

## ВУЛКАНИЗМ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

**И.В. Гордиенко**

*Геологический институт Сибирского отделения Российской Академии наук*

*670047, Республика Бурятия, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 8*

*E-mail: gord@pres.bsc.buryatia.ru*

*Поступила в редакцию 15 марта 2004 г.*

В статье приводится аналитический обзор современного состояния проблемы вулканизма различных геодинамических обстановок на разных стадиях эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса. Показана главенствующая роль вулканических процессов при заложении, зрелой стадии развития и закрытии Палеоазиатского океана. Охарактеризованы офиолитовые, островодужные (энсиалические и энсиматические с бонинитами), внутриокеанические (вулканические плато, острова, гайоты) вулканические комплексы, а также окраинно-континентальные и внутриконтинентальные вулканоплутонические пояса андийского, калифорнийского и западно-тихоокеанского типов. Показана структурно-магматическая зональность поясов и ареалов вулканизма в зависимости от типов геодинамических обстановок.

Ключевые слова: *вулканизм, геодинамические обстановки, офиолиты, островные дуги, активные континентальные окраины, Палеоазиатский океан, Сибирский континент.*

## THE VOLCANIC PROCESSES OF VARIOUS GEODYNAMICAL SETTINGS OF CENTRALASIAN FOLDED BELT

**I.V. Gordienko**

*Geological Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences*

The analytical review of the present state of the volcanic processes of various geodynamical settings at different stages of evolution of the Centralasian folded belt is given. The dominant part of volcanic processes when Paleoasian ocean was being formed up, then further developed and finally closed up is revealed. The ophiolite, islands arc (encialic and encimatic with boninites), inner oceanic (volcanic plateau, seamountain, guyots) volcanic complexes, as well as marginal continental and inner continental volcanoplutonic belts of Andian, California and west Pacific ocean types are given account of. The structural and magmatic zoning of belts and volcanism areas depending on the type of geodynamic settings is shown.

Key words: *volcanic processes, geodynamical settings, ophiolites, island arcs, active continental margins, Paleoasian ocean, Siberian continent.*

### Введение

Известно, что вулканические процессы определяют эндогенную эволюцию Земли и поэтому являются индикаторами геодинамических режимов развития океанической, континентальной и переходной коры в складчатых областях. Направленная эволюция изменения состава большинства вулканических пород, пе-

риодичность их возникновения с максимумами развития своеобразных индикаторных формаций лишь на определенных стадиях развития Земли являются отражением сложных процессов эволюции мантии и литосферы и в первую очередь изменения состава источников магматических пород.

Современные успехи в изучении геодинамических режимов подвижных областей Зем-

ли с использованием методов тектоники литосферных плит позволили по-новому подойти к формационному анализу вулканизма. При исследовании вулканических пород различного состава в складчатых областях было установлено, что петролого-геохимические особенности пород практически не зависят от возраста, а определяются главным образом типом геодинамической обстановки, в которой они формировались. Было выявлено, что для каждой обстановки устанавливается строго определенное строение, ансамбль тектонических структур, магматических и метаморфических комплексов и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Каждой геодинамической обстановке свойственна своя совершенно определенная структурно-вулканическая зональность, обусловленная, например, увеличением щелочности, особенно калиевости в вулканитах равной кремнекислотности, и падением изотопного отношения стронция в породах от фронтальной к тыловым частям активных континентальных окраин и островных вулканических дуг.

В данной статье, которая написана по материалам доклада, прочитанного на II Всероссийском симпозиуме по вулканологии и палеовулканологии (Екатеринбург, 2003), рассмотрены вулканические процессы главнейших геоди-

намических обстановок, которые существовали при раскрытии, зрелой стадии развития и закрытии Палеоазиатского океана и формировании на его месте Центрально-Азиатского складчатого пояса. В своих выводах автор опирался в основном на материалы по северной и восточной частям Центрально-Азиатского складчатого пояса, то есть тех районов, которые лучше всего известны автору по результатам многолетних исследований.

### Эволюция вулканизма в различных геодинамических обстановках

В настоящее время уже ни у кого не вызывает сомнений, что складчатые области и пояса возникли на месте бывших океанических бассейнов и являются продуктом преобразования океанической коры в континентальную [Пейве и др., 1971]. В пределах Азиатского континента такие процессы наиболее ярко проявились при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса, который образовался на месте рифей-раннепалеозойского Палеоазиатского океана и других более молодых и более мелких по масштабам океанических бассейнов [Зоненшайн и др., 1976; Куренков и др., 2002] (рис. 1). Согласно имеющимся в настоящее время данным, Палео-

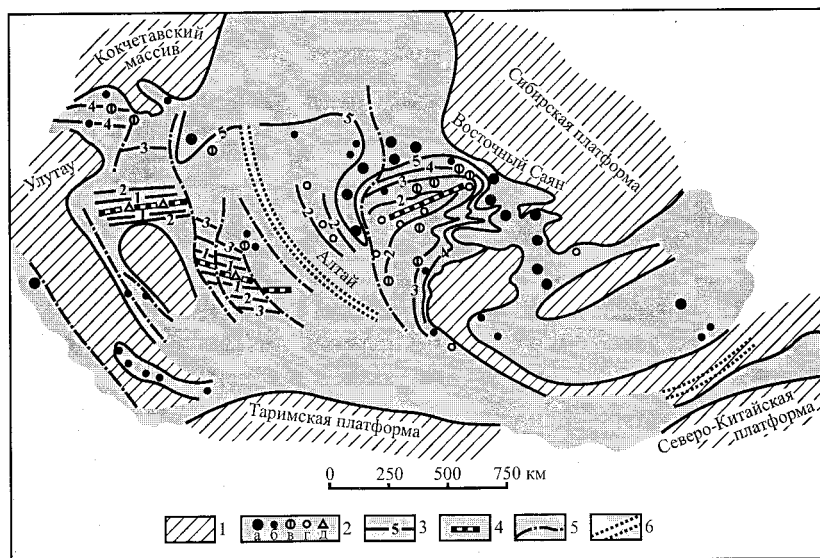


Рис. 1. Реконструкция рифейско-раннепалеозойского Палеоазиатского океана [по Л.П. Зоненшайну и др., 1976].

1 – континенты и другие континентальные блоки; 2 – выходы офиолитов (океанического ложа) и их возраст (а – древнее позднего рифея, б – конец венда и начало кембрия, в – середина раннего кембрия, г – средний кембрий, д – поздний кембрий – ранний ордовик); 3 – изохроны спрединга (цифры: 1 – поздний кембрий – ранний ордовик, 2 – поздний кембрий, 3 – средний кембрий, 4 – ранний кембрий, 5 – поздний рифей); 4 – предполагаемые оси спрединга; 5 – трансформные разломы; 6 – линия совмещения каледонских блоков вдоль среднепалеозойских «эвгеосинклиналей».

азиатский океан возник в результате распада суперконтинента Родинии примерно 1 млрд лет назад и существовал до конца палеозоя [Torsvik et al., 1996; Li, Powell, 2001; Добрецов, 2002].

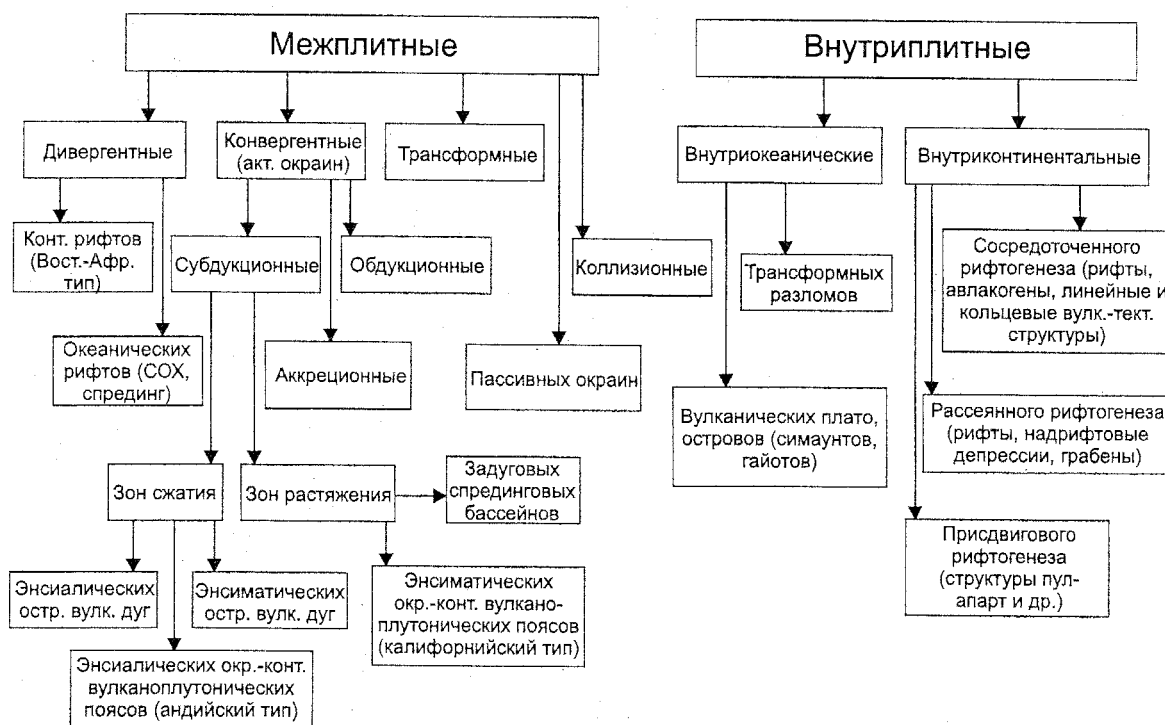
За время существования Палеоазиатского океана, в его пределах формировались и исчезали тектонические структуры различной геодинамической природы (табл. 1.): энсиматические и энсиалические островные вулканические дуги, внутриокеанические вулканические плато, острова (симаунты и гайоты), срединно-океанические хребты и рифтовые долины с различной скоростью спрединга, задуговые и междуговые морские бассейны, активные континентальные окраины западно-тихоокеанского, калифорнийского и андийского типов с энсиалическими и энсиматическими окраинноконтинентальными вулканоплутоническими поясами, аккреционные и коллизионные зоны, внутриконтинентальные зоны сосредоточенного, рассеянного и присдвигового рифтогенеза, зоны трансформных разломов. Формирование этих структур сопровождалось и во многом было обусловлено образованием разнообразных вулканических и вулканоплутонических комплек-

сов в различных частях Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 2).

Наиболее ранние вулканические комплексы **позднерифейского и венд-раннекембрийского возраста**, указывающие на раскрытие Палеоазиатского океана формировались на дивергентных и конвергентных границах плит и фиксируются, прежде всего, в офиолитовых ассоциациях. Последние широко распространены в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса и имеют двойную природу. С одной стороны, они формировались в спрединговых (рифтовых) зонах срединно-океанических хребтов (СОХ) Палеоазиатского океана – с другой вулканические комплексы связаны с плавлением субдуцируемой океанической плиты и входят в состав надсубдукционных офиолитов в островных дугах и окраинных морях [Богданов, Филатова, 2001]. Н.Л. Добрецов [2003] на раннем этапе эволюции Палеоазиатского океана выделяет несколько стадий, где наряду со спрединговыми дайково-вулканическими комплексами выделяются докембрийские островодужные вулканические серии с бонинитами с возрастом 700-650 млн лет.

Таблица 1

Геодинамические обстановки Центрально-Азиатского складчатого пояса



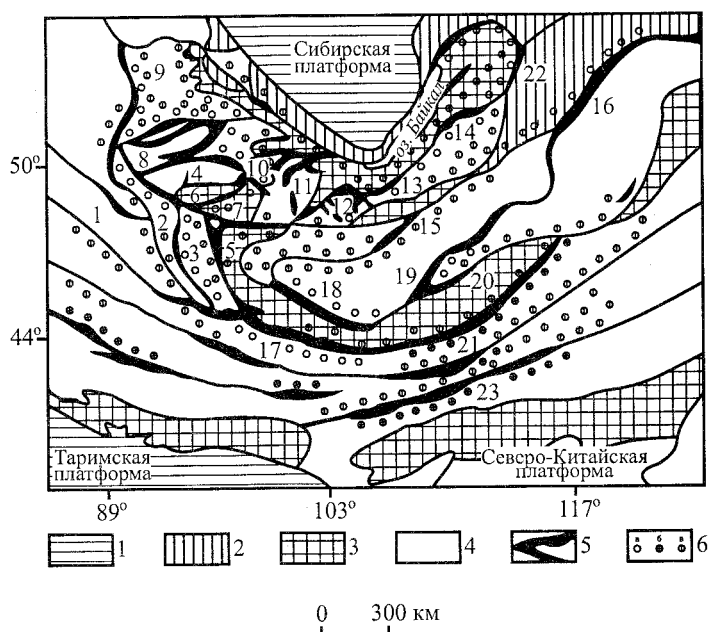


Рис. 2. Схема современного размещения поздний рифей-палеозойских офиолитовых и островодужных комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1 – осадочный чехол докембрийских платформ; 2 – краевые выступы фундамента Сибирской платформы, включая перикратонные прогибы (Байкало-Патомский и др.); 3 – выступы доверхнерифейского основания; 4 – преимущественно каледонские и герцинские структурно-формационные комплексы различной геодинамической природы; 5 – остатки океанической коры Палеоазиатского океана, включающей офиолитовый комплекс, внутриокеанические и окраинноморские вулканические острова и плато. Океанические, преимущественно офиолитовые комплексы (цифры на схеме): 1 – Теректинский, 2 – Кобдинский, 3 – Цаганшибетинский, 4 – Западно-Саянский, 5 – Дзабханский, 6 – Ханхухейский, 7 – Южно-Тувинский, 8 – Куртушибинский, 9 – Кузнецко-Алатауский, 10 – Ийский, 11 – Ильчирский, 12 – Джидинский, 13 – Баянуланский, 14 – Абагинский, 15 – Баянгольский, 16 – Пришилкинский, 17 – Хантайширский, 18 – Баянхонгорский, 19 – Среднеобийский (Адацагский), 20 – Керуленский, 21 – Ундуршилинский, 22 – Байкало-Муйский, 23 – Солонкерский. 6 – вулканические ассоциации островных дуг и активных континентальных окраин: а – позднерифейские и венд-раннепалеозойские островные дуги, б – среднепалеозойские (девон-каменноугольные) островные дуги, в – средне- и верхнепалеозойские окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса.

В хорошо изученной нами Джидинской зоне каледонид Палеоазиатского океана вулканическая часть офиолитовой ассоциации представлена венд-раннекембрийской толщей вариолитовых высокохромистных толеитовых базальтов с подушечной и трубчатой отдельностью, которые по химическому составу и РЗЭ отчетливо принадлежат породами толеитовой серии спрединг-зон океанических бассейнов (тип NMORB). В целом толеитовые базальты слабо недосыщены  $\text{SiO}_2$  и резко обогащены  $\text{NaO}_2$  по сравнению с  $\text{K}_2\text{O}$ . Для них характерно стабильно низкое количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (14-16%), обеднение  $\text{MgO}$  по сравнению с  $\text{CaO}$ , преобладание  $\text{FeO}$  над  $\text{F}_2\text{O}_3$  и довольно низкое и постое-

янное (около 1%) содержание  $\text{TiO}_2$ . По геохимическим характеристикам толеитовые базальты (тип NMORB) отличаются от других островодужных базальтов Джидинской зоны высокими содержаниями когерентных элементов (содержание  $\text{Cr}$  в них достигает 750-860 мкг/г) и весьма низкими – некогерентных элементов ( $\text{Rb}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Ba}$ ), включая легкие лантаноиды. Толеитовые базальты совместно с породами дайковой, реститовой и расслоенной серий входят в состав единой офиолитовой ассоциации [Кузьмин и др., 1995; Альмухамедов и др., 1996].

Одновременно с формированием толеитовых базальтов офиолитовой ассоциации, которая фиксирует спрединг-зоны, происхо-

дило образование субщелочных высокотитанистых и низкохромовых базальтов гавайского типа (OIB). Эти базальты являются индикаторами внутриплитного океанического вулканизма, связанного с функционированием горячих точек [Альмухамедов и др., 1996]. По соотношениям кремнезема и щелочей исследуемые базальты попадают в поле субщелочных пород, а по содержанию  $TiO_2$  среди них отчетливо выделяются умеренно титанистые (2-3%  $TiO_2$ ) и высокотитанистые (более 3%  $TiO_2$ ), причем последние преобладают. В целом эти базальты наиболее обогащены всеми некогерентными элементами, в том числе легкими лантаноидами. Такая особенность субщелочных базальтов типична для многих проявлений внутриплитного океанического магматизма (тип WPOIB), т.е. магматизма горячих точек в современных океанах, продуктами которого сложены многие океанические острова, подводные горы (симаунтин) и даже целые плато. Подобные структуры океанического дна обычно хорошо сохраняются в аккреционных призмах при поглощении океанической коры в зонах субдукции. В Джидинской зоне внутриокеанические субщелочные базальты ассоциируют с вулканокластитами, раннекембрийскими археоциатовыми и водорослевыми известняками, указывающими на существование в про-

шлом подводных гор с рифовыми постройками (гайоты). Такие гайоты недавно обнаружены и откартированы нами в забайкальской и монгольской частях Джидинской зоны [Филимонов, 2003; Гордиенко, Филимонов, 2003].

Структурно-вещественные комплексы (СВК) типичного гайота Джидинской зоны представляют собой систему тектонических чешуй и покровов с интенсивным внутренним структурным расслоением. Границы крупных покровов обычно маркируются мощными пачками тектоно-гравитационных олистостромов. Тектонические элементы этих комплексов сложены тремя литостратиграфическими комплексами, формирующими последовательный формационный ряд (рис. 3). Нижний комплекс представлен подушечными лавами умеренно- и низкотитанистых толеитовых базальтов, залегающими на базит-гипербазитовом основании. Средний комплекс сложен толщей субщелочных высокотитанистых вулканитов (лавы и вулканокластиты основного и среднего состава) с телами известняков и силицитов. Верхний комплекс представлен вулканогенно-карбонатной толщей с преобладанием доломитов с участием горизонтов и пачек субщелочных туфотурбидитов и вулканокластитов. В верхнем комплексе впервые установлены флювиальные карбонатно-терригенные и терригенные отложения

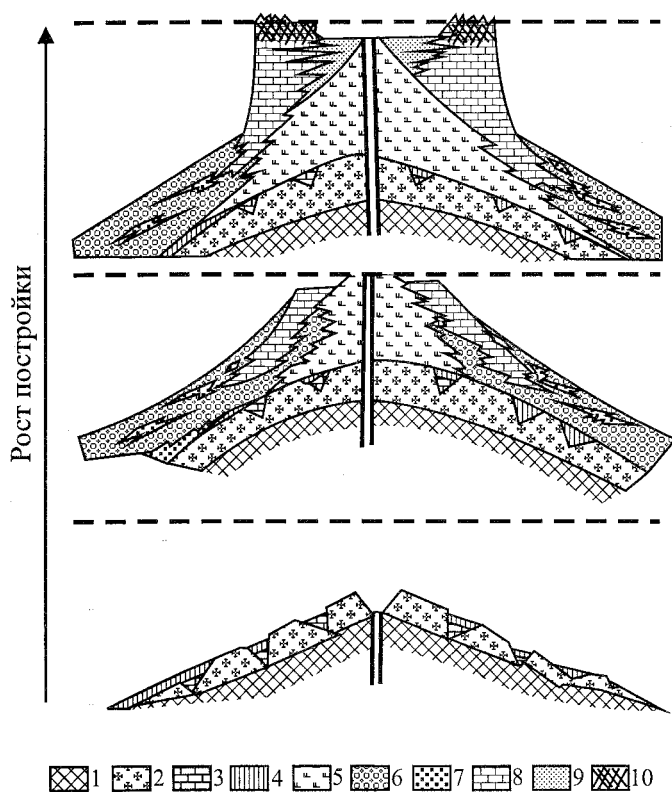


Рис. 3. Модель строения и эволюции постройки Джидинского гайота [по А.В. Филимонову, 2003].

1 – комплекс основания (базит-гипербазитовый комплекс совместно с толщей мафических брекчий); 2 – толща подушечных умеренно- и низкотитанистых базальтов; 3, 4 – осадочная ассоциация: известняки (3), силициты (4); 5, 6 – толща субщелочных высокотитанистых базальтов и андезитобазальтов: лавы (5) и вулканокластиты (6); 7 – осадочная ассоциация (известняки, силициты, кремнекластиты, туффиты); 8, 9 – вулканогенно-карбонатная толща: доломиты и известняки (8) и вулканокластиты и туффиты (9); 10 – зона осушки и интенсивного испарения на карбонатной платформе с образованием эвапоритов.

(туфоконгломераты, туфопесчаники, вулканомиктовые конгломераты и песчаники), указывающие на обстановки седиментации и вулканизма в субаэральных условиях. Выявленные особенности строения СВК гайота проинтерпретированы в рамках модели тектонической эволюции ископаемых гайотов. В соответствии с этой моделью, на раннем этапе (V-Є<sub>1</sub>) на коре океанического типа происходил рост вулканической постройки гайота. В последующем, на вершине вулканических поднятий, в связи с их отмиранием и «проседанием», формировались рифовые карбонатные постройки верхнего комплекса. Проседание постройки гайота, вероятно, было связано с медленным и длительным процессом пластического течения и метаморфизма, гравитационного расплющивания, тектонического расслоения и латерального расползания базитового фундамента. Подобная модель формирования Джидинского симаунта (гайота) хорошо согласуется с моделью тектонической эволюции ископаемых гайотов Южного Тянь-Шаня [Леонов, 1988].

Как и в Джидинской зоне, вулканогенные комплексы различной геодинамической природы выявлены также в венд-раннекембрийских офиолитах Восточно-Тувинского сектора Палеоазиатского океана [Симонов и др., 2004]. Здесь полные разрезы океанической коры наблюдаются в Каахемской и Агардакской зонах. При этом породы вулканических и дайковых комплексов офиолитовой ассоциации Каахемской зоны Восточной Тувы по своим петро- и геохимическим параметрам располагаются в поле толеитовых базальтов (EMORB) задуговых океанических бассейнов. Кроме того, среди них присутствуют аномально обогащенные высокотитанистые базальты, характерные для задугового современного бассейна Вудларк (западная часть Тихого океана) [Симонов и др., 1999]. В Каахемской зоне, как и в бассейне Вудларк, наблюдается обратный ход эволюции базальтового магматизма, то есть при рифтогенезе вначале образуются вулканы типа АВВВ, затем ВВВВ и далее NMORB. Вулканы офиолитовой ассоциации Агардакской зоны Южной Тувы по своим характеристикам в основном отвечают NMORB. Однако среди них есть также высокотитанистые базальты, которые по составу расплавленных включений соответствуют внутриплитным базальтам океанических плато и островов (гайотов). По данным В.А. Симонова и др. [2004], геодинамическая ситуация в этой

зоне была близка к формированию океанического бассейна типа Красного моря. Таким образом, в океанических комплексах Восточной и Южной Тувы наблюдаются вулканические серии, образованные в различных геодинамических обстановках. В настоящее время они совмещены в аккреционных призмах и тектонических пластинах.

Аналогичные ситуации наблюдаются и в других зонах Палеоазиатского океана. Так, в Курайской зоне Горного Алтая, в аккреционной призме наблюдаются фрагменты венд-кембрийских внутриокеанических островов и примитивной островной дуги с бонинитами. Выявленный дайковый комплекс по своему химическому составу разбивается на две группы: с океаническими (срединноокеанических хребтов и океанических островов) и с островодужными (островодужные толеиты и бониниты) характеристиками. Описанный в этой зоне Баратальский палеосимаунт представлен всеми фациальными аналогами современных вулканических островов. Здесь, так же как в Джидинской зоне Палеоазиатского океана, наблюдаются постепенные переходы от базальтов офиолитовой ассоциации (NMORB) до базальтов океанических островов (OIB), хорошо распознаются олистостры, рифтогенные известняки и доломиты венда, которые залегают на базальтах в виде карбонатных покровов («шапок»). Крупные океанические острова и подводные плато обнаружены в Катунской зоне Горного Алтая. Они сложены высокотитанистыми субщелочными и щелочными базальтами гавайского типа, реже толеитами в ассоциации с кремнисто-карбонатными породами склоновых и покровных фаций [Сафронова и др., 2003].

Другой индикаторной ассоциацией пород, указывающей на зрелость Палеоазиатского океана и его максимальное раскрытие, являются вулканические серии островодужного типа. При геодинамических реконструкциях выделяется целая система позднерифейских и венд-кембрийских островных дуг, которая протягивалась по южной окраине Сибирского континента от Забайкалья через Северную Монголию и Туву до Салаира и Кузнецкого Алатау (см. рис. 2). Среди них выделяются два типа. Первый тип островодужных вулканических ассоциаций сложен в различной степени дифференцированными известково-щелочными вулканическими сериями, возникшими в результате мощных потоков флюидов из зон под-

двига океанической плиты под континентальную. В строении фундамента таких дуг существенную роль играли древние блоки континентальной коры, т.е. это были энсиалические островные дуги. Примерами таких дуг являются Еравнинская (Западное Забайкалье) и Кузнецко-Алатауская (Алтай-Саянская область). В строении вулканических дуг второго типа играли роль породы бонинитовой серии, которые, судя по современным островным дугам, формируются в примитивных (энсиматических) островных дугах, заложившихся на океаническом основании и выдвинутых в сторону океанов [Богатиков, Цветков, 1988]. Как показывают исследования последних лет, такие дуги были широко распространены в пределах Палеоазиатского океана. Примерами их являются венд-раннекембрийские дуги в Окинской, Джидинской и Озерной зонах Восточного Саяна и Монголии [Гордиенко, Кузьмин, 1999]. Структурно-вещественные комплексы Джидинской энсиматической островной дуги располагаются на территории Юго-Западного Забайкалья и Северной Монголии. Начальный этап развития дуги фиксируется породными ассоциациями тел базитов-гипербазитов (Бугуриктайский и др. массивы), расслоенного кумулятивного и дайкового комплексов с толщей примитивных толеитов с участием бонинитов и андезит-базальтов известково-щелочной серии [Альмухамедов и др., 2001]. Следующий этап развития дуги связан с появлением излияний лав среднего и кислого состава (риолит-андезитовая толща), формировавших морфологически выраженные вулканические постройки. Переход островной дуги от юной стадии к развитой связывается с началом массовых излияний и эксплозий вулкаников среднего состава. В этот период в ходе вулканической деятельности сформировалась мощная толща преимущественно псаммитовых тефротурбидитов андезибазальтового состава. Заключительная стадия тектонической эволюции дуги представлена пространственной породной ассоциацией субазральных субщелочных вулкаников (трахитовая толща) с красноцветными конгломератами, гравелитами и песчаниками терригенной толщи [Гордиенко, Филимонов, 2003].

В настоящее время наиболее хорошо изучен островодужный вулканизм Алтай-Саянской складчатой области [Бухаров, 1981, 1983; Гордиенко, 1987; Берзин, Кунгурцев, 1996 и др.]. Здесь он представлен целым рядом формаций: базальт-

андезит-риолитовой, андезит-базальтовой, дацит-андезитовой, андезит-дацитовой и др. Одновременно формировались габброидные и гранитоидные формации островодужного типа. Они объединены в крупную венд-кембрийскую Кузнецко-Тувинскую островодужную систему, протянувшуюся от Озерной зоны Монголии через Туву, Восточный и Западный Саян в Кузнецкий Алтай, Горный Алтай и Салаир. Эта система сильно деформирована последующими горизонтальными движениями. Имеющиеся материалы показывают, что в развитии островодужной системы выделяются два этапа: раннеостроводужный (V-Є<sub>1</sub>) и позднеостроводужный (Є<sub>2-3</sub>-O). Комплексы островодужных систем ранней генерации выделяются в Таннуольско-Хамсаринской, Западно-Саянской и Курайской (Горный Алтай) зонах, где они часто ассоциируют с бонинитами, т.е. это были примитивные островные дуги, заложенные на океаническом основании. Так, в Улугуйской зоне Восточной Тувы после формирования базальтоидов офиолитовой ассоциации в составе отгугтайгинской свиты в нижнем кембрии образовались вулканические гряды, где из вулканов центрального типа происходило извержение базальтов, дацитов, риолитов и их туфов, выделяемых в тумат-тайгинскую свиту. На склонах вулканов, на суше и мелководье в условиях расчлененного вулканического рельефа происходило образование туфогенных и кремнистых пород. Выше залегающая сыынакская осадочно-вулканогенная толща представлена туфоконгломератами, известняками, песчаниками, алевролитами, кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами с горизонтами и линзами андезитов, андезит-базальтов и риолитов. Общая мощность островодужной ассоциации Улугуйской зоны составляет 4000-4700 м, из них на вулканиды приходится более 50%. В Бурень-Ондумской зоне в венде-нижнем кембрии также образовалась дифференцированная серия андезит-дацит-риолитового состава (ондумская свита) в результате деятельности вулканов центрального типа, возвышающихся над мелководьем, где формировались типичные гайоты. Последние перекрыты туфогенно-карбонатными отложениями субазрального типа. Мощность всех этих образований составляет 2600-4000 м.

Типичные островодужные ассоциации вулкаников формировались в Хамсаринской зоне Восточной Тувы и юго-западных склонов Восточного Саяна. В верховье р. Хамсары, в бассейне рек Чаваша, Бедья в венд-нижнекем-

брийское время протекала интенсивная вулканическая деятельность. По данным Н.С. Бухарова [1981, 1983], она подразделяется на три этапа. Вначале в условиях глубоководного моря происходили трещинные излияния андезит-базальтовых лав и образование кремнисто-глинистых илов. На втором этапе из вулканов центрального типа извергались лавы и пирокласты кислого и среднего составов. В условиях расчлененного рельефа на прибрежных мелководных склонах вулканических построек шло накопление вулканокластических пород, алевролитов, сланцев и археоциатовых известняков. В третий этап из вулканов центрального типа извергались лавы и пирокласты андезитов. Последние по латерали замещались туффитами и туфопесчаниками. Общая мощность осадочно-вулканогенных отложений хамсаринской серии Восточной Тувы составляет 7000-8000 м. Далее на восток островодужные вулканы хамсаринской серии прослежены в докембрийских структурах Восточного Саяна вплоть до Главного Саянского глубинного разлома. Для Таннуольского и Хамсаринского сегментов островодужной системы характерна геохимическая зональность, выражающаяся в увеличении щелочности с севера на юг, что, по-видимому, связано с наклоном палеозон субдукции к югу.

Комплексы островных дуг второй более молодой возрастной генерации слагают Салаирскую, Кузнецко-Алатаусскую, Катунскую и Кембросаянскую системы. Вулканизм в них начался главным образом в среднем кембрии и продолжался до ордовика. По составу здесь выделяются как дифференцированные базальт-андезит-риолитовые серии, так и контрастные риолит-лейкотрахибазальтовые субщелочного ряда. Характерны ассоциации с осадочными терригенно-карбонатными породами преддуговых и задуговых прогибов и спрединговых окраинных морей, где формировались типичные симаунты и гайоты.

Формирование континентальной коры в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса завершилось к концу нижнего палеозоя. Оно сопровождалось активными коллизионными и аккреционными процессами с мощным проявлением известково-щелочных и субщелочных габброидных и гранитоидных формаций, в результате чего здесь в верхнем силуре возникла континентальная окраина древнего материка – Сибирского континента. Окраина граничила с Палеоазиатским океаном, кото-

рый в последующем трансформировался в океан Палеотетис и ряд небольших океанических бассейнов. С начала девона взаимодействие континентальной окраины с океаническими плитами носило активный характер, что привело к формированию на активной континентальной окраине разновозрастных постаккреционных вулканоплутонических поясов, а также ареалов островодужного вулканизма.

Так, в **среднем палеозое (в верхнем силуре, девоне, раннем карбоне)** по всей южной (в современных координатах) окраине Сибирской платформы в условиях рассеянного рифтогенеза и разнонаправленной субдукции проявились мощные тектономагматические процессы, приведшие к формированию протяженного (свыше 2 тыс. км) окраинно-континентального Алтае-Саяно-Забайкальского вулканоплутонического пояса, а также островных вулканических дуг по окраинам океанических бассейнов Палеотетиса (см. рис. 2).

В пределах Алтае-Саяно-Забайкальского вулканоплутонического пояса вулканизм 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, которые ассоциируют с разнообразными комагматическими интрузивными комплексами. При этом дифференцированные 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 отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в вулканических и особенно плутонических породах по направлению вглубь 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 [Гордиенко; 1987]. Однако в последнее время при детальном исследовании первичного изотопного состава стронция магматических пород отдельных частей пояса установлено нарушение этой зональности, связанное с одно-



временным существованием субдукционных и внутриплитных магматических источников, что хорошо было показано А.А. Воронцовым и др. [1997] для Северо-Западной Монголии. Вулканизм пояса был неоднороден как в вертикальной, так и в латеральной последовательности. Было 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. Были проведены специальные исследования латеральной изменчивости девонских вулканогенных образований центральной части Алтае-Саянской области и она оказалась весьма сложной [Поляков и др., 1972; Гордиенко, 1987; Крук и др., 2003]. Были установлены следующие ассоциации вулканогенных пород: 1) трахибазальт-базальтовая и трахибазальт-андезитовая (западный борт Северо-Минусинской впадины); 2) трахиандезит-трахибазальт-базальтовая (северо-западная окраина Рыбинской впадины); 3) риолит-трахит-трахиандезит-базальтовая (северная и восточная части Северо-Минусинской и Сыда-Ербинской впадин); 4) трахиандезит-базальтовая (западная часть Сыда-Ербинской и Южно-Минусинской впадин); 5) базальт-трахиандезит-трахириолитовая (юго-восточная часть Рыбинской впадины, Агульский прогиб); 6) трахит-риолит-андезит-базальтовая (восточный борт Южно-Минусинской впадины); 7) андезит-базальтовая (западная часть Абаканского прогиба); 8) базальт-андезит-риолитовая (Тувинский, Амыл-Кандатский прогибы, Усинская и другие впадины).

Как видно из этого перечисления, среди продуктов девонского вулканизма преобладают основные (базальты) и кислые (риолиты) разновидности с небольшим количеством андезитов, а во взаимосвязанных сериях часто наблюдаются контрастные базальт-риолитовые и трахибазальт-трахириолитовые ассоциации, характерные для рифтогенных структур. Следует отметить, что в настоящее время появляется все больше материалов о широком распространении контрастных вулканогенных толщ ордовикского возраста в фундаменте и горном обрамлении минусинских впадин [Перфилова и др., 2003; Даценко, 2004 и др.]. Это ставит вопрос о времени заложения минусинских впадин и, возможно, плюмовой природе мощного ордовикского вулканизма в этом регионе [Добрецов, 2003].

Одновременно с формированием Алтае-Саяно-Забайкальского пояса на активной окраине Сибирского континента, в пределах океана Палеотетис и Монголо-Охотского океана, на территории современной Южной и Центральной Монголии и Восточного Забайкалья, а также в Алтае-Саянской области происходили интенсивные вулканические процессы, сопровождавшие формирование среднепалеозойских офиолитовых и островодужных комплексов. Полные разрезы этих комплексов наблюдаются в Южно-Монгольском секторе океана Палеотетис [Гордиенко, 1987]. В задуговых срединных окраинных морях (Хэнтэйском, Даурском, Агинском и др.) происходило формирование толеитовых базальтов типа NMORB. Они недавно обнаружены нами в Даурском прогибе Забайкалья [Медведев и др., 2003].

На западе Алтае-Саянской складчатой области в полосе между Иртышской и Северо-Восточной зонами смятия расположена Рудноалтайская островодужная система девонского возраста. Она развивалась на энциалической коре, сложенной мощной толщей терригенно-карбонатных отложений шельфа пассивной континентальной окраины ордовик-силурийского возраста.

В девонской истории геологического развития Рудного Алтая выделяется два периода активного проявления вулканизма – нижнеживетский и франский. Вулканизм раннего этапа представлен, главным образом, риолит-дацитовыми образованиями, а поздний – риолит-дацитовой и андезит-базальтовой ассоциациями. Они образовались в результате деятельности вулканических аппаратов центрального типа. Вулканические образования контрастной базальт-риолитовой формации относятся в основном к известково-щелочной вулканической серии. Особенности развития вулканизма является его многоэтапное проявление, антидромный характер развития при существенном преобладании риолитовой группы пород (около 90%), а также калий-натриевый состав щелочей при общем повышении щелочности от первого ко второму этапу. Отмечается постоянная ассоциация вулканогенных пород с морскими мелководными известково-терригенными отложениями. В целом, при детальном изучении геодинамических условий формирования среднепалеозойских магматических формаций Алтае-Саянской области, выявляется более сложная картина. Так, по данным Н.Н. Крука и др. [2003], в пределах этой области в ордовике и силуре

образовалась трансформная континентальная окраина, где происходило формирование трахибазальт-трахириолитовой формации и становление плутонов сиенит-граносиенит-гранитовой и гранодиорит-гранитовой формаций повышенной щелочности. В последующем, в нижнем девоне произошла перестройка геодинамического режима активной континентальной окраины с трансформного на субдукционный андийского типа. В это время проявилась активная вулканическая деятельность (трахибазальт-трахириолитовая, трахибазальт-трахитовая, андезит-базальтовая, дацит-риолитовая, риолитовая, трахиандезит-трахибазальтовая формации) и шло формирование многочисленных субвулканических гипабиссальных и мезоабиссальных плутонов щелочно-габброидного и щелочно-гранитоидного составов. К началу карбона эта область превратилась в активную континентальную окраину калифорнийского типа, где происходило формирование габброидов и гранитоидов в основном известково-щелочного и реже щелочного ряда.

Тектономагматические процессы андийского, калифорнийского, западно-тихоокеанского и внутриматерикового типов широко проявились на следующих этапах развития Центрально-Азиатского складчатого пояса и также сопровождались активной вулканической деятельностью.

История геодинамического развития Центрально-Азиатского складчатого пояса в **позднем палеозое (среднем- позднем карбоне, перми и нижнем триасе)** была обусловлена, так же как и в предыдущую эпоху, взаимодействием Сибирского континента и океанов Палеотетис и Монголо-Охотского [Гордиенко, Кузьмин, 1999]. 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 Цент-

рально-Монгольского и рифтогенного Селенгино-Витимского вулканоплутонических поясов, в том числе становление Хангайского (260–250 млн лет) и Ангаро-Витимского (330–290 млн лет) крупных гранитоидных батолитов [Ярмолюк, Коваленко, 2003].

Во временных и латеральных рядах верхнепалеозойских вулканических и вулканоплутонических формаций указанных поясов наблюдались следующие изменения. В Южной Монголии вулканиды формировались в интервале верхний карбон–нижняя пермь, в Центральной Монголии – главным образом в течение нижней перми, лишь частично захватывая верхнюю пермь. В Селенгино-Витимском поясе интенсивный вулканизм протекал на протяжении всего пермского периода, но с наибольшей интенсивностью в верхней перми и нижнем триасе.

Сложные изменения наблюдаются в вещественном составе вулканидов, так как каждому поясу присуща своя специфика [Континентальный вулканизм..., 1983]. Так, в Южно-Монгольском поясе (ареале) рифтогенных структур преобладают нижнепермские контрастные трахириолит-трахибазальтовые серии с комендитами, которые завершают мощный известково-щелочной андезит-базальтовый вулканизм каменноугольного этапа. В Центрально-Монгольском поясе щелочность вулканидов возрастает к его западным флангам (от Керуленского к Гоби-Алтайскому сектору). В этом же направлении падает и основность пород. С другой стороны, наблюдается повышение щелочности в поперечном сечении пояса, с юга на север (табл. 2).

Пестрая картина в распределении продуктов верхнепалеозойского магматизма наблюдается в Селенгино-Витимском поясе (табл. 3). Здесь начальные импульсы трахиандезит-риолитового вулканизма были приурочены к северному и южному бортам пояса, а также к его западному флангу. Последующий нижнепермский трахириолитовый вулканизм совместно со щелочными гранитоидами развит главным образом в наиболее прогнутой части Орхон-Селенгинского прогиба Северной Монголии. В верхней перми произошли площадные базальт-трахибазальтовые излияния, которые в Орхон-Селенгинском прогибе сопровождались формированием силлов и лакколитоподобных тел долеритов и габбро-сиенитов, а на флангах пояса – трахириолит-трахибазальтовых контрастных серий с комендитами и щелочными гранитами. Последние наиболее широко распространены

Таблица 2

Схема сопоставления пермских вулканогенных ассоциаций  
Центрально-Монгольского вулcano-плутонического пояса

Возраст	Гоби-Алтайский сектор		Среднегобийский сектор		Керуленский сектор	Поднятия
	Буцаганская мульда Зона баянхонгорских разломов	Хантайширско-Аргалинтинский прогиб	Северо-Гобийская впадина (южный борг)		Предхэнтэйские прогибы	
Верхняя пермь	Терригенная с кислыми и средними вулканитами	Песчано-конгломератовая с базальтами и риолитами	Трахибазальт-трахириолитовая	Терригенная	Терригенная с кислыми вулканитами Андезит-дацит-риолитовая	Риолит-трахириолитовая и андезит-риолитовая
Нижняя пермь		Трахибазальтовая с трахириолитами			Вулканогенно-осадочная с дацитами и риолитами	
	Трахиандезит-трахириолитовая	Трахириолитовая с трахидацитами				
	Андезит-базальтовая	Андезит-базальтовая	Андезит-риолитовая с дацитами	Андезитовая		
	Дацитовая	Вулканогенно-осадочная с базальтами				
	Терригенная		Терригенная с андезитами			

Таблица 3

Схема сопоставления верхнепалеозойских магматических формаций Северо-Монгольского и Западно-Забайкальского секторов Селенгино-Витимского вулcano-плутонического пояса

Северо-Хангайский прогиб	Орхон-Селенгинский прогиб	Желтуринский прогиб
Щелочно-гранитоидная – P <sub>2</sub> Трахириолит-трахибазальтовая (бимодальная) – P <sub>2</sub> Трахидацит-андезит-базальтовая – P <sub>1-2</sub> <sup>2</sup> -P <sub>1-2</sub> <sup>1</sup> Граносиенит-гранитная – P <sub>1-2</sub> Трахириолит-трахидацитовая – P <sub>1</sub> Трахибазальт-трахиандезитовая – C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub>	Граносиенит-гранитная – P <sub>2</sub> Сиенит-долерит-габбровая – P <sub>2</sub> Базальт-трахибазальтовая – P <sub>2</sub> Андезит-базальтовая – P <sub>1-2</sub> <sup>2</sup> -P <sub>1-2</sub> <sup>1</sup> Щелочно-гранитоидная – P <sub>1-2</sub> Трахидацит-трахириолитовая – P <sub>1</sub> Трахибазальт-трахиандезитовая – C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub>	Граносиенит-гранитная – P <sub>2</sub> Щелочно-гранитоидная – P <sub>2</sub> Трахириолит-трахибазальтовая (бимодальная) – P <sub>2</sub> Андезит-трахибазальтовая – P <sub>1-2</sub> <sup>2</sup> -P <sub>1-2</sub> <sup>1</sup> Монцодиорит-гранитная – P <sub>1-2</sub> Трахиандезит-риолитовая – C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub> Трахириолит-трахиандезитовая – C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub>
Гунзан-Боргой-Тугнуйская ВТС	Гамирская ВТС	Верхнекудунская ВТС
Щелочно-гранитоидная – P <sub>2</sub> -T <sub>1</sub> Трахит-трахириолитовая – P <sub>2</sub> Граносиенит-гранитная – P <sub>2</sub> Трахиандезит-трахибазальтовая – P <sub>2</sub> Андезит-трахибазальтовая – P <sub>1-2</sub> <sup>2</sup> -P <sub>1-2</sub> <sup>1</sup> Монцодиорит-гранитная – P <sub>1-2</sub> Трахиандезит-риолитовая – C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub>	Щелочно-гранитоидная – P <sub>2</sub> -T <sub>1</sub> Трахит-трахириолитовая – P <sub>2</sub> <sup>2</sup> Граносиенит-гранитная – P <sub>2</sub> Трахириолитовая – P <sub>2</sub> Перерыв Диорит-габбровая – P <sub>1-2</sub> Трахиандезит-базальтовая – C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub>	Щелочно-гранитоидная – P <sub>2</sub> -T <sub>1</sub> Трахит-трахириолитовая – P <sub>2</sub> <sup>2</sup> Граносиенит-гранитная – P <sub>2</sub> Трахириолитовая и трахит-трахириолитовая – P <sub>1-2</sub>

на северо-восточном фланге пояса на территории Забайкалья и относятся к верхней пермийскому триасу [Гордиенко, 1987].

В целом, развитие рассматриваемой территории в позднем палеозое характеризовалось активными вулканическими процессами, связанными с закрытием океана Палеотетис и формированием суперконтинента позднепалеозойской Пангеи.

### Заключение

Таким образом, историю геодинамического развития Центрально-Азиатского складчатого пояса в верхнем рифее и палеозое можно рассматривать как необратимый эволюционный ряд формирования межплитных и внутриплитных геодинамических обстановок, возникших в океаническую, переходную и континентальную стадии, которые сопровождались активными вулканическими, вулканоплутоническими процессами мантийного и корового происхождения. Показаны геодинамические условия образования вулканических формаций в палеозоидах Центрально-Азиатского складчатого пояса. Установлено, что в пределах Палеоазиатского океана и его окраин были развиты главным образом энсиматические островные дуги с бонинитами, а также вулканические плато, симаунты и гаойты. При формировании каледонской, ранне- и позднегерцинской складчатых областей вулканические процессы протекали на всех стадиях их тектонического развития, в различных геодинамических обстановках, но особенно активно проявились при формировании островных вулканических дуг и окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов, где были задействованы главным образом мантийные плюмовые источники.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 02-05-65328) и интеграционного проекта РАН и СО РАН № 6.7.2. по проблеме «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту)»*

### Список литературы

Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. и др. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. 1996. № 4. С. 25-42.  
Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. и др. Бониниты Джидинской зоны кале-

донид, Северная Монголия // Докл. АН. 2001. Т. 377. № 4. С. 526-529.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63-81.

Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 250 с.

Богданов Н.А., Филатова Н.И. Строение и геодинамика формирования активных окраин континентов // Литосфера. 2001. № 1. С. 32-49.

Бухаров Н.С. Особенности состава и химизма вулканитов венда-раннего кембрия в структурах салаирид Тувы и их перспективы на колчеданно-полиметаллические оруденения // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 5. Кызыл: Тувинское кн. изд-во. 1981. С. 64-77.

Бухаров Н.С. Нижний кембрий Восточной Тувы: (стратиграфия, фации, условия формирования пород, металлогения): Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1983. 16 с.

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.

Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 240 с.

Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1545-1562.

Гордиенко И.В., Филимонов А.В. Магматизм, метаморфизм и деформации литосферы на стадии закрытия Палеоазиатского океана: результаты исследований в Джидинской зоне палеозоид Центрально-Азиатского складчатого пояса, нерешенные проблемы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат. научного совещания. Иркутск: Изд-во института географии СО РАН, 2003. С. 60-65.

Даценко В.М. Агульский грабен – коллизионная вулкано-тектоническая структура Восточного Саяна // Эволюция тектонических процессов. Мат. XXXVII Тектонического совещания. Т. 1. Новосибирск: Изд-во СО РАН «Гео», 2004. С. 128-131.

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Палеоазиатского океана и роль плюмов в формировании Урало-Монгольского складчатого пояса // Тектоника и металлоген. Центр. и Сев.-Вост. Азии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. С. 9-10.

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.

- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.
- Континентальный вулканизм Монголии / Отв. ред. И.В. Лучицкий. М.: Наука, 1983. 190 с. (Тр. совмест. сов.-монг. н.-и. геол. экспедиции. Вып. 36).
- 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., посвящ. 100-летию со дня рождения акад. Ю.А. Кузнецова. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. С. 181-182.
- Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И. и др.* Палеоокеанические комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 1. С. 3-18.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.* Геодинамика палеоспрединга // М.: ГЕОС, 2002. 294 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 490).
- Леонов М.Г.* Зеленосланцевый метаморфизм — опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 134 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 433).
- Медведев А.Я., Булгаков А.Н., Гордиенко И.В. и др.* Первая находка океанических базальтов в ононской свите (Восточное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат. научного совещания, Иркутск: Изд-во института географии СО РАН, 2003. С. 169-171.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С. и др.* Океаны и геосинклинальный процесс // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196. № 3. С. 657-659.
- Перфилова О.Ю., Мазлаев М.Л., Сидорас С.Д.* Проявления ордовикского вулканизма в структурах горного обрамления минусинских впадин // Вулканизм и геодинамика. Мат. II Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2003. С. 301-306.
- Поляков Г.В., Довгаль В.Н., Телешов А.Е. и др.* Латеральная изменчивость эффузивно-интрузивных ассоциаций зон среднепалеозойской активизации каледоно-байкальских структур Алтае-Саянской складчатой области // Докл. АН СССР. 1972. Т. 203. № 6. С. 1374-1377.
- Сафронова И.Ю., Буслов М.М., Кох Д.А.* Фрагменты океанической коры Палеоазиатского океана в Горном Алтае и Восточном Казахстане: геохимия и структурное положение // Вулканизм и геодинамика. Мат. II Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2003. С. 145-150.
- Симонов В.А., Дриль С.И., Кузьмин М.И.* Особенности эволюции глубинных базальтовых расплавов задугового бассейна Вудларк (Тихий океан) // Докл. РАН, 1999. Т. 368. № 3. С. 388-391.
- Симонов В.А., Котляров А.В., Ступаков С.И., Третьяков Г.А.* Палеогеодинамика офиолитов Тувы // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Мат. XXXVII Тектонического совещания. Т. 1. Новосибирск: Изд-во СО РАН «Гео», 2004. С. 166-169.
- Филимонов А.В.* Геологические формации и формационные ряды палеозоя Юго-Западного Забайкалья (условия формирования и геодинамическая интерпретация) // Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2003. 21 с.
- 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.
- Li Z.X., Powell, C.McA.* An outline of the palaeogeographic evolution of the Australasian region since the beginning of the Neoproterozoic // Earth-Science Reviews. 2001. 53. P. 237-277.
- Torsvik N.N., Smethurst M.A., Meert J.G. et al.* Continental break-up collision in the Neoproterozoic and Paleozoic: A tale of Baltica and Laurentia: Earth Sciences Reviews. 1996. V. 40. P. 229-258.

Рецензент доктор геол.-мин. наук В.В. Ярмолюк