатского океана. По данным Н.Л. Добрецова [21], активное развитие океана происходило во вторую стадию (640—530 млн лет), т. е. в венде—раннем кембрии. В это время формировались спрединговые зоны СОХ, энсиматические (примитивные) и энсиалические (зрелые) островные дуги с протяженными зонами субдукции, преддуговые бассейны и задуговые спрединговые окраинные моря.

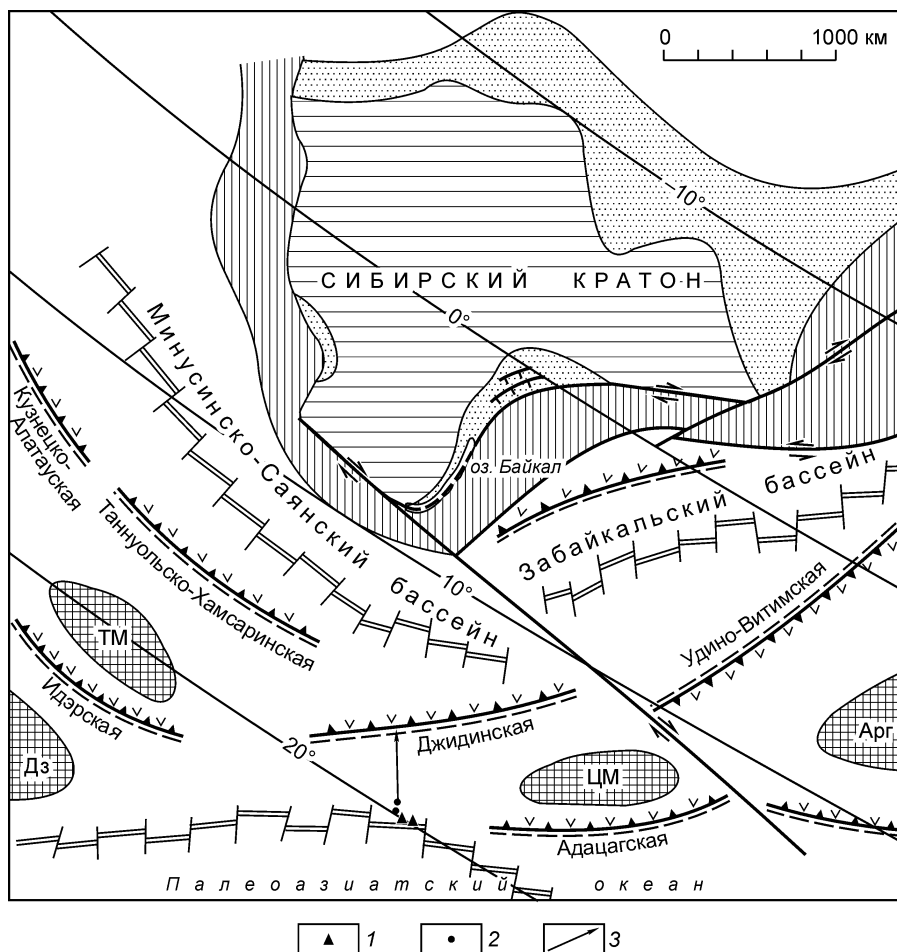


Рис. 3. Палеогеодинамическая реконструкция раннекаледонского этапа (630—500 млн лет).

1 — положение базальтов типа N-MORB; 2 — положение субшелочных базальтов типа WPOIB Джидинской зоны по палеомагнитным данным [18]; 3 — направление предполагаемого абсолютного движения океанической плиты над горячей точкой в сторону Джидинской островодужной системы. Ост. усл. обозн. см. на рис. 2.

Согласно палеомагнитным данным [15, 37], Сибирский континент располагался в приэкваториальной области и своей современной юго-западной стороной был повернут к северу (см. рис. 3). Развитая в северной части (в древних координатах 10—20° с.ш.) система островных дуг цепочкой опоясывала Прибайкальский клинообразный выступ Сибирского континента. По данным А.Ю. Казанского [15], Сибирский континент в венде—раннем-среднем кембрии перемещался из северных широт на юг, вращаясь по часовой стрелке. Океанические плиты Палеоозиатского океана двигались в том же направлении, субдуцируя под островные дуги с С-СЗ на Ю-ЮВ (в древних координатах), что подтверждается первыми нашими палеомагнитными данными по океаническим (внутриплитным) базальтам Джидинской зоны [18]. Обстановки сжатия на границах континентальной и океанической плит привели к формированию правосторонних сдвиговых зон по периферии Сибирского континента, вследствие чего в течение первой половины кембрия островодужная система испытывала юго-восточное перемещение со скоростью около 10 см/год [37]. Такая сдвиговая зона показана нами на схеме (см. рис. 3) между Минусинско-Саянским и Забайкальским окраинными бассейнами, а также между Джидинской и Удино-Витимской островодужными системами. Судя по палеомагнитным данным, островодужные ансамбли, передвигаясь по сдвигам, разворачивались в различных направлениях, что приводило к переориентированию зон субдукции (фронтальная или косая, пологая или крутая конвергенции).

Рассмотрим более подробно геологическое строение изученных нами в последние годы Джидинской, Удино-Витимской и Адацагской островодужных систем Монголо-Забайкальского сектора Палеоозиатского океана.

В Джидинской островодужной системе, находившейся, по палеомагнитным данным, на значительном удалении от Сибирского континента, выявлен полный разрез венд-раннекембрийской офио-

литовой ассоциации, кроме того, здесь широко представлены разнообразные островодужные комплексы, коллизионные и постколлизионные гранитоиды. Островодужные комплексы представлены вулканическими и осадочными породами энсиматической островной дуги, крупного симаунта или симаунтов (гайотов), преддугового и задугового бассейнов, а также габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциацией пород повышенной основности, завершающей формирование Джидинской островодужной системы на окраине Палеоазиатского океана [38].

Формирование вулканической постройки Джидинского симаунта (гайота) происходило в венде—кембрии на коре океанического типа (базит-гипербазиты Хасуртинского, Дархинтуйского и др. массивов), судя по палеомагнитным данным, на значительном удалении от островной дуги. Структурно-вещественные комплексы гайота представляют собой системы тектонических чешуй и покровов с интенсивным внутренним структурным расслоением. Нижний комплекс представлен подушечными лавами низкотитанистых толеитовых базальтов, средний — толщей субщелочных высокотитанистых вулканитов основного и среднего составов с телами известняков и силицитов, а верхний — карбонатной толщей с преобладанием доломитов (карбонатная платформа) с участием субщелочных вулканокластических пород.

Начальный этап развития островной дуги фиксируется венд-кембрийскими породными ассоциациями базит-гипербазитов (Бугуриктайский и др. массивы), расслоенных кумулятивного и дайкового комплексов, примитивных толеитов с участием бонинитов и андезитобазальтов известково-щелочной серии. Следующий этап развития дуги связан с появлением излияний среднего и кислого составов (риолит-андезитовая толща), формировавших морфологически выраженные вулканические постройки, окруженные рифовыми известняками, содержащими раннекембрийские археоциаты. Переход островной дуги от юной к зрелой стадии развития связывается с началом массовых излияний и эксплозий вулканитов среднего состава. В этот период в ходе вулканической деятельности сформировалась мощная толща преимущественно псаммитовых тефротурбидитов андезитобазальтового состава. Почти одновременно (средний кембрий) образовались многочисленные интрузивные тела габбро, диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов (джидинский комплекс) с возрастом 506—504 млн лет (U-Pb метод) [39]. Совокупность геологических, петро- и геохимических данных позволяет отнести эти гранитоиды к надсубдукционному *I*-типу, формировавшиеся в условиях островных дуг. На дискриминантной диаграмме Дж. Пирса и др. в координатах Rb—(Y + Nb) все точки изученных гранитоидов попадают в область островодужных гранитов. Изученные габброиды и гранитоиды джидинского комплекса характеризуются низкими величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7031—0,7038$, высокими положительными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от +6,4 до +7,6 и значениями Nd модельного возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0,80—0,74$ млрд лет. Изотопные и геохимические данные свидетельствуют о формировании габброидов и гранитоидов джидинского комплекса при плавлении деплетированного мантийного источника и подчиненном вкладе корового материала. По своим изотопным характеристикам породы джидинского комплекса сопоставимы с гранитоидами каледонской изотопной провинции Центральной Азии [40].

Постройки энсиматической островной дуги, а также крупного симаунта (гайота) изучены нами в Джидинской зоне Северной Монголии. Здесь впервые выявлена и откартирована Баянгольская аккреционная призма венд-кембрийской энсиматической островной дуги с апоперидотитовыми серпентинитами и бонинитами в ее основании [41]. Структурно-вещественный комплекс аккреционной призмы энсиматической островной дуги образует крупную коллизионную структуру, которая, по-видимому, сформировалась к концу нижнего палеозоя вследствие крупных сдвиговых перемещений субмеридионального направления на позднем коллизионном этапе развития региона. В последующем, по-видимому, в среднем и позднем палеозое, эта структура была осложнена субширотными разломами со значительной сдвиговой составляющей. Структурно-вещественные комплексы аккреционной призмы островной дуги на раннем этапе были прорваны крупными телами габбро-диорит-тоналит-плагиогранитного состава, а на поздне-коллизионном этапе — граносиенит-гранитовым комплексом верхнего палеозоя.

В преддуговой части Джидинской островодужной системы сформировался остаточный флишоидный бассейн. Обломочные породы флиша имели два источника питания — островная дуга и постройки гайота. С моделью преддугового бассейна, превращенного в последующем в остаточный, согласуются и результаты биостратиграфического анализа ранее выделенных из отложений флиша миоспоровых комплексов, которые свидетельствуют о том, что значительная часть флишевого разреза накапливалась в позднем девоне [38].

Джидинская венд-кембрийская островодужная система к северо-востоку (в древних координатах) переходит в Идэрскую систему островных дуг [42], которая отделяет Тувино-Монгольский массив от Дзабханского, а к юго-востоку смыкается с системой венд-нижнекембрийских островных дуг Восточной Тувы, Западного Саяна и Кузнецкого Алатау. В аккреционных призмах этих дуг, так же как и в Джидинской, найдены многочисленные фрагменты океанических плато и островов (гайотов), указывающих на энсиматический тип развития этих дуг [43]. В тылу этой системы островных дуг сформировался Минусинско-Саянский задуговый спрединговый окраинный бассейн, который с юга, в приэкваториаль-

ной зоне, граничил с верхнерифейским коллажем террейнов пассивной континентальной окраины Сибирского кратона.

Удино-Витимская островодужная система расположена в приэкваториальной области* и по крупной правосторонней сдвиговой зоне граничит с запада с вышеописанной Джидинской системой (см. рис. 3). Однако в отличие от последней она имела обратную полярность и была сложена нижнекембрийскими островодужными вулканитами дифференцированной известково-щелочной серии и в ее фундаменте вскрываются в различной степени (до амфиболитовой фации) метаморфизованные рифейские и вендские отложения, иногда с офиолитами. Общая площадь, занимаемая здесь раннепалеозойскими осадочно-вулканогенными образованиями, составляет около 200 км²: около 60 % приходится на вулканогенные породы, 18 % — на туффиты, около 15 % — на осадочные породы (главным образом известняки) и около 5—7 % — на смешанные (большей частью вулканомиктовые) породы. В результате работ, проведенных нами в последнее время, было установлено, что основу островодужного структурно-вещественного комплекса составляют мощные шлейфы вулканокластитов и лав среднего, кислого и смешанного составов [41]. Шлейфы вулканокластитов четко расчленяются на две зоны вулканизма и седиментации: ближнюю (проксимальную), сложенную в основном псефитовыми и смешанными псефитопсаммитовыми тефротурбидитами и лавами среднего состава, и дальнюю (дистальную), сложенную сериями мелких конусов средних, кислых и смешанных тефротурбидитов, терригенно-вулканогенными отложениями с рядом небольших рифовых карбонатных построек с археоциатами и трилобитами нижнего кембрия. Обе зоны тесно связаны между собой латеральными переходами. Оказалось, что выделенные здесь ранее стратифицированные пачки и свиты отличаются друг от друга только в преобладании отложений какой-то части обломочных шлейфов (проксимальной или дистальной) или характером вторичных изменений пород. Поэтому все они могут быть объединены в островодужный комплекс. На заключительном этапе формирования островодужной структуры образовались крупные интрузивные тела габбро, диоритов, тоналитов, плагиогранитов, которые уничтожили значительную часть островодужной постройки и привели к разнотемпературному метаморфизму осадочно-вулканогенных пород.

Во фронтальной части Удино-Витимской островодужной системы сформировался Забайкальский океанический окраинный бассейн. Его юго-западной (в древних координатах) границей служила область шельфа и континентального склона пассивной окраины Сибирского кратона, которая, в свою очередь, граничила с ранее сформированным Байкало-Патомским складчато-надвиговым поясом. Отложения шельфа и континентального склона в целом сходны с синхронными отложениями Сибирской платформы, отличаясь от них на порядок большей мощностью. В пределах окраинного бассейна они слагают отдельные изолированные прогибы и сохранившиеся от эрозии останцы, по-видимому, единого с чехлом платформы осадочного покрова. В пользу этого вывода свидетельствует сходство кембрийской фауны с фауной Сибирской платформы [44]. В центральной части океанического бассейна, вдоль намечаемой нами спрединговой зоны, наблюдаются отдельные выходы базит-гипербазитовых тел (абагинский и атарханский комплексы) и глубоководных кремнистых (гемипелагических) отложений. Это в свое время послужило нам основанием для выделения Абагинского океанического террейна [5, 6]. В настоящее время датированы породы бирамьинской серии (507 млн лет) и Шаманского габбро-диорит-плагиогранитного массива (545 млн лет) [45]. В ассоциации с ними обнаружены островодужные базальты, андезиты, габбро-диабазы с линзами серпентинитов. Необходимо отметить, что в преддуговой части Удино-Витимской островодужной системы, в пределах Забайкальского окраинного бассейна и коллажа террейнов Приольхонья, Восточного Прибайкалья и Витимского плоскогорья, всюду наблюдаются фрагменты островных дуг, океанических островов, базальтов MOR, глубоководных осадков. Все это говорит о том, что на раннекаледонском этапе развития Забайкалья, по-видимому, существовала целая система эшелонированных островных дуг и задуговых бассейнов различной зрелости, которая в последующем была уничтожена в результате интенсивных аккреционно-коллизийных и постколлизийных процессов.

Изученная нами недавно *Адацагская* условно венд-кембрийская островодужная система Центральной Монголии показана к северо-западу (в древних координатах) от Джидинской системы и Центрально-Монгольского микроконтинента. Структурное положение ее, из-за отсутствия палеомагнитных данных, показано условно. Она, возможно, к западу (в современных координатах) переходит в Баян-Хонгорскую венд-кембрийскую островодужно-океаническую систему, а к востоку — в аналогичную Керуленскую офиолитовую зону [36]. Офиолитовый комплекс Адацагской зоны состоит из серпентинитового меланжа, расслоенной габброидной серии, долеритовых даек и толщ лав основного состава. Геодинамическая позиция офиолитов определена на основе изучения базальтов, андезитобазальтов и даек долеритов. На диаграмме АФМ они показывают толеитовый тренд дифференциации с увеличением железистости пород. Базальты характеризуются повышенным содержанием MgO (до 12,8 мас.%), Cr, Ni и низкими концент-

* По палеомагнитным неопубликованным данным (Д.В. Метелкин, И.В. Гордиенко и др.) система находилась в пределах 5—10° с.ш., вблизи северо-западной окраины Сибирского кратона, и имела субмеридиональное простирание.

рациями TiO_2 , P_2O_5 и щелочей. По форме кривых и уровню содержаний REE базальты и андезитобазальты соответствуют толеитам островных дуг. Это подтверждается также отчетливыми минимумами по Nb, Ta, Zr, Hf, Ti на кривых пронормированных к N-MORB. Аналогичное распределение редкоэлементного состава имеют габброиды расслоенного комплекса, что позволяет их также отнести к островодужным образованиям [46].

Показанный на реконструкции фрагмент Аргунского микроконтинента по существу представляет шельфовый террейн, расположенный в задуговой части Удино-Витимской островодужной системы. Микроконтинент сложен песчано-сланцевыми отложениями позднего рифея, которые несогласно залегают на раннедокембрийских гранитах и гнейсогранитах. Песчано-сланцевые отложения фациально замещаются карбонатными и алевритопесчаными с конгломератами и гравелитами. Эти отложения несогласно с конгломератами в основании перекрыты шельфовыми мелководными терригенными и карбонатными отложениями венда—нижнего кембрия с фауной археоциат, схожей с аналогичной фауной Удино-Витимской зоны каледонид [47]. Показанный на схеме условно фрагмент островной дуги выделен на основании находок пластовых тел, даек и линз серпентинитов, габбро, габбро-диоритов и диабазов по юго-западной периферии Аргунского микроконтинента.

ПОЗДНЕКАЛЕДОНСКИЙ ЭТАП (500—400 млн лет)

Позднекаледонский этап охватывает временной интервал с позднего кембрия по ордовик и силур включительно. Известно, что на рубеже нижнего и среднего кембрия в исследуемом регионе произошла глобальная тектоническая перестройка, выразившаяся в смене направления движения литосферных плит. Сибирский континент, перемещаясь в северном направлении, практически прекратил вращательное движение. Смена направления движения океанических плит по отношению к островодужной системе привела к формированию левосторонних сдвиговых зон в структуре окраины континента [14, 15, 37]. Однако, как отмечено было Н.А. Берзиным [48], характерное для позднего докембрия и раннего кембрия „проскальзывание“ структур островодужной системы вдоль континента по правилу правого сдвига некоторое время еще сохранялось, особенно в ордовике.

Формирование венд-ранне- и среднекембрийских островных дуг Палеоазиатского океана завершилось мощными аккреционно-коллизийными процессами сжатия и скупивания сиалических масс в результате столкновения террейнов различной геодинамической природы. В итоге по всему складчатому обрамлению севера (в древних координатах) Сибирского кратона возник пояс коллизийных структур, которые совместно с отложениями шельфа и континентального склона сформировали обширную континентальную окраину Палеоазиатского океана (рис. 4). Это была своеобразная окраина, так как в ордовике и особенно в силуре в некоторых районах Алтае-Саянской области, Монголии и Забайкалья формировались островные дуги, зоны рифтогенеза и морские осадочные бассейны со значительным вулканогенным наполнением (например, Систигхемский прогиб в Восточной Туве).

Позднекаледонская коллизия сопровождалась крупномасштабными перемещениями по сдвигам северо-западного и северо-восточного простираний, складчатыми и надвиговыми деформациями в пределах этой континентальной окраины, формированием больших объемов гранитов и высокотемпературным зональным метаморфизмом. Кинематика перемещений террейнов в процессе их аккреции в значительной мере была обусловлена неровностями в очертании южного края Сибирского континента, а также его активным глобальным дрейфом из южных широт в северные.

Необходимо отметить, что коллизийные и аккреционно-коллизийные геодинамические обстановки, связанные со столкновениями блоков различного типа, являются одними из наиболее сложных объектов для анализа связи особенностей составов магматических ассоциаций и тектонических обстановок их проявления. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что уже в среднем кембрии в большинстве островодужных структур (за исключением, возможно, раннеордовик-

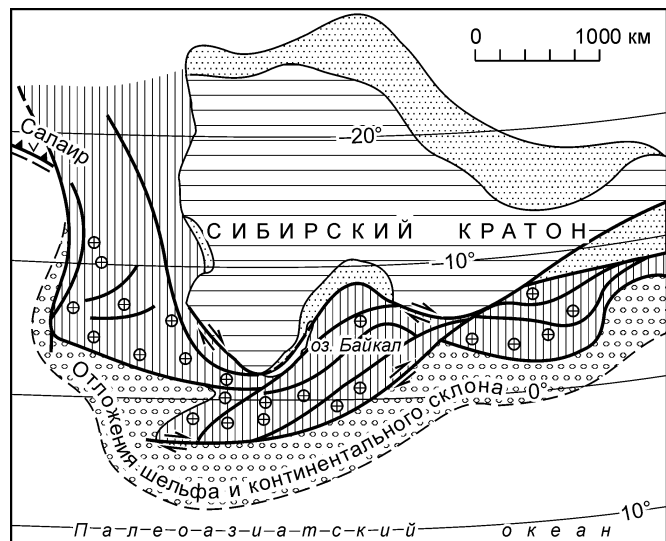


Рис. 4. Палеогеодинамическая реконструкция позднекаледонского этапа (500—400 млн лет).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

ской Салаирской дуги и некоторых дуг Южной Монголии) прекратились субдукционные процессы и с позднего кембрия начался коллизионный этап развития каледонид, приведший в конце кембрия к образованию коллажа террейнов и причленению его к окраине Сибирского континента. Именно в это время активизировались процессы сжатия и сдвиговые перемещения по разломам. В коллизионно-сдвиговых зонах формировалась утолщенная кора, что приводило к широкому проявлению высокотемпературного метаморфизма и массовому внедрению синколлизионных гранитоидов.

В настоящее время получено много надежных геохронологических данных по разным регионам складчатого обрамления юга Сибирской платформы о широком проявлении позднекаледонского, главным образом ранне- и среднеордовикского коллизионного магматизма. Для Алтае-Саянской области такие данные недавно обобщены А.Г. Владимировым и др. [49]. Новые геохронологические данные о преимущественно ранне- и среднеордовикском возрасте (485 ± 10 — 460 ± 5 млн лет) гранитоидных комплексов юго-восточной части Восточного Саяна были получены А.Б. Кузьмичевым [23]. При этом установлено, что ордовикские гранитоиды прорывают не только боксонскую серию венда—среднего кембрия, но и окинскую серию, возраст которой является спорным (от рифея до девона включительно). Считается, что массовый гранитоидный магматизм этого этапа связан с коллизионными процессами островодужных террейнов с Тувино-Монгольским микроконтинентом. Коллизионные процессы широко проявились в Восточной Туве, где в ордовике сформировался крупный Каахемский полихронный батолит, площадью свыше $15\,000\text{ км}^2$, с возрастом $451 \pm 5,7$ млн лет (U-Pb метод по цирконам) и 450 ± 5 млн лет [50]. Кроме того, здесь же выделены перидотит-пироксенит-габбро-норитовые (мажалыкский комплекс — $484,2 \pm 2,3$ млн лет) и сиенит-клинопироксенит-габбровые ассоциации, которые связываются с кембро-ордовикским аккреционно-коллизионным этапом, где наблюдается смешение коллизионного, субдукционного и плюмового магматизма [51]. Сложные процессы происходили в пределах Сангиленского орогена (Юго-Восточная Тува). В нем по геохронологическим данным выделяется ряд стадий — от субдукционно-аккреционной (поздний венд) через коллизионную (кембрий) до трансформно-сдвиговой [52].

Гранитоиды, занимающие большие площади на территории Прибайкалья, Западного Забайкалья, являются преимущественно внутрикоровыми образованиями и их формирование следует связывать с процессами коллизии и аккреции террейнов к Сибирскому континенту. Приведенные в последние годы специальные геохронологические исследования по датированию гранитоидов U-Pb и Sm-Nd методами, а также датирование пород Rb-Sr изохронным методом выявили присутствие гранитоидов позднерифейского, венд-кембрийского, ордовик-силурийского и позднепалеозойского возрастов. Кроме того, этими же методами было установлено широкое развитие процессов высокотемпературного зонального метаморфизма, связанного с аккрецией венд-кембрийских островных дуг и кратонных террейнов к Сибирскому континенту. Так, гранулитовые комплексы (485 млн лет) и коллизионные гранитоиды (465 млн лет) ранне-, среднеордовикского возраста установлены в Приольхонье [53, 54]. Аналогичные процессы широко проявились в Южном Прибайкалье (Хамар-Дабане). Здесь U-Pb изотопные исследования цирконов из гранулитов слюдянской и хангарульской серий, которые ранее относились к архею, показали их вендский возраст (556 млн лет) [55]. В последнее время появились данные о разделении гранулитового метаморфизма слюдянского и зонального метаморфизма хамардабанского комплексов [56]. Однако U-Pb изотопные датировки постгранулитовых гранитоидов слюдянского (477 ± 5 млн лет) и мелкозернистых гранитов хамардабанского комплексов (470 ± 2 млн лет) практически совпадают [57]. Последние данные о возрасте U-Pb методом хамардабанских порфириовидных гранитов (494 ± 2 млн лет) и мелкозернистых гранитов (468 ± 1 млн лет) [56] указывают на широкое проявление коллизионных процессов в Хамар-Дабане, а также в Присяянье (485 ± 5 и 481 ± 7 млн лет) [33] в позднекаледонский этап. Эти процессы захватили также более южные районы Хамар-Дабана (Джидинскую и Малханскую зоны), где уже давно установлены гранитоиды и метаморфиты ордовикского возраста [58]. Широко они также распространены в Северной Монголии и захватывают некоторые районы Северного и Восточного Забайкалья.

Следует отметить, что благодаря многолетним целенаправленным исследованиям, проводимым большим коллективом ученых, удалось в последние годы наметить основные рубежи гранитообразования и становления метаморфических комплексов, а также установить главные этапы формирования ювенильной континентальной коры каледонид Центральной Азии [40, 59].

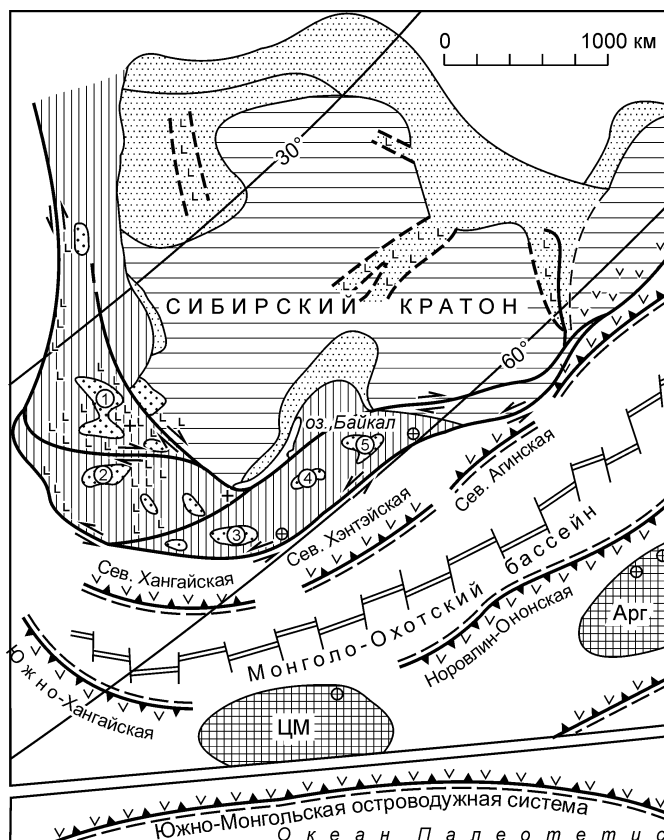
РАННЕГЕРЦИНСКИЙ ЭТАП (400—300 млн лет)

В среднем палеозое (девоне—раннем карбоне) увеличившийся в размерах Сибирский континент находился в Северном полушарии (рис. 5). Согласно палеомагнитным данным, он в девонское время был развернут относительно современного положения на 180° , при этом его нынешняя южная окраина располагалась на широте 50 — 60° [60]. К этому времени Палеоазиатский океан трансформировался в океан Палеотетис [16]. По южной (в современных координатах) окраине Сибирского континента существовали разнообразные геодинамические обстановки: 1) обширная активная континентальная окраина с рифто-

Рис. 5. Палеогеодинамическая реконструкция раннегерцинского этапа (400—300 млн лет).

Наложенные прогибы (цифры в кружках на схеме): 1 — Минусинский, 2 — Тувинский, 3 — Урминский, 4 — Багдаринский, 5 — Уакитский. Ост. усл. обозн. см. на рис. 2.

генными, субдукционным магматизмом, а также мелководным морским осадконакоплением; 2) система окраинно-континентальных спрединговых морей и окружающих их поднятий Монголо-Охотского океанического бассейна; 3) переходная область с эпиконтинентальными задуговыми шельфовыми морями, где происходило формирование рифовых известняков в мелководных прогибах на окраинах Аргунского и Центрально-Монгольского микроконтинентов, а также образование островодужных комплексов; 4) островодужно-океаническая система северной окраины Палеотетиса, которая, по-видимому, была удалена от Сибирского континента на значительное (свыше 2000 км) расстояние (см. рис. 5, это показано разрывом рамки).



На активной окраине Сибирского континента, особенно его западной части, в условиях рассеянного рифтогенеза и разнонаправленной субдукции проявились мощные тектономагматические процессы, приведшие к формированию протяженного (свыше 2000 км) окраинно-континентального Алтае-Саяно-Забайкальского вулканоплутонического пояса. Магматизм в его пределах проявлен неравномерно. Наиболее мощно и разнообразно он развит в рифтогенных структурах минусинского типа, а также в Казахстане, где также сформировался крупный девонский вулканоплутонический пояс на активной континентальной окраине. В этих районах сосредоточены огромные массы вулканических продуктов, ассоциирующих с разнообразными комагматичными интрузивными комплексами. При этом бимодальные серии повышенной щелочности и щелочные часто перемежаются, а иногда развиты в одних и тех же структурах. В поперечном сечении Алтае-Саяно-Забайкальского пояса как в западной, так и в восточной частях, в латеральных рядах магматических формаций наблюдается увеличение общей щелочности (прежде всего калия) и уменьшение изотопного $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканических и особенно плутонических породах по направлению в глубь активной окраины Сибирского континента, что хорошо увязывается с андийским типом активных континентальных окраин. Такая зональность установлена нами и другими исследователями на основе расчета ископаемых субдукционных зон в девонский период [36]. Однако в последнее время при детальном исследовании первичного изотопного состава стронция магматических пород отдельных частей пояса установлено нарушение этой зональности, связанное с одновременным существованием субдукционных и внутриплитных магматических источников, что хорошо было показано А.А. Воронцовым и др. [61] для Северо-Западной Монголии. Это может быть связано со смыканием двух энсиалических островных дуг (Северо-Хангайской и Южно-Хангайской) в Западном Хангае в связи с формированием Алтае-Саянского плюма [62].

Вулканизм пояса был неоднороден как в вертикальной, так и в латеральной последовательности. Отмечено, что в пределах наложенных впадин минусинского типа развиты преимущественно базальтовые и трахибазальтовые ассоциации, в то время как на окружающих поднятиях и в унаследованных прогибах распространены андезит-дацит-риолитовые и трахириолитовые ассоциации. Проведены специальные исследования латеральной изменчивости девонских вулканогенных образований Алтае-Саянской области и она оказалась весьма сложной [63, 64].

Необходимо отметить, что вулканоплутонический пояс в районе южного выступа Сибирской платформы сужается и далее в Забайкалье проявлен в основном в виде позднедевонско-раннекарбонных морских присдвиговых прогибов типа пулл-апарт (Уакитский, Урминский и др.), которые являются реликтовыми задуговыми бассейнами [65]. По мнению Н.А. Берзина [66], это была своеобразная активная окраина, формировавшаяся в конвергентно-трансформной обстановке в условиях косой субдукции

океанической плиты и горизонтальных перемещений континентальных блоков вдоль края континента. Поэтому в процессе движения блоков магматическая активность проявилась крайне неравномерно по площади и во времени. На границе с океаническим бассейном, в тылу активной континентальной окраины создавалась обстановка растяжения и формировались краевые моря. Примером такой обстановки является Рудно-Алтайская зона, которая в позднем девоне—раннем карбоне функционировала в режиме островной дуги, отделенной от континента окраинным морем. Как указывалось выше, подобная обстановка существовала в среднем—позднем девоне—раннем карбоне в Забайкалье и Северной Монголии, где возникли присдвиговые краевые морские бассейны, сопоставимые с Тувинским прогибом и Минусинскими впадинами Алтае-Саянской области [19].

В пределах Хангай-Хэнтэй-Даурской системы окраинно-континентальных спрединговых морей в среднем палеозое образовался протяженный (свыше 2000 км) Монголо-Охотский океанический бассейн. Этот бассейн с юго-востока (в современных координатах) через систему островных дуг и задуговых морей примыкал непосредственно к активной окраине Сибирского континента и по длине вполне был соизмерим с ее юго-восточной частью (см. рис. 5). По существу, бассейн состоял из цепочки окраинных морей (Хангайское, Хэнтэйское, Даурское, Агинское, Ольдойское и др.), разделенных поперечными поднятиями (Западно-Хангайское, Хархоринское, Приаргунское и др.). Система окраинных морей с северо-запада и юго-востока была окружена энциалическими островными дугами (Северо- и Южно-Хангайская, Северо-Хэнтэйская, Северо-Агинская, Норовлин-Ононская и др.), в которых в течение девона, раннего и среднего карбона проявился интенсивный островодужный магматизм (в вулканической и интрузивной форме) и образовались задуговые мелководные морские бассейны с бореальной фауной [16, 47].

Во внутренних частях окраинных спрединговых морей (Хэнтэйском, Даурском, Агинском и др.) происходило излияние толеитовых базальтов и внедрение тел диабазов, габбро-диабазов. В Агинском прогибе обнаружены линзы серпентинитов. Базальты типа N-MORB недавно обнаружены нами в Даурском прогибе Восточного Забайкалья [67]. Базальтами насыщены в основном низы девон-карбонных разрезов окраинных морей, где они ассоциируют с яшмами и кремнисто-граувакковыми (турбидитовыми) отложениями. Выше по разрезу базальты встречаются в меньшем количестве. Все это указывает на то, что обстановка растяжения была максимальной в начале девона, а затем затухала к концу карбона. Характерной особенностью развития внутренних частей окраинных морей является отсутствие среднепалеозойских интрузий гранитоидов.

Монголо-Охотский бассейн был отделен от Южно-Монгольской островодужной системы переходной (шельфовой) областью, в пределах которой существовали мелководные морские прогибы (Туингольский, Керуленский, Шарахадинский, Баяндунгский и др.) с отдельными вулканическими островами и выступами более древнего фундамента [36].

В конце силура и начале девона по северной (в современных координатах) окраине океана Палеотетис отчетливо реконструируются островные вулканические дуги, входящие в Южно-Монгольскую раннегерцинскую островодужно-океаническую систему западно-тихоокеанского типа. Она зафиксирована нами в Заалтайской Гоби (хр. Эдрэнгийн-Нуру) и других участках. Островодужные базальты и андезитобазальты совместно с туфогенно-граувакковыми отложениями ассоциируют с офиолитовыми комплексами и кремнистыми пелагическими осадками с радиоляриями девона. В настоящее время офиолиты залегают вблизи основания островных дуг, где фиксируются олистостромы и другие породы глубоководного желоба (аккреционной призмы) [36]. Зона офиолитов протягивается на восток до хребтов Дзолен и Гурван-Сайхан, где они находятся в покровном залегании [68].

Таким образом, в результате интенсивной магматической деятельности в среднем палеозое произошла дальнейшая консолидация и наращивание площади Сибирского континента путем сокращения и закрытия линейных океанических бассейнов Южно-Монгольской системы и причленения островных дуг к Центрально-Монгольскому, Аргунскому и другим микроконтинентам. Эти процессы в некоторых районах сопровождалась гранитизацией фундамента и образованием докамменноугольных гранитоидов андезитового ряда. Подобные гранитоиды проявились в основном в восточной части Южно-Гобийской зоны (хр. Тото-Шань), где они фиксируют столкновение силура-девонской островной дуги с Северо-Китайским континентом.

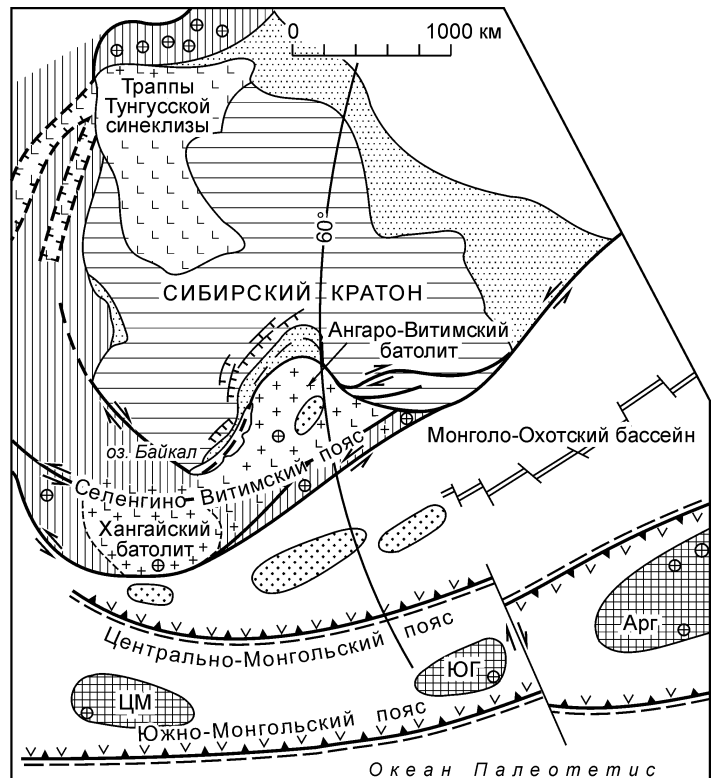
Практическое отсутствие девонских гранитов в Забайкалье свидетельствует о том, что аккреция островных дуг северной окраины Монголо-Охотского океанического бассейна к Сибирскому континенту произошла в более позднее время (в позднем палеозое).

ПОЗДНЕГЕРЦИНСКИЙ ЭТАП (300—250 млн лет)

История геодинамического развития Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое (среднем—позднем карбоне, перми) была обусловлена, так же как и в предыдущую эпоху, взаимодействием Сибирского континента и океанов Монголо-Охотского и Палеотетис [19]. Последний, согласно реконструкциям [4, 16], в конце карбона достиг максимальных размеров и сохранял свою субмеридио-

Рис. 6. Палеогеодинамическая реконструкция позднергерцинского этапа (300—250 млн лет).

Усл. обозн. см. на рис. 2.



нальную ориентировку (рис. 6). По окраине континента в раннем—среднем карбоне существовала геодинамическая обстановка западно-тихоокеанского типа (островных вулканических дуг и окраинных морей), которая в позднем карбоне и ранней перми сменилась обстановкой активной континентальной окраины андийского типа, где начали формироваться вулканоплутонические пояса: Южно-Монгольский, Центрально-Монгольский, Селенгино-Витимский. При этом в начале карбона происходило почти одновременное формирование островной вулканической дуги (известково-щелочная дифференцированная серия риолит-андезит-базальтового состава) с наложенным на нее раннепермским рифтогенным бимодальным вулканизмом в Южной Монголии и образование субдукционного Центрально-Монгольского и рифтогенного Селенгино-Витимского вулканоплутонических поясов, в том числе становление Ангаро-Витимского (330—290 млн лет) и Хангайского (260—250 млн лет) крупных гранитоидных батолитов [69]. Следует отметить, что ранее образование Ангаро-Витимского батолита относили к ордовики—силуру и связывали с коллизионными процессами [36]. Однако в последнее время появилось много изотопных датировок, указывающих на то, что формирование этого батолита произошло в конце карбона—начале перми и связано с формированием мантийных плюмов [69]. Нами предлагается альтернативное решение этой проблемы, связанное с процессами деляминации в литосфере. Согласно этим данным, образование Ангаро-Витимского и Хангайского батолитов происходило в условиях сжатия и утолщения литосферы с одновременным формированием окружающих их вулканоплутонических поясов рифтогенного типа. Эти процессы привели к нарушению термальной стабильности литосферы, отслоению (деляминации) ее нижних частей, погружению этих блоков в астеносферу с последующим их плавлением и формированием анатектических гранитоидных батолитов [70], в том числе анорогенных гранитов.

Таким образом, к концу карбона в складчатом обрамлении юга (в современных координатах) Сибирской платформы сформировались следующие геодинамические обстановки и соответствующие им структуры (см. рис. 6): 1) активная окраина Сибирского континента с двумя вулканоплутоническими поясами (Селенгино-Витимским рифтогенным и Центрально-Монгольским субдукционным), разделенными остаточными задуговыми морскими прогибами Монголо-Охотского бассейна; 2) Южно-Монгольская островодужная система с наложенным вулканоплутоническим поясом рифтогенного типа и задуговыми окраинными морями на переходной коре; 3) океан Палеотетис (Солонкерский океанический бассейн). К северо-востоку от Южно-Монгольской системы находился Аргунский террейн с окружающими его островными дугами и активными континентальными окраинами, а к юго-западу — Северо-Китайский континент, который, по-видимому, в поздней перми столкнулся с Хангайским террейном. Об этом свидетельствует единая позднепермская флора [4, 36].

Во временных и латеральных рядах позднепалеозойских вулканических и вулканоплутонических формаций указанных поясов наблюдались следующие изменения. В Южной Монголии вулканы формировались в интервале поздний карбон—ранняя пермь, в Центральной Монголии — главным образом в ранней перми, частично в поздней. В Селенгино-Витимском поясе интенсивный вулканизм протекал на протяжении всего пермского периода, но с наибольшей интенсивностью в поздней перми и раннем триасе. Сложные изменения наблюдаются в вещественном составе вулканических пород, так как каждому поясу присуща своя специфика. Так, в Южно-Монгольском поясе (ареале) рифтогенных структур преобладают раннепермские контрастные трахириолит-трахибазальтовые серии с комендитами, которые завершают мощный известково-щелочной андезитобазальтовый вулканизм каменноугольного этапа. В Центрально-

Монгольском поясе (ареале) рифтогенных структур преобладают раннепермские контрастные трахириолит-трахибазальтовые серии с комендитами, которые завершают мощный известково-щелочной андезитобазальтовый вулканизм каменноугольного этапа. В Центрально-

Монгольском поясе (ареале) рифтогенных структур преобладают раннепермские контрастные трахириолит-трахибазальтовые серии с комендитами, которые завершают мощный известково-щелочной андезитобазальтовый вулканизм каменноугольного этапа. В Центрально-

Монгольском поясе щелочность вулканитов возрастает к его западным флангам (от Керуленского к Гоби-Алтайскому сектору), в этом же направлении падает и основность пород, но наблюдается повышение щелочности в поперечном сечении пояса, с юга на север [71].

Пестрая картина в распределении продуктов позднепалеозойского магматизма наблюдается в Селенгино-Витимском поясе [36, 62, 72]. Здесь начальные импульсы позднекарбонowego трахиандезит-риолитового вулканизма были приурочены к северному и южному бортам пояса, а также к его западному флангу. Последующий раннепермский трахириолитовый вулканизм совместно со щелочными гранитоидами (бимодальная серия) развит главным образом в наиболее прогнутой части Орхон-Селенгинского прогиба Северной Монголии. В поздней перми произошли площадные базальт-трахибазальтовые излияния, которые в Орхон-Селенгинском прогибе сопровождались формированием силлов и лакколито-подобных тел долеритов и габбро-сиенитов, а на флангах пояса — трахириолит-трахибазальтовых контрастных серий с комендитами и щелочными гранитами. Последние наиболее широко распространены на северо-восточном фланге пояса на территории Забайкалья и относятся к поздней перми—раннему триасу.

В результате формирования рифтогенных структур Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса произошло дальнейшее наращивание литосферы за счет мантийного и преобразованного корового вещества, изостатически поднимающегося по зонам растяжения. При этом рифтогенез и сопровождающий его вулканизм были сосредоточены не только в узких тектонических зонах, а проявились и на огромных обрамляющих пространствах, что связано, по-видимому, с действием Северо-Азиатского суперплюма [62, 74].

Как указывалось выше, в конце перми и в раннем триасе активно происходило приращение (аккреция) континентальной коры по всей окраине Монголо-Сибирского континента, в результате чего он столкнулся с Северо-Китайским континентом и к нему присоединился целый ряд микроконтинентов (Центрально-Монгольский, Южно-Гобийский, Аргунский и др.) и чужеродных комплексов (террейнов), принесших, по-видимому, сюда из субтропической области девонские рифовые известняки. В процессе тектонического сжатия произошло шарьирование этих комплексов на активные окраины, пермско-карбонные отложения подверглись складчатости и произошло массовое внедрение позднепалеозойских гранитоидов как по периферии остаточных внутренних морей, так и внутри морских прогибов вдоль Монголо-Охотского складчатого пояса. Эти гранитоиды образуют также огромные ареалы и пояса на востоке Азии. Процессы гранитообразования сопровождались накоплением континентальных моласс и вспышками кислого вулканизма, особенно по южной периферии морских прогибов. Вдоль сутурной зоны Монголо-Охотского пояса проявились процессы высокотемпературного метаморфизма и гранитизации. Внутри Сибирской платформы (Тунгусская синеклиза) в этот период произошло массовое формирование траппов и щелочно-ультраосновных пород. Все это было связано, по-видимому, с действием огромного Северо-Азиатского суперплюма [73, 74].

В целом поздний карбон—пермь—раннетриасовый этап развития рассматриваемой территории привел к закрытию на юге Монголии океана Палеотетис и смещению всех активных процессов на восток, в сторону Палеотихого океана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Историю геодинамического развития рассматриваемого региона в позднем рифее и палеозое можно рассматривать как необратимый эволюционный ряд формирования межплитных и внутриплитных геодинамических обстановок, возникших в океаническую, переходную и континентальную стадии, которые сопровождались соответствующим осадконакоплением и активными магматическими процессами мантийного и корового происхождения. Широко распространенные позднерифейские и венд-раннепалеозойские офиолитовые и островодужные ассоциации складчатого обрамления юга Сибирской платформы по составу и структурному положению в основном отвечают геодинамическим обстановкам окраинных морей, островных дуг, активных и пассивных континентальных окраин на границе континент—океан (западно-тихоокеанский тип). Установлено, что в пределах Палеоазиатского океана и его окраин в венде—раннем кембрии были развиты главным образом энсиматические островные дуги с бонинитами, а также океанические плато, симаунты и гайоты. В конце кембрия—начале ордовика произошла одна из крупных вспышек коллизионного гранитоидного магматизма, связанная, по-видимому, с закрытием Палеоазиатского океана на значительной площади Центральной Азии.

Средний и поздний палеозой являются завершающими эпизодами в длительном процессе формирования палеозоид складчатого обрамления Сибирской платформы. Им было присуще образование целого ряда вулканоплутонических поясов на обширной континентальной окраине Монголо-Сибирского континента. Выявлена сложная структурно-магматическая зональность позднепалеозойских вулканоплутонических поясов (Селенгино-Витимского и Центрально-Монгольского), а также рифтогенных и островодужно-океанических вулканических структур Южной Монголии. При этом становление названных структур происходило одновременно с формированием сводовых поднятий на месте Джиды-Хамар-Дабан-Баргузин-Витимской и Хангай-Хэнтэй-Даурской систем, где была сосредоточена основная масса позднепалеозойских гранитоидных батолитов. Это была вторая крупная вспышка коллизионного и пост-

коллизийного (анорогенного) гранитоидного магматизма в палеозое, связанная с закрытием океана Палеотетис и формированием позднепалеозойской Пангеи.

Установлена отчетливая возрастная тенденция к расширению и латеральному скольжению главных ареалов позднерифейских и палеозойских тектономагматических процессов в направлении к югу и юго-востоку от границы с Сибирской платформой (в современных координатах). Позднерифейские процессы проявились в основном вблизи границ Сибирского кратона, венд-раннепалеозойские сосредоточены главным образом в каледонидах, среднепалеозойские охватили более обширные пространства активной континентальной окраины, сложенной байкалидами и каледонидами, а также прилегающие окраинно-континентальные моря и островные дуги, а позднепалеозойские имели площадное развитие и занимали практически всю расширенную в девоне активную континентальную окраину Монголо-Сибирского континента. Поэтому велика вероятность того, что последние процессы были связаны с формированием известного Северо-Азиатского суперплума.

Автор выражает благодарность Н.А. Берзину, А.Н. Булгатову и А.И. Ханчуку за высказанные в своих рецензиях замечания и пожелания, которые были учтены при окончательной доработке статьи.

Работы выполнялись при поддержке интеграционной программы РАН и СО РАН „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)“, а также грантов РФФИ (проекты № 02-05-65328, 05-05-64035).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Беличенко В.Г., Складов Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогов О.** Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7—8, с. 29—40.
2. **Гусев Г.С., Хаин В.Е.** О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника, 1995, № 5, с. 68—82.
3. **Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.
4. **Gordienko I.V.** Paleozoic geodynamic evolution of the Mongol-Okhotsk fold belt // J. Southeast Asia Earth Sci., 1994, v. 9, № 9, p. 429—433.
5. **Parfenov L.M., Bulgatov A.N., Gordienko I.V.** Terranes and accretionary history of the Transbaikalian orogenic belts // Intern. Geol. Rev., 1995, v. 37, № 8, p. 736—751.
6. **Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.** Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология, 1996, т. 15, № 4, с. 3—15.
7. **Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.** Террейновый анализ складчатых поясов Забайкалья // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты, Т. 1 (материалы XXXI тектон. совещ.). М., 1998, с. 72—74.
8. **Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.** Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений, 1999, т. 41, № 3, с. 230—240.
9. **Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И.** Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий. М-б 1:2 000 000. Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, 2004, CD ROM.
10. **Gordienko I.V.** Geodynamic evolution of the Central-Asia and Mongol-Okhotsk fold belts and formation of the endogenic deposits // Geosci. J., 2001, v. 5, № 3, p. 233—241.
11. **Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А.** Палеомагнитология. Л., Недра, 1982, 312 с.
12. **Шенгёр А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С.** Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7—8, с. 41—58.
13. **Scotese C.R.** Paleogeographic Atlas, PALEOMAP Progress Report 90-0497, Department of Geology, University of Texas at Arlington. Arlington, Texas, 1997, 45 p.
14. **Печерский Д.М., Диденко А.Н.** Палеоазиатский океан. М., Изд-во ОИФЗ РАН, 1995, 297 с.
15. **Казанский А.Ю.** Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2002, 40 с.
16. **Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. 1, 326 с.; т. 2, 328 с.
17. **Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.** Геодинамика палеоспрединга. М., Изд-во ГЕОС, 2002, 294 с. (Труды ГИН РАН, вып. 490).
18. **Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э.** Положение венд-раннекембрийских офиолитовых и островодужных комплексов Джидинской зоны каледонид в структурах Палеоазиатского океана по палеомагнитным данным // Докл. РАН, 2001, т. 379, № 4, с. 508—513.

19. **Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э., Филимонов А.В.** Состав и структурное положение урминской толщи позднего девона в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы по палеомагнитным данным // Докл. РАН, 2003, т. 388, № 5, с. 651—655.
20. **Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.** Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М., Научный мир, 2004, 610 с.
21. **Добрецов Н.Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 1—2, с. 5—27.
22. **Хаин В.В., Федотова А.А.** Саяно-Монгольский и Байкальский сегменты активных окраин Палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (материалы науч. совещ.). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003, с. 257—261.
23. **Кузьмичев А.Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., Пробел-2000, 2004, 191 с.
24. **Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибикина Е.В. и др.** Арзыбейский террейн — фрагмент мезопротерозойской островодужной коры в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (материалы науч. совещ.). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003, с. 249—252.
25. **Неймарк Л.Л., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др.** Изотопный состав свинца Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений, 1991, № 6, с. 33—49.
26. **Булгатов А.Н., Доронина Н.А., Ласточкин Н.И., Миронов В.А.** Метаморфические комплексы в фундаменте Еравнинского островодужного террейна // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Т. 1 (материалы науч. совещ.). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 30—34.
27. **Рыцк Е.Ю.** Главные событийные рубежи неопротерозоя Байкало-Муйского пояса // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., 2003, с. 437—439.
28. **Булгатов А.Н.** Рифейские осадочно-вулканогенные комплексы Среднего Привитимья (Забайкалье), геодинамические и фациальные условия их образования // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 7, с. 34—41.
29. **Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э. и др.** Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7—8, с. 152—168.
30. **Беличенко В.Г., Гелетий Н.К.** К проблеме выделения Баргузинского микроконтинента в Палеоазиатском океане // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Т. 1 (материалы науч. совещ.). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 30—34.
31. **Булгатов А.Н., Климук В.С.** Фациальные условия седиментации и состав базальтов рифейской кулиндинской свиты в стратотипе (Монголо-Охотский складчатый пояс, Восточное Забайкалье) // Тихоокеанская геология, 2005.
32. **Верниковская А.Е., Верниковский В.А.** Роль анорогенного гранитоидного магматизма в неопротерозойской геодинамической эволюции Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Т. 1 (материалы науч. совещ.). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 61—63.
33. **Донская Т.В., Складчиков Е.В., Гладкочуб Д.П. и др.** Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН, 2000, т. 374, № 1, с. 79—83.
34. **Цыганков А.А.** Геодинамическая обстановка формирования и петрогенезис офиолитов Байкало-Муйского пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (материалы науч. совещ.). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003, с. 264—268.
35. **Репина Л.Н.** Палеобиогеография раннекембрийских морей по трилобитам // Биостратиграфия и биогеография кембрия Сибири. Новосибирск, 1985, с. 5—15.
36. **Гордиенко И.В.** Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 240 с.
37. **Кунгурцев Л.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В.** Тектоническая эволюция структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы в венде—кембрии по палеомагнитным данным // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 7, с. 1042—1051.
38. **Гордиенко И.В., Филимонов А.В.** Магматизм, метаморфизм и деформации литосферы на стадии закрытия Палеоазиатского океана: результаты исследований в Джидинской зоне палеозойского Центрально-Азиатского складчатого пояса, нерешенные проблемы // Геодинамическая эволюция лито-

- сферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (материалы науч. совещ.). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003, с. 60—65.
39. **Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Ковач В.П. и др.** Состав, Pb-U изотопный возраст и геодинамическая позиция островодужных габброидов и гранитоидов Джидинской зоны Палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Т. 1 (материалы науч. совещ.). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 95—98.
 40. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.** Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1280—1293.
 41. **Гордиенко И.В.** Новые данные по геодинамической эволюции палеозойской Джидинской и Удино-Витимской зон Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Т. 1 (материалы науч. совещ.). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 92—95.
 42. **Ярмолюк В.В., Гордиенко И.В., Дуранте М.В., Болд Д.** Строение Идэрской зоны каледонид Северной Монголии // Геотектоника, 1987, № 3, с. 34—48.
 43. **Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А.** Фрагменты океанических островов в структуре курайского и катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 12, с. 1381—1403.
 44. **Далматов Б.А.** Биостратиграфия среднего кембрия Бурятии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1990, 17 с.
 45. **Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Богомолов Е.С. и др.** Палеозойские габбровые и диорит-габбровые комплексы южной части Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., 2003, с. 440—442.
 46. **Горнова М.А., Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В. и др.** Адацагский офиолитовый комплекс (Северная Гоби, Монголия) — фрагмент палеоостроводужной системы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Т. 1 (материалы науч. совещ.). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 98—101.
 47. **Геологическое строение** Читинской области: Объясн. зап. к геол. карте м-ба 1:500 000 / К.К. Анашкина, К.С. Бутин, Ф.И. Еникеев и др. Чита, 1997, 239 с.
 48. **Берзин Н.А.** Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения континентальной коры: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 1995, 51 с.
 49. **Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н.** Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Докл. РАН, 1999, т. 369, № 6, с. 795—798.
 50. **Руднев С.Н., Владимирова А.Г., Пономарчук В.А. и др.** Возрастные рубежи и геодинамическая природа Каахемского полихронного батолита (Восточная Тува) // Докл. РАН, 2004, т. 399, № 4, с. 506—512.
 51. **Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э.** Моделирование формирования высокомагнезиальных расслоенных массивов и сравнительная характеристика особенностей мантийного магмообразования на примере Центрального, Баянцаганского и Мажалыкского массивов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (материалы науч. совещ.). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003, с. 30—34.
 52. **Владимиров В.Г., Владимирова А.Г., Гибшер А.С. и др.** Ранние каледониды Тувино-Монгольского микроконтинента: модель эволюции коллизионного орогена (на примере нагорья Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Т. 1 (материалы науч. совещ.). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 72—76.
 53. **Бибикова Е.П., Карненко С.Ф., Сумин Л.В. и др.** U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возрасты метаморфических и магматических пород Приольхонья // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., Наука, 1990, с. 170—183.
 54. **Федоровский В.С., Владимирова А.Г., Хаин Е.В. и др.** Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника, 1995, № 3, с. 3—22.
 55. **Резницкий Л.З., Халилов В.А., Васильев Е.П., Булина В.А.** Первые результаты U-Pb изотопного исследования аксессуарных цирконов из гранулитов слюдянского комплекса (Южное Прибайкалье) // Докл. АН СССР, 1991, т. 320, № 4, с. 957—962.

56. **Бараш И.Г., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З. и др.** К проблеме возрастных соотношений метаморфизма слюдянского гранулитового и хамардабанского зонального метаморфических комплексов: результаты U-Pb геохронологических исследований // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Т. 1 (материалы науч. совещ.). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 27—30.
57. **Резницкий Л.З., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.** Возраст и продолжительность формирования флогопитовых и лазуритовых месторождений Южного Прибайкалья: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология, 2000, т. 8, № 1, с. 74—86.
58. **Миркина С.Л., Чухонин А.П., Козубова Л.А.** Время формирования и последующего преобразования малханского комплекса гранитов Забайкалья по данным свинцового метода // Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М., 1980, с. 51—58.
59. **Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др.** Источники, ведущие механизмы формирования и эволюции континентальной коры каледонид Центральной Азии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Т. 1 (материалы науч. совещ.). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 168—171.
60. **Кравчинский В.А., Сорокин А.А.** Палеомагнетизм девонских отложений ольдойского террейна (Верхнее Приамурье) // Докл. РАН, 2001, т. 376, № 6, с. 789—793.
61. **Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. и др.** Источники базитовых расплавов девонских бимодальных рифтогенных магматических ассоциаций Центральной Азии (на основе данных о редких элементах и изотопах стронция в базитах Северо-Западной Монголии) // Петрология, 1997, т. 5, № 3, с. 236—252.
62. **Воронцов А.А., Ярмолюк В.В.** Северо-Монгольская—Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера, 2004, № 3, с. 17—32.
63. **Гордиенко И.В.** Особенности геологического развития Прибайкалья и Забайкалья в среднем и позднем палеозое // Тектоника Сибири, Т. 12. Новосибирск, Наука, 1985, с. 94—101.
64. **Крук Н.Н., Руднев С.Н., Шокальский С.П. и др.** Среднепалеозойские магматические формации Алтае-Саянской складчатой области и возможности их использования для палеогеодинамических реконструкций // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований (тез. докл. Всерос. совещ., посвященного 100-летию со дня рождения академика Ю.А. Кузнецова). Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2003, с. 181—182.
65. **Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р.** Ранне- и позднепалеозойские коллизионные обстановки и их роль в формировании литосферы Саяно-Байкальской складчатой области // Эволюция тектонических процессов в истории Земли, Т. 1 (материалы XXXVII тектонич. совещ.). Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2004, с. 107—110.
66. **Берзин Н.А.** Геодинамическая и кинематическая эволюция юго-западной окраины Сибирского континента в среднем—позднем палеозое // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (материалы науч. совещ.). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003, с. 24—27.
67. **Медведев А.Я., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. и др.** Первая находка океанических базальтов в ононской свите (Восточное Забайкалье) // Там же, с. 169—171.
68. **Руженцев С.В., Поспелов И.И.** Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника, 1992, № 5, с. 45—62.
69. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1305—1320.
70. **Гордиенко И.В., Киселев А.И., Лашкевич В.В.** Деламинация литосферы и связанный с ней магматизм в складчатых областях (на примере складчатого обрамления юга Сибирской платформы) // Проблемы глобальной геодинамики, Вып. 2 (материалы теоретич. семинара ОГГГН РАН 1999—2001 гг.) / Под ред. Д.В. Рундквиста. М., 2003, с. 185—199.
71. **Континентальный вулканизм Монголии** / Ред. И.В. Лучицкий. М., Наука, 1983, 190 с. (Труды совместной советско-монгольской геол. экспедиции, Вып. 36).
72. **Гордиенко И.В.** Вулканизм различных геодинамических обстановок Центрально-Азиатского складчатого пояса // Литосфера, 2004, № 3, с. 4—16.
73. **Добрецов Н.Л.** Пермотриасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение мантийного суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 4, с. 497—500.
74. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

*Поступила в редакцию
30 июня 2005 г.*