



RELATIONSHIP BETWEEN SUBDUCTION-RELATED AND PLUME MAGMATISM AT THE ACTIVE BOUNDARIES OF LITHOSPHERIC PLATES IN THE INTERACTION ZONE OF THE SIBERIAN CONTINENT AND PALEOASIAN OCEAN IN THE NEOPROTEROZOIC AND PALEOZOIC

I. V. Gordienko

Geological Institute, Siberian Branch of RAS, Ulan-Ude, Russia

Abstract: This paper is focused on the relationship between plate- and plume-tectonic processes during the formation of Neoproterozoic and Vendian-Paleozoic island-arc systems and active continental margins in the interaction zone of the Siberian continent and Paleasian Ocean (PAO). In this study, we use our own materials collected in the long-term research of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the published models showing convection in the asthenosphere and mantle, subduction-related and plume magmatism at the Cenozoic active margins of the Western Pacific and California types. It is clearly shown that subduction-related magmatism of the Paleasian Ocean active margins should not be considered separately from plume magmatism. These interrelated processes played a major role in the CAOB formation. Based on the reconstructed Neoproterozoic, Vendian – Early and Middle Paleozoic paleogeodynamic features, 25 island-arc systems of PAO are characterized. These island arcs are related to the occurrence of more than 30 plume magmatism areas. At the active margin of the Siberian continent, there are numerous fields of intraplate magmatism in riftogeneous structures. Such fields of various scales not related to subduction zones, especially at the final Late Paleozoic stage. All the major stages of the CAOB development, including the Cambrian-Ordovician collision stage, are clearly correlated with plume magmatism. Considering a revealed combination of the island arcs and the plume magmatism areas, there are grounds to suggest that the development of the entire Neoproterozoic-Paleozoic region of Central Asia was related to the activity of mantle plumes.

Key words: Siberian continent; Central Asian Orogenic Belt; Paleasian Ocean; active margin; convection; subduction zone; mantle plume; island-arc and intraplate magmatism

REVIEW ARTICLE

Received: February 20, 2019

Revised: March 20, 2019

Accepted: April 3, 2019

For citation: Gordienko I.V., 2019. Relationship between subduction-related and plume magmatism at the active boundaries of lithospheric plates in the interaction zone of the Siberian continent and Paleasian Ocean in the Neoproterozoic and Paleozoic. *Geodynamics & Tectonophysics* 10 (2), 405–457. doi:10.5800/GT-2019-10-2-0420.

СВЯЗЬ СУБДУКЦИОННОГО И ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА НА АКТИВНЫХ ГРАНИЦАХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ В ЗОНЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СИБИРСКОГО КОНТИНЕНТА И ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ И ПАЛЕОЗОЕ

И. В. Гордиенко

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Аннотация: На основе анализа известных моделей конвекции в астеносфере и мантии Земли, субдукционного и плюмового магматизма кайнозойских активных окраин западно-тихоокеанского и калифорнийского типа и собственных материалов многолетних исследований Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) рассматривается взаимосвязь плейт- и плюмтектонических процессов при формировании неопротерозойских и венд-палеозойских островодужных систем и активных континентальных окраин в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана (ПАО). Показано, что субдукционный магматизм активных окраин Палеоазиатского океана невозможно рассматривать отдельно от плюмового. Эти процессы взаимосвязаны и играли основную роль в истории формирования ЦАСП. В результате анализа выполненных палеогеодинамических реконструкций неопротерозоя, венда – раннего и среднего палеозоя охарактеризовано 25 островодужных систем ПАО, с которыми связано формирование более 30 ареалов плюмового магматизма. Кроме того, в пределах активной окраины Сибирского континента описаны многочисленные поля разномасштабного проявления внутриплитного магматизма в рифтогенных структурах, не связанных с зонами субдукции, особенно на заключительном позднепалеозойском этапе. Все переломные этапы в истории развития ЦАСП, включая кембро-ордовикский коллизионный, четко сопоставляются с активностью мантийных плюмов. Такое сочетание островных дуг и ареалов плюмового магматизма указывает на то, что вся эта огромная неопротерозой-палеозойская область Центральной Азии, несомненно, была связана с деятельностью мантийных плюмов.

Ключевые слова: Сибирский континент; Центрально-Азиатский складчатый пояс; Палеоазиатский океан; активная окраина; конвекция; зона субдукции; мантийный плюм; островодужный и внутриплитный магматизм

Посвящается 70-летию Института земной коры
СО РАН, в коллективе которого автор познавал
азы геологической науки.

1. ВВЕДЕНИЕ

Известно, что среди плейт- и плюмтектонических обстановок эволюции литосферы Земли главное место занимают процессы субдукционного (островодужного) и мантийного (плюмового) магмообразования. Зоны субдукции и субдукционный магматизм являются важнейшими структурными элементами окраин как современных, так и древних океанов. Установлено, что существование океанов без зон субдукции невозможно, так же как и длительное развитие зон мантийного спрединга в срединно-океанических хребтах океанов немислимо без зон субдукции. Согласно современной геологической парадигме все складчатые (орогенические) пояса возникли на месте палеоокеанов и яв-

ляются результатом эволюции их активных окраин с преобразованием океанической литосферы в континентальную [Peive et al., 1976; Dobretsov, 1980, 1981; Zonenshain et al., 1976, 1990; Khain, 2001, 2003; и др.]. Главенствующую роль в этом процессе, несомненно, играют эндогенные факторы глубинной геодинамики, отражением которых являются вариации петролого-геохимического состава и структурной приуроченности продуктов субдукционного и плюмового магматизма к активным границам литосферных плит. Они характерны прежде всего для деструктивных (конвергентных) обстановок Земли. К этим обстановкам относятся островные дуги, активные континентальные окраины, зоны коллизий гималайского типа, скольжения литосферных плит калифорнийского типа (рис. 1).

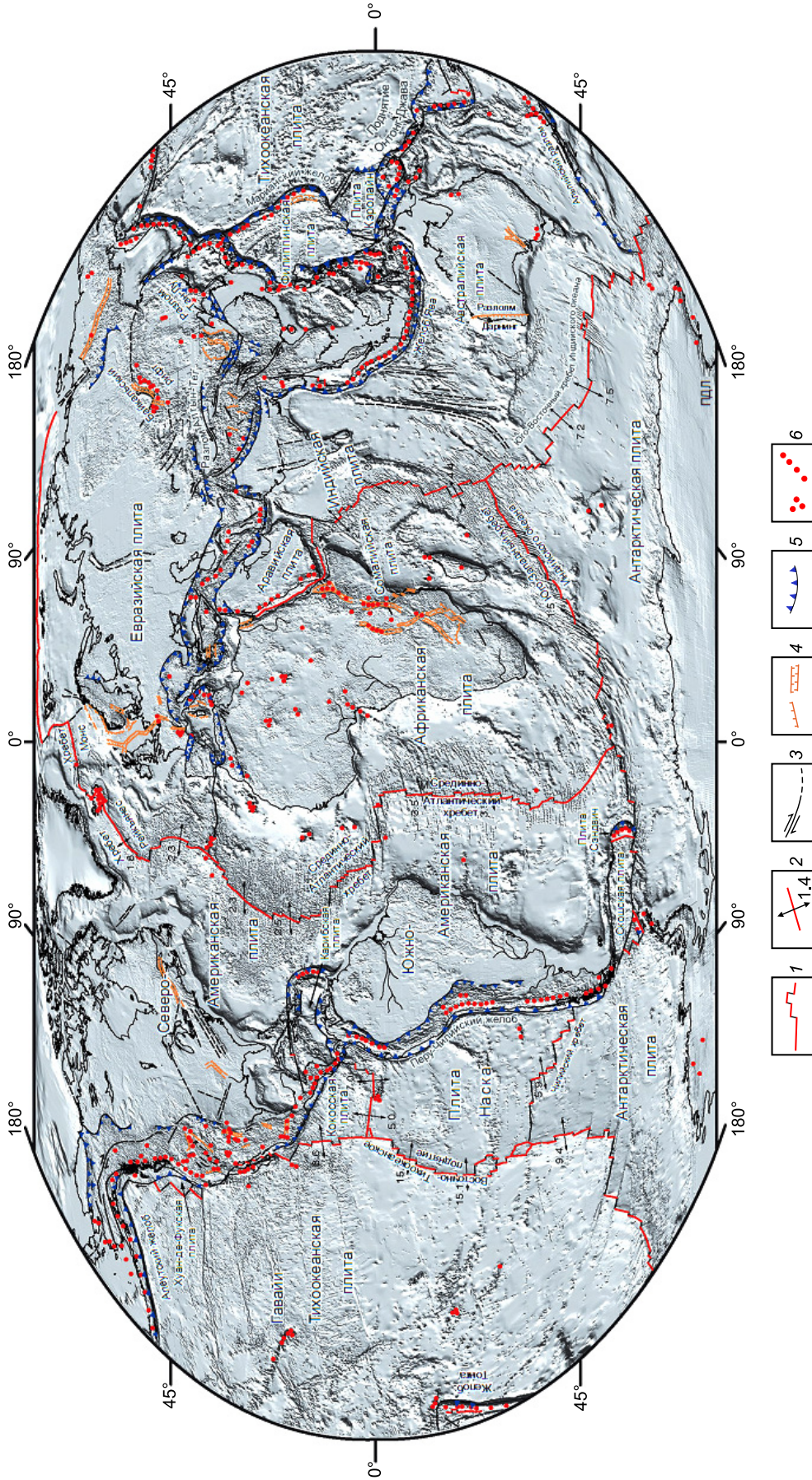


Рис. 1. Цифровая карта тектонической активности Земли. Тектоника и вулканизм за последний миллион лет [NASA/GoddardSpaceFlightCenter, Greenbelt, Maryland 20771. October 2002. <http://denali.gsfc.nasa.gov/dtam/>].

1 – срединно-океанические хребты с активным спредингом и трансформные разломы; 2 – суммарная скорость спрединга, см/год; 3 – главный активный разлом или разломная зона (пунктир указывает на неопределенность природы, положения и активности); 4 – нормальные сбросы и рифты; 5 – зоны субдукции (взбросы, надвиги); 6 – вулканические центры, вулканы островодужного и внутриплитного типа, активные в течение последнего миллиона лет.

Fig. 1. Digital tectonic activity map of the Earth. Tectonism and volcanism of the last one million years [NASA/Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland 20771. October 2002. <http://denali.gsfc.nasa.gov/dtam/>].

1 – actively spreading mid-oceanic ridges and transform faults; 2 – total spreading rate, cm/year; 3 – major active fault of fault zone; dashed where nature, location, or activity is uncertain; 4 – normal fault or rift; hachures on downthrown side; 5 – subduction zone (reverse fault, overthrust); 6 – volcanic centers, island-arc and intraplate volcanoes that were active in the last one million years.

После появления в начале 60-х годов прошлого столетия новой глобальной тектоники, или тектоники литосферных плит, было установлено, что, наряду с субдукционным магматизмом в островных дугах, одновременно существует плюмовый магматизм, который проявляется как на границах, так и внутри континентальных и океанических литосферных плит [Dietz, 1961; Wilson, 1963; Morgan, 1972; Zonenshain, Kuzmin, 1983, 1993; Maruyama, 1994; Hofmann, 1997]. В последние 10–15 лет проблемой генетической связи субдукционного и плюмового магматизма занимались многие исследователи. Были выявлены горячие поля мантии Земли, в пределах которых поднималось горячее мантийное вещество практически от границы ядро – мантия в виде мантийных плюмов, обнаружены горячие и холодные провинции мантии, в которых геофизики установили низкие (горячие мантийные провинции) и высокие (холодные мантийные провинции) скорости сейсмических волн. Эти провинции были объединены в Африканскую низкоскоростную мантийную провинцию, проведено экспериментальное моделирование этих процессов, охарактеризована их металлогения и потенциальная рудоносность [Fukao et al., 1994; Zhao, 2007; Maruyama et al., 2007, 2014; Dobretsov и др., 2001; Kovalenko et al., 2006; Kuzmin et al., 2010; Kuzmin, Yarmolyuk, 2014, 2016; Yarmolyuk et al., 2006, 2011, 2013a, 2013b; Li, Zhong, 2009; Khanchuk, Martynov, 2011; Richards, 2011; Rasskazov et al., 2011; Puchkov, 2009, 2016; и др.].

Сложность строения, разнообразие источников и форм проявления древнего субдукционного и плюмового магматизма создают серьезные проблемы при его изучении. Эти трудности возникают даже при детальном исследовании современных островодужных систем. Известно, что большая часть глубинных магм подвергается в некоторой степени фракционированию и контаминации материалом земной коры при их прохождении к поверхности, поэтому трудно отделить геохимические и изотопные характеристики источника магмы от последствий более поздних процессов. Магмы, прорывающиеся через зрелую континентальную кору, наиболее сложны для однозначного определения состава с точки зрения характеристик источника, поскольку ассимиляция вмещающих пород, метасоматоз и фракционная кристаллизация являются повсеместными процессами, которые значительно изменяют геохимический и изотопный состав внедряющихся магм. Трудность в ограничении характеристик источников в таких магмах, возможно, обуславливает множество теорий их происхождения.

При исследовании древних аналогов мы имеем дело с разрозненными фрагментами таких систем.

Однако предлагаемые реконструкции палеоостровных дуг, прежде всего, опираются на сравнительный анализ петролого-геохимического состава современных субдукционных и внутриплитных комплексов. Это позволяет распознать геодинамические условия, при которых они формировались, и выявить особенности субдукционного и плюмового магматизма реконструируемых систем.

В данной работе на основе использования некоторых опубликованных материалов вышеназванных исследователей и собственных данных по Центрально-Азиатскому складчатому поясу (ЦАСП) рассмотрены возможные связи субдукционного и плюмового магматизма на активных окраинах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана (ПАО) в неопротерозое и венде – палеозое. Однако, чтобы лучше понять наши выводы по анализу древних островодужных систем и связанного с ними плюмового магматизма, рассмотрим вначале некоторые кайнозойские модели их формирования с целью возможного их применения при интерпретации полученных материалов. Здесь в какой-то степени нами использовался принцип актуализма великого английского геолога Ч. Лайеля [Lyell, 1866], свидетельствующий о том, что современные геологические процессы являются ключом к пониманию аналогичных процессов прошлого, что вполне реально для фанерозойского этапа развития Земли.

2. МОДЕЛЬ КОНВЕКЦИИ В МАНТИИ И ЛИТОСФЕРЕ

Согласно современным представлениям, эндогенная активность Земли определяется глубинной геодинамикой и связанными с ней процессами плейт- и плюм-тектоники, которые начали действовать при формировании всех оболочек и ядра планеты начиная с 2.0 млрд лет [Condie, 2011; Dobretsov, 2011; Kuzmin, Yarmolyuk, 2016]. Считается, что именно с этого времени в мантии и астеносфере Земли возникла двухслойная конвекция как главная движущая сила тектоники плит. Важнейшим ее следствием, с одной стороны, является спрединг – рождение океанической коры, с другой – субдукция океанических плит, ее частичное переплавление и образование новой континентальной коры (рис. 2).

Установлено, что конвекция возможна только при наличии внутреннего источника тепла, генерация которого связана с термохимическими процессами на границе ядро – нижняя мантия. Современные геодинамические модели опираются на вариант многослойной конвекции в мантии, в результате чего осуществляется перенос тепла от этой границы. Зоны субдукции отвечают погру-

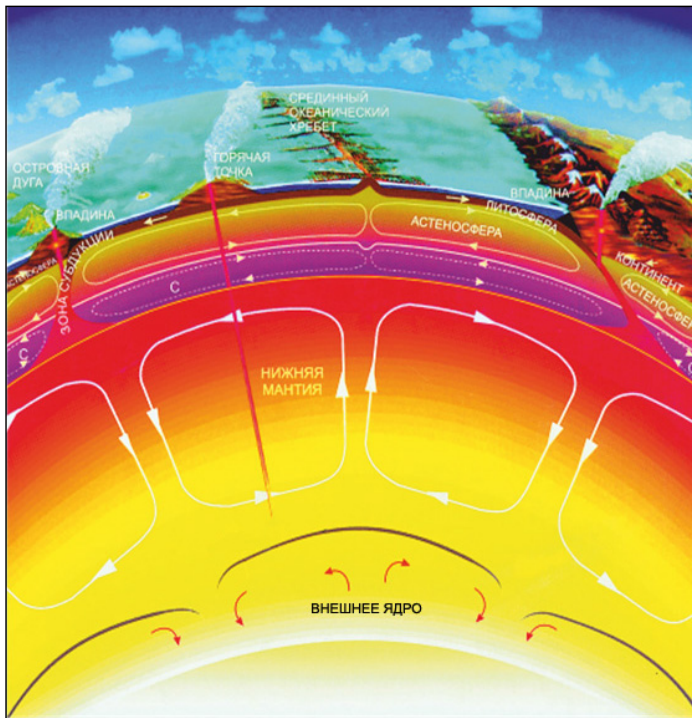


Рис. 2. Предполагаемый механизм тектоники литосферных плит и глубинной геодинамики (по [Dobretsov et al., 2001]).

Fig. 2. The supposed tectonics of lithospheric plates and deep geodynamics (after [Dobretsov et al., 2001]).

жающей (субдуцируемой) в мантию пластине океанической литосферы (слэба) мощностью 80–100 км. При этом считается, что слэбы не являются монолитными пластинами, а представляют собой мощные зоны деформации и расслоения. На определенной глубине вещество слэбов обезвоживается и плавится с внедрением расплава и летучих компонентов в надсубдукционный мантийный клин, что также вызывает его частичное плавление и последующее внедрение магмы в верхние горизонты коры, островодужный и внутриплитный вулканизм. Тепловая конвекция в жидком внешнем ядре обладает эффектом динамомашины, генерирующей геомагнитное поле. Конвекция в верхней мантии и астеносфере приводит в действие механизм тектоники плит. Плюмы, образованные в слое D", поднимаются к поверхности Земли в горячих точках океанических островов (гавайский тип) и срединно-океанических хребтах. Твердое вещество океанической коры возвращается обратно на глубину в зонах субдукции. В данном варианте принята модель с отдельными конвективными ячейками в нижней и верхней астеносферной мантии с промежуточным слоем «С» и вихревыми течениями во внешнем ядре [Dobretsov et al., 2001].

В 90-х годах прошлого столетия японскими исследователями предложена новая глобальная концепция, или парадигма, геодинамического развития Земли, в которой тектоника литосферных плит (плейт-тектоника) захватывает только верхние оболочки Земли – тектоносферу – до глубины 660 км. Ниже в мантии действуют механизмы плюм-тектоники, контролируемые тектоникой роста во внешнем жидком ядре. Плейт-тектоника поставляет холодный материал в виде слэбов в область плюм-тектоники, где формируются мантийные плюмы [Maruyama, 1994]. В последующем было установлено [Dobretsov et al., 2001; Zhao, 2007; Maruyama et al., 2007, 2014; Fukao et al., 2009; Kuzmin, Yarmolyuk, 2014, 2016], что субдуцированные плиты могут опускаться до переходной зоны нижней – верхней мантии, где стагнируется большая часть плит. Часть субдуцированного материала проходит в нижнюю мантию и доходит до слоя D", где он участвует в формировании глубинных плюмов. В результате этих исследований было установлено, что в субдукционных зонах «холодное» океаническое литосферное вещество слэбов проникает до глубины 660 км (граница верхней и нижней мантии) и там скапливается. Затем частично, в виде капель, обогащенных оксидами железа, оседает в слое D" (граница ядра и нижней мантии) (рис. 3).

С конвекцией связано опускание в зонах субдукции слэбов океанической литосферы, возникновение и рост в слое D" мантийных плюмов, их подъем до поверхности с образованием суперплюмов и срединно-океанических хребтов (СОХ). По этой модели поступающее вещество под влиянием высокой температуры и летучих компонентов, идущих от ядра, плавится и поднимается к верхним горизонтам литосферы в виде плюмов. По сути, субдукция «разгоняет» тепловую машину и запускает механизм формирования плюмов, а плюмы «отводят» избыток тепла, обеспечивают период релаксации и дают толчок новому этапу спрединга. Таким образом, объемы мантийных плюмов зависят от количества субдуцируемых слэбов и протяженности активных конвергентных границ.

3. СУБДУКЦИОННЫЙ МАГМАТИЗМ

Современные вулканические процессы являются ключом к познанию подобных процессов геологического прошлого. Нами были рассмотрены некоторые особенности геологического строения и вещественного состава субдукционного магматизма современных островных дуг, которые с успехом могут быть использованы в изучении островодужного магматизма прошлых геологических эпох. Необходимо отметить, что в нашей стране уже

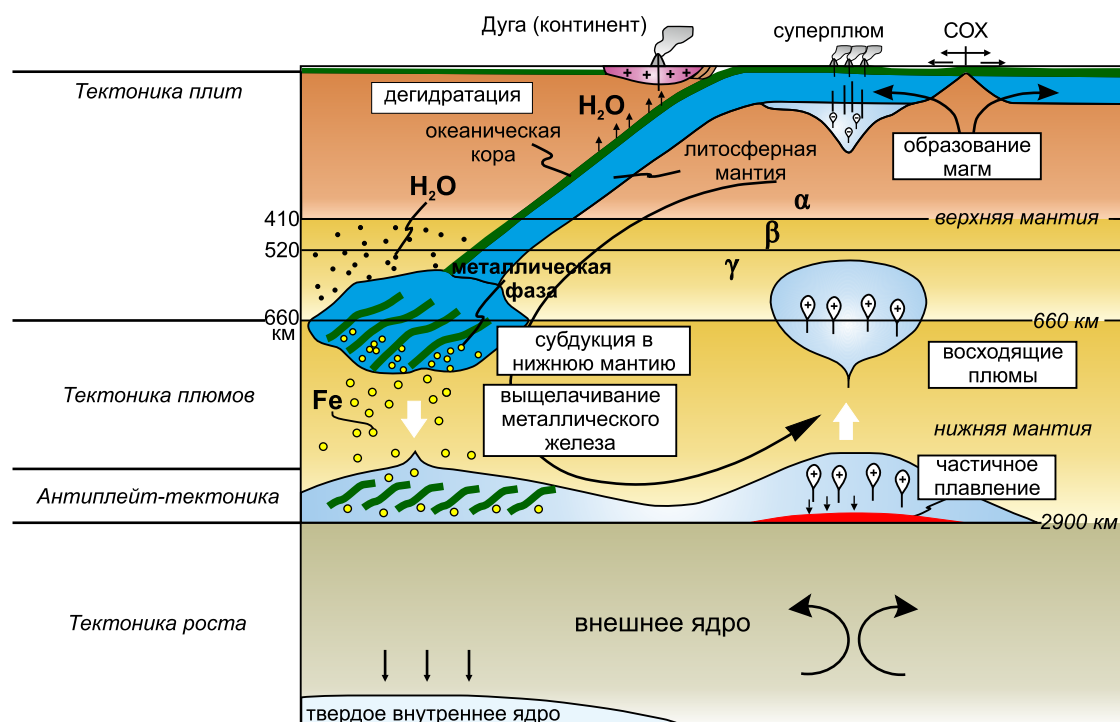


Рис. 3. Модель конвекции в мантии и внешнем ядре (по [Maruyama et al., 2014]).

Fig. 3. The mantle and outer core convection model (after [Maruyama et al., 2014]).

более 30 лет назад были разработаны модели магматической эволюции островных дуг, которые не потеряли своей актуальности до настоящего времени [Bogatikov, Tsvetkov, 1988]. Это дало толчок к детальному изучению островодужного магматизма не только современных островных дуг, но и древних дуг Палеоазиатского, Уральского, Монголо-Охотского и других палеоокеанов. В настоящее время среди древних дуг выделяются юные примитивные энсиматические дуги и зрелые энсиалические дуги (рис. 4).

В частности, было показано, что в энсиматических примитивных вулканических дугах в результате адиабатического перехода амфиболизированных базитов и отчасти ультрабазитов субдуцируемой океанической плиты в кварцевые эклогиты на глубинах 60–70 км высвобождается около 2–5 % воды, которая, поднимаясь вверх, вызывает ее частичное плавление и появление инициальных толеитовых магм с очень низким содержанием P3Э (меньше, чем в N-MORB) [Ringwood, 1974; Bogatikov, Tsvetkov, 1988]. Повторное проплавление субдуцируемой внутриокеанической плиты приводит к появлению более деплетированных надсубдукционных бонинитовых расплавов в примитивных дугах, выдвинутых в сторону океана [Sklyarov et al., 2016].

Образование известково-щелочного магматизма в энсиалических зрелых дугах в рамках модели [Bogatikov, Tsvetkov, 1988] связано с дегидратацией

серпентина на глубинах около 100 км, в результате чего кварцевые эклогиты субдуцируемой плиты испытывают плавление с образованием кислых (дацитовых и риодацитовых) расплавов. Эти расплавы, поднимаясь в лерцолитовый слой мантийного клина, в свою очередь, вызывают выплавление андезитовых и андезибазальтовых магм, исходных для известково-щелочного фронта зрелых дуг.

По данным [Winter, 2001; Richards, 2011] и других исследователей установлено, что в зону субдукции поступает огромное количество H_2O и CO_2 , содержащееся в структуре минералов магматических и осадочных пород океанической плиты. Происхождение вулканических расплавов в зонах субдукции связано с парциальным плавлением и смешением дегидратированных слэбов океанической коры и метасоматизированной астеносферной мантии. Первичные обводненные базальтовые магмы образуются в результате частичного плавления метасоматизированного клина горячей астеносферной мантии, проникающего в зону субдукции. Минеральные зоны, показанные на субдуцирующей плите, указывают на более низкие пределы стабильности водных фаз в базальтовой океанической коре и перидотитовой мантийной литосфере (рис. 5).

Существенно уточнить и расширить ранние петролого-геохимические модели, объясняющие

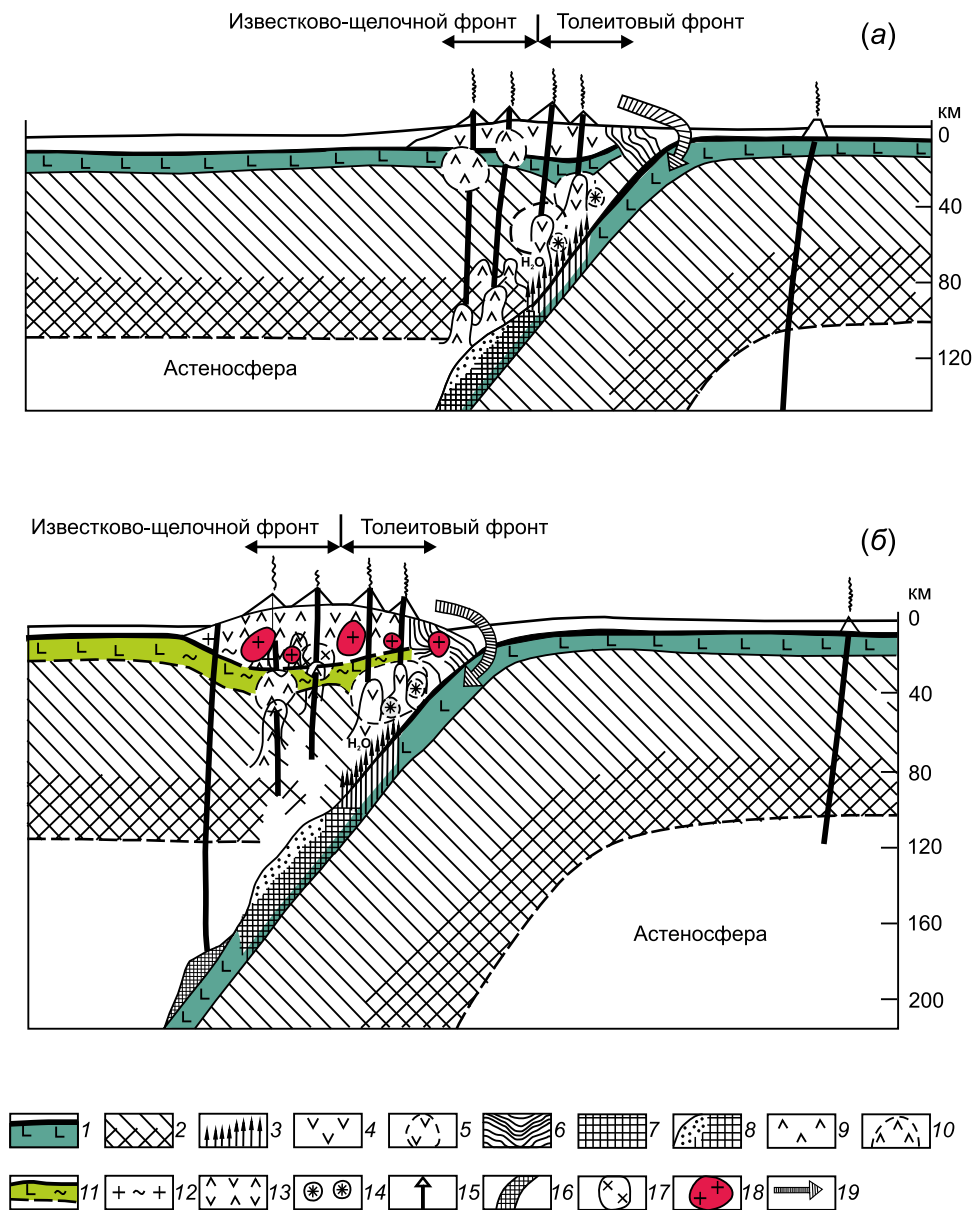


Рис. 4. Схема магматической эволюции островных дуг (по [Bogatikov, Tsvetkov, 1988]): (а) – юная стадия энсиматической дуги; (б) – зрелая стадия энсиалической дуги.

1 – океаническая кора; 2 – гарцбургитовая (деплетированная) мантия, переходящая на глубине в лерцолитовую (недеплетированную); 3 – область дегитратации субдуцируемой океанической коры; 4 – магматические расплавы и породы толеитовой серии; 5 – магматические очаги толеитовой серии; 6 – осадочные образования в составе аккреционной призмы; 7 – кварцевый эклогит; 8 – область частичного плавления кварцевого эклогита; 9 – магматические расплавы и породы известково-щелочной серии; 10 – магматические очаги известково-щелочной серии; 11 – преобразованная магматическими и метасоматическими процессами океаническая кора в фундаменте островной дуги; 12 – «гранитно-метаморфический» слой земной коры островной дуги; 13 – основное «тело» островной дуги, сложенное породами толеитовой и известково-щелочной магматических серий; 14 – магматические расплавы марианит-бонинитовой ассоциации; 15 – подводные вулканы с субщелочным (калиево-натриевым) составом лав; 16 – область генерации калиево-натриевых субщелочных магм; 17 – породы шшонитовой серии; 18 – известково-щелочные плутонические породы ряда диорит-гранит; 19 – направление сноса терригенного детрита и его субдукция под островную дугу.

Fig. 4. Schematic representation of the magmatic evolution of island arcs (after [Bogatikov, Tsvetkov, 1988]): (a) – juvenile ensimatic arc; (b) – mature ensialic arc.

1 – oceanic crust; 2 – harzburgite (depleted) mantle passing at depth to lherzolite (non-depleted) mantle; 3 – dehydration of subducting oceanic crust; 4 – tholeiitic magmas and rocks; 5 – tholeiitic magma chambers; 6 – accretionary prism sedimentary units; 7 – quartz eclogite; 8 – partial melting of quartz eclogite; 9 – calc-alkaline magmas and rocks; 10 – calc-alkaline magma chambers; 11 – recycled and metasomatically altered oceanic crust in the island-arc basement; 12 – granite-metamorphic crust of the island arc (tholeiitic and calc-alkaline rocks); 13 – core of the island arc (tholeiitic and calc-alkaline rocks); 14 – marianite-boninite magmas; 15 – submarine volcanoes with subalkaline (K-Na) lavas; 16 – generation of K-Na subalkaline magmas; 17 – shoshonitic rocks; 18 – calc-alkaline plutonic rocks of the diorite-granite series; 19 – direction of terrigenous sediment transport and subduction beneath the island arc.

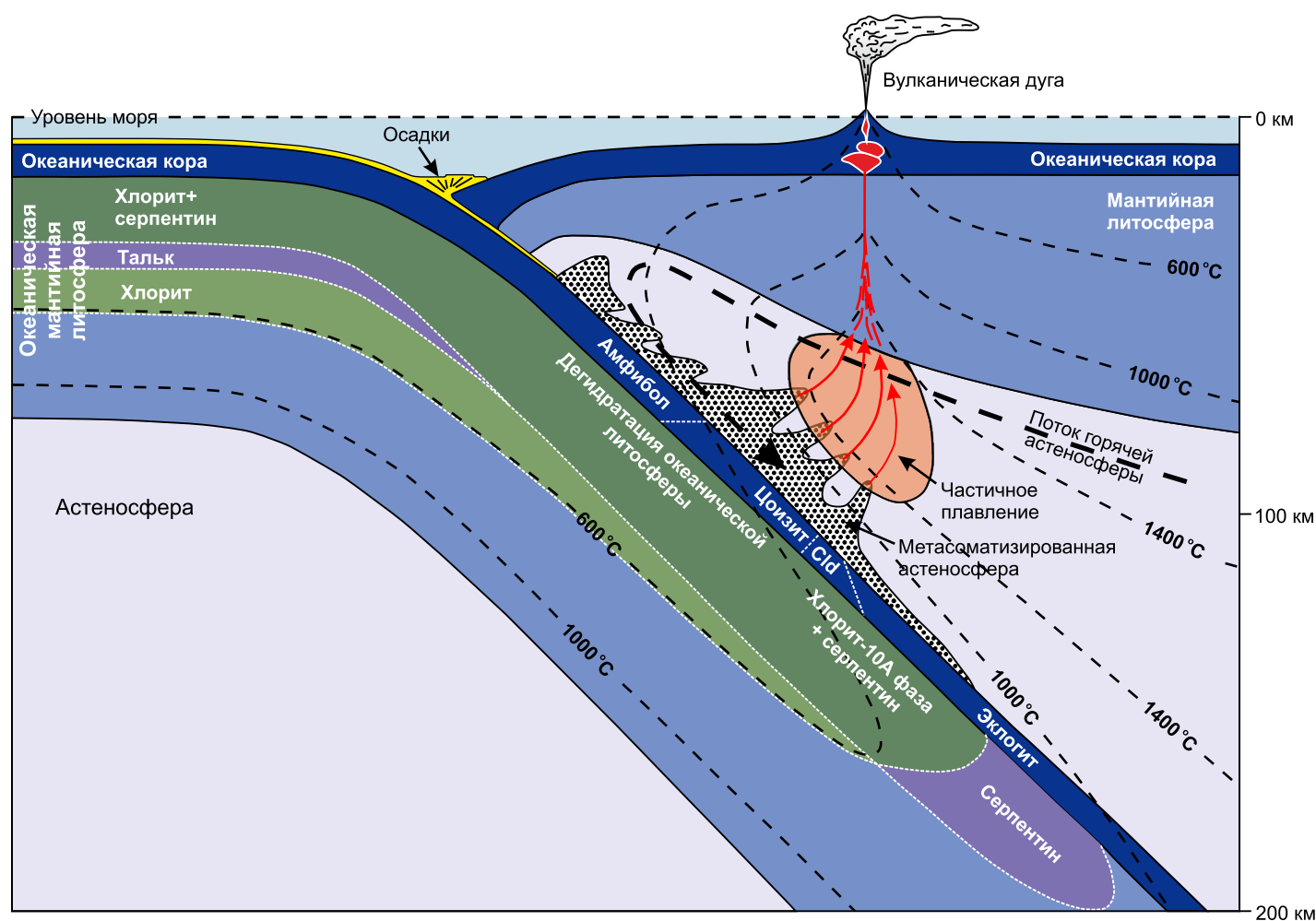


Рис. 5. Рециклинг вещества океанической литосферы в зонах субдукции (по [Winter, 2001; Richards, 2011]).

Fig. 5. Recycling of the oceanic lithosphere substance in subduction zones (after [Winter, 2001; Richards, 2011]).

особенности субдукционного магматизма с использованием современных экспериментальных данных и сейсмической томографии удалось Н.Л. Добрецову с соавторами [Dobretsov et al., 2001, 2012; Dobretsov, 2010; и др.] (рис. 6). В частности, была установлена секториальность зоны субдукции (рис. 6, а). В верхней части погружающейся океанической плиты, в надсубдукционной мантии и литосфере выделено пять секторов. Им соответствуют три типа вулканизма, при которых сохраняется смена состава вулканических серий от толеит-бонинитовых до щелочно-базальтовых. Положение границ секторов и вулканических зон зависит от температурного режима субдуцирующей плиты и угла наклона слэба. На определенной глубине вещество слэбов обезвоживается и плавится с «впрыскиванием» расплава и летучих компонентов в надсубдукционный мантийный клин, что вызывает его частичное плавление, внедрение магмы в верхние горизонты литосферы и островодужный вулканизм. На примере Курило-Камчатской дуги

показано, что вулканы группируются в определенные взаимосвязанные ареалы на расстоянии около 100 км друг от друга (рис. 6, б).

По вещественному составу субдукционный магматизм характеризуется известково-щелочной дифференцированной серией вулканических пород от базальтов до риолитов, с преобладанием андезитов, при широких вариациях кремнекислотности, щелочности и железистости. В большинстве своем это низкотитанистые, низко- и умеренно-щелочные и высокоглиноземистые образования. Редкими, но характерными членами островодужных ассоциаций являются бонинитовая (марианитовая), адакитовая и шошонит-латитовая серии. В настоящее время геохимия этих процессов в островодужных системах и АКО различного типа изучена довольно подробно, особенно в пределах Курило-Камчатской системы и Сихотэ-Алинского вулканического пояса [Kuzmin, 1985; Bogatkov, Tsvetkov, 1988; Avdeiko et al., 2006; Martin et al., 2005; Bogatkov et al., 2010; Dobretsov, 2010, 2011; Martynov, Khanchuk,

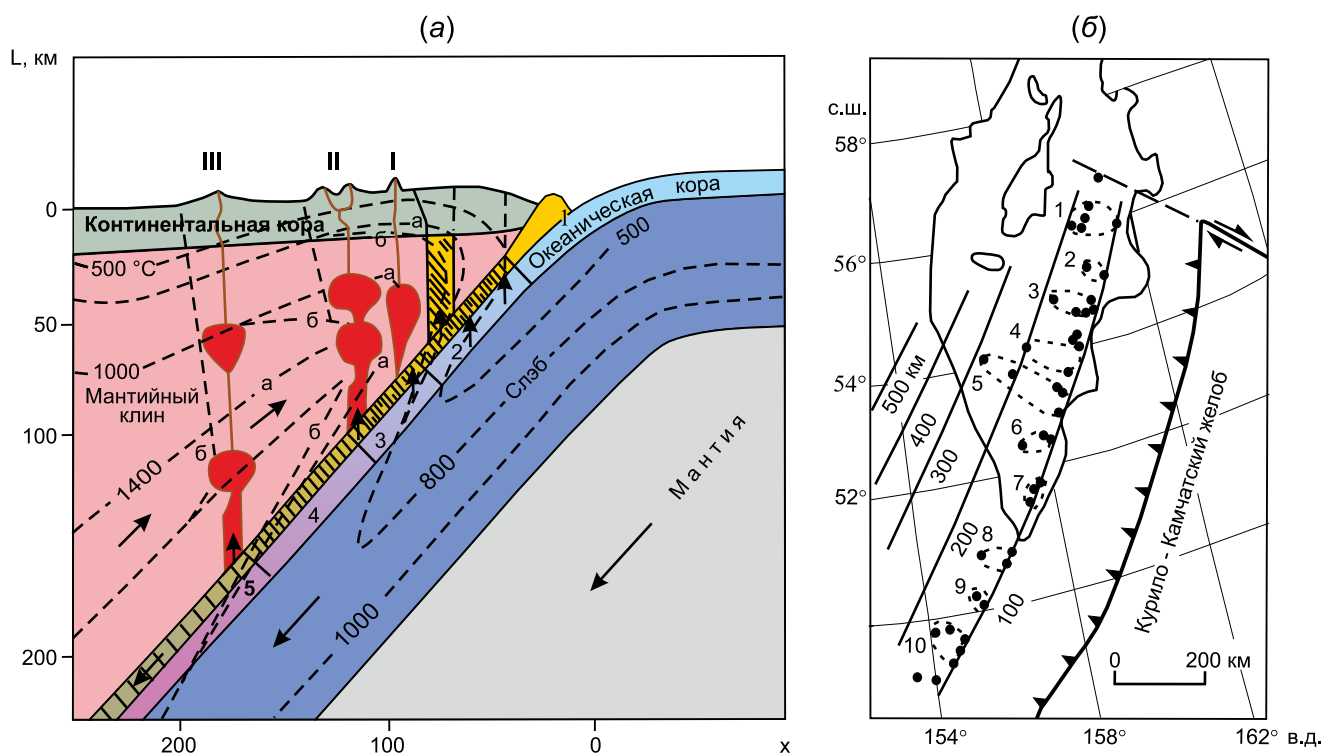


Рис. 6. Общие особенности зон субдукции и субдукционного магматизма на примере Курило-Камчатской дуги (по [Dobretsov, 2010]).

(а) – обобщенный разрез зоны субдукции, показывающий секториальность зоны субдукции по глубине (1–5) и три типа вулканизма (I, II, III), распределение температур на начальной (800а, 1000а, 1400а) и завершающей (800б, 1000б, 1400б) стадиях субдукции, а также схема формирования магматических пород в зоне субдукции, на которой в зависимости от глубины магмогенерации выделяется три типа вулканизма: I – толеит-бонинитовый, бонинитовый, глубина 50–120 км; II – андезитовый, андезит-дацит-риолитовый, андезит-базальтовый, глубина 120–160 км; III – трахиандезит-трахибазальтовый, шошонитовый, в задуговых бассейнах – толеитовый, глубина 160–240 км; (б) – главные вулканы Курило-Камчатской дуги, их группировка (1–10), прямые линии с цифрами от 100 до 500 км – глубина залегания сейсмофокальной плоскости (зоны субдукции).

Fig. 6. General features of subduction zones and subduction-related magmatism on the example of the Kuril-Kamchatka arc (after [Dobretsov, 2010]).

(а) – vertical section of the subduction zone showing its depth sectors (1–5), three types of volcanism (I, II, III), the temperature distribution with depth during the initial (800a, 1000a, 1400a) and final (800б, 1000б, 1400б) subduction stages, magmatic rocks formation in the subduction zone with three types of volcanism depending on the depth of magma generation: I – tholeiite-boninite, boninite (50–120 km depth); II – andesite, andesite-dacite-rhyolite, basaltic andesite (120–160 km depth); III – trachyandesite-trachybasalt, shoshonite, and tholeiite in back-arc basins (160–240 km depth); (б) – main volcanoes of the Kuril-Kamchatka arc according to groups (1–10), straight lines and numbers (100 to 500 km) show the depths of the seismic focal plane (subduction zone).

2013; Yarmolyuk et al., 2013; Perepelov, 2008, 2014; Flerov et al., 2016; Martynov et al., 2017].

В результате сейсмотомографических и петролого-геохимических исследований под вулканами Ключевской группы выявлено пять уровней генерации и преобразования магм с формированием промежуточных магматических очагов (рис. 7).

Изучение вулканогенных пород Ключевского вулкана на Камчатке свидетельствует, что их родоначальными расплавами являлись пикриты (MgO 13–14 мас. %) с предельным насыщением SiO₂ (45–50 мас. %), высоким содержанием H₂O (2.2–2.9 мас. %) и несовместимыми элементами (Sr, Rb, Ba, Hf). При этом четвертичные базальты и ан-

дезиты островных дуг часто близки к MORB по изотопии, хотя ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения в них выше, величины εNd(T) < 9 в андезитах меньше по сравнению с MORB, а отношения ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и локально ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb часто выше, чем отношение ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. Также известно, что субдукционные андезитовые расплавы по сравнению с исходными базальтами обогащены La в 9–10 раз, Cs, Rb, Ba, U, Th, K, Sr, Zr, Hf – в 2–4 раза, умеренно обогащены или не обогащены Nb, Nd, Ti, Sm, Eu, заметно обеднены тяжелыми лантаноидами от Dy до Lu. Поведение многих других элементов (U, Nb, Ti, Sr, Eu) сильно зависит от окислительных условий, прежде всего от доли H₂O и CO₂ во флюиде. Значение имеют также гидротермальные изменения лав, что характерно для

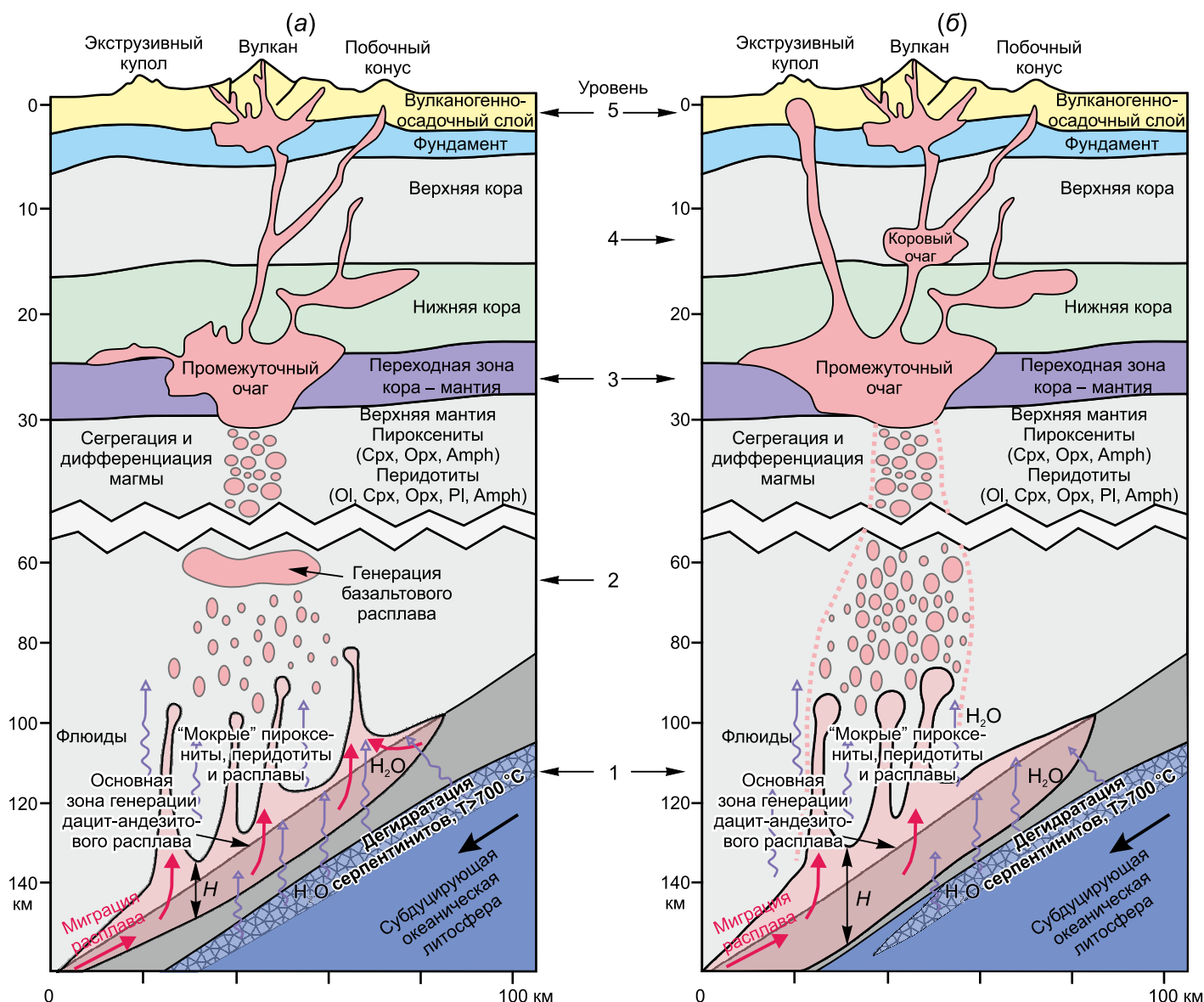


Рис. 7. Схема путей миграции флюидов и расплавов для двух типов вулканизма Камчатки (по [Ivanov, 2008; Dobretsov et al., 2012]): (а) – I тип – толеитовый с преимущественно базальтовыми кратковременными извержениями; (б) – II тип – известково-щелочной, соответствующий массовым извержениям дацит-андезитового состава кальдерного типа с формированием промежуточного верхнекорового очага.

Fig. 7. Migration of fluids and melts for two types of Kamchatka volcanism (after [Ivanov, 2008; Dobretsov et al., 2012]): (a) – type I – tholeiitic, with mainly basaltic brief eruptions; (б) – type II – calc-alkaline, corresponding to voluminous explosive eruptions of dacite-andesitic lavas of caldera type.

большинства субдукционных магм [Martin et al., 2005; Dobretsov et al., 2012].

4. СУБДУКЦИОННЫЙ И ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ В ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМАХ

Как указывалось выше, имеется целый ряд работ о связи островодужного магматизма с плюмовым. Пожалуй, впервые на это обратил внимание С. Маруяма с соавторами [Maruyama et al., 2007,

2014], которые провели детальное исследование западной окраины Тихого океана и показали, что формирование конвергентных границ западно-тихоокеанского типа происходило в условиях взаимодействия континентальной литосферы с горячей областью мантии. Ширина этой зоны достигает нескольких тысяч километров в поперечнике. Было выделено более 26 мантийных провинций с диаметром ~ 1000 км. Эти горячие регионы были сформированы как в Восточной Азии вплоть до Байкала, так и в западных островных дугах Тихого

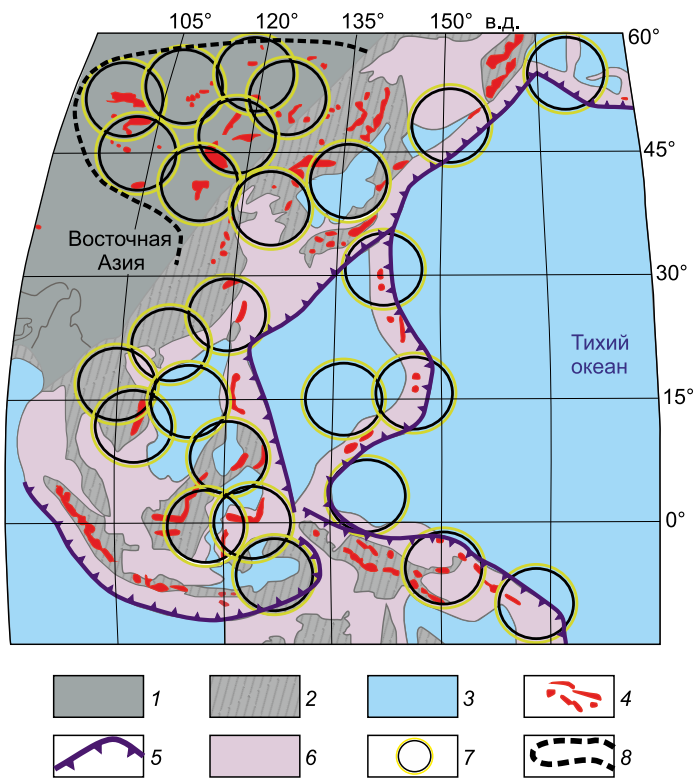


Рис. 8. Строение зоны конвергенции литосферных плит в западной части Тихого океана (по [Yarmolyuk et al., 2013b]).

1 – континентальные области; 2 – область шельфа; 3 – океаническое ложе; 4 – области кайнозойского субдукционного и плюмового вулканизма; 5 – зоны субдукции; 6 – область конвергентной границы западно-тихоокеанского типа; 7 – мантийные плюмы, по [Maruyama et al., 2007]; 8 – граница Центрально-Азиатского горячего поля мантии.

Fig. 8. The convergence zone of lithospheric plates in the western Pacific Ocean (after [Yarmolyuk et al., 2013b]).

1 – continental areas; 2 – shelf area; 3 – oceanic bed; 4 – areas of Cenozoic subductional and plume volcanism; 5 – subduction zones; 6 – convergence boundary of western Pacific type; 7 – mantle plumes, after [Maruyama et al., 2007]; 8 – boundary of the Central Asian mantle hot field.

океана как результат влияния тихоокеанской океанической плиты.

Эта проблема была детально проанализирована В.В. Ярмолюком, М.И. Кузьминым и А.А. Воронцовым [Yarmolyuk et al., 2013b], которые на примере ЦАСП показали связь субдукционного магматизма западно-тихоокеанского типа с плюмовым магматизмом по окраинам Сибирского континента при его движении вначале над Африканской низкоскоростной мантийной провинцией, а затем в кайнозое с перемещением его в область Тихоокеанского суперплюма. Было установлено, что образование конвергентных границ определяется взаимодействием субдуцируемых плит с горячей мантией плюмов, «идущих» со стороны океана (рис. 8).

В настоящее время были проведены дополнительные исследования позднекайнозойской субдукции Тихоокеанской океанической плиты под евроазиатскую литосферу [Kimura et al., 2018], которые в целом подтвердили выводы вышеназванных исследователей [Maruyama et al., 2007; Yarmolyuk et al., 2013b]. Было установлено, что субдукционный магматизм западно-тихоокеанского типа вызвал формирование на активной окраине континента Евразии крупной провинции внутриплитного базальтового магматизма (рис. 9).

Это было связано с возникновением в западной части Тихоокеанской плиты спрединговой зоны с образованием плиты Изагаги, которая 160 млн лет назад начала субдуцироваться под континент. Субдукция под Евразию продолжалась 50–60 млн лет,

особенно активно 15–35 млн лет назад, что привело к задуговому рифтогенезу и образованию окраинных морей (Японского, Южно-Китайского и др.) и раннемелового Верхнеамурского вулканоплутонического пояса окраинно-континентального типа [Gordienko et al., 2000]. Считается, что 15 млн лет назад спрединг в Тихоокеанской плите прекратился, произошел откат зоны субдукции на восток, в результате чего слэб океанической плиты Изагаги оторвался и погрузился в нижнюю мантию, что привело к массовому проявлению плюмового базальтового магматизма на востоке Азии [Kimura et al., 2018].

Таким образом, изучение западно-тихоокеанской активной континентальной окраины (АКО) показало, что субдукционная мантия имеет гетерогенную природу. Ее формирование происходило под влиянием как субдукционных, так и несубдукционных (плюмовых) процессов. Был выявлен режим трансформного скольжения литосферных плит в областях субдукционного вулканизма, что приводило к формированию субдукционных окон (слэб-виндью), смене источника в результате внедрения в континентальную литосферу деплетированной океанической астеносферной мантии и формированию обширных полей с внутриплитным базальтовым вулканизмом, связанных с мантийными плюмами.

Это показано на примере Курило-Камчатской островодужной системы [Khanchuk, Martynov, 2011; Martynov et al., 2017; Perepelov, 2008, 2014]. Было

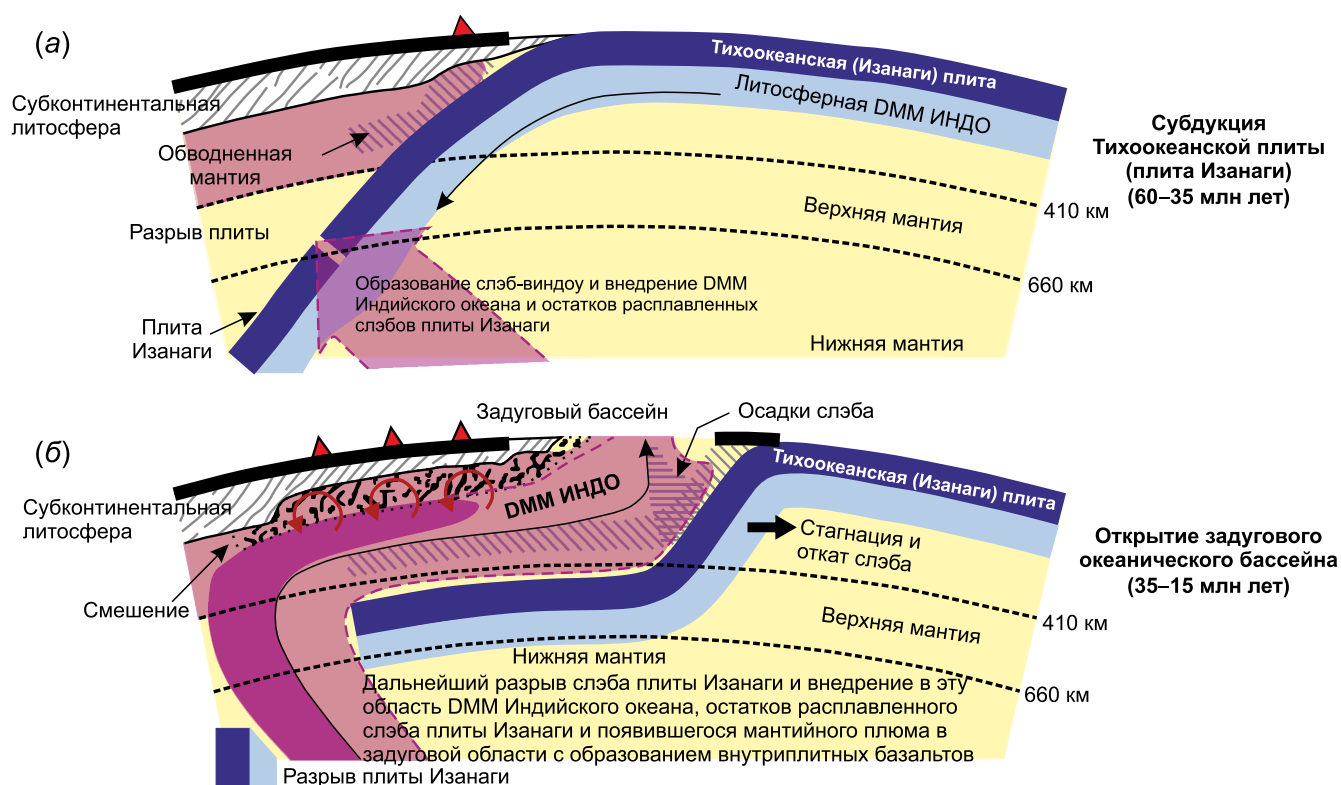


Рис. 9. Фрагмент тектономагматического развития мантии под Восточной Евразией и западно-тихоокеанской окраиной в палеоцене – эоцене (а) и олигоцене – миоцене (б) (по [Kimura et al., 2018]). (а) – субдукция Тихоокеанской океанической плиты, в данном случае плиты Изанаги, под Восточно-Евразийскую континентальную окраину. Считается, что литосферная деплетированная (MORB) мантия (DMM) Индийского океана (ИНДО) также могла участвовать в субдукционном процессе. К концу эоцена начался разрыв плиты Изанаги, ее стагнация, откат слэба и внедрение DMM в задуговую область; (б) – дальнейшее разрушение слэба плиты Изанаги в олигоцене – миоцене, расширение слэб-виндоу и внедрение в это окно остатков DMM ИНДО и расплавленного материала океанической коры плиты Изанаги. Считается, что опустившиеся на глубину остатки слэба плиты Изанаги вызвали появление мантийных плюмов, которые внедрились в образовавшуюся задуговую область и привели к массовому формированию провинции внутриплитных базальтов на окраине Восточной Евразии вплоть до Байкала.

Fig. 9. Fragment of tectonic-magmatic development of the mantle beneath Eastern Eurasia and the Western Pacific margin in the Paleocene – Eocene (a) and Oligocene – Miocene (b) (after [Kimura et al., 2018]). (a) – subduction of the Pacific oceanic plate (in this case, the Izanagi plate) beneath the East Eurasian continental margin. It is suggested that the lithospheric depleted (MORB) mantle (DMM) of the Indian Ocean (INDO) could also play a role in the subduction process. By the end of the Eocene, breakoff of the Izanagi Plate, its stagnation, slab rollback and the introduction of DMM into the back-arc area began; (b) – in the Oligocene – Miocene, further breakoff of the Izanagi Plate slab continued; the slab-window continued to expand; and the DMM INDO remnants and the melted oceanic crust of the Izanagi plate intruded into the slab-window. It is believed that the remains of the Izanagi plate slab, which sank to a depth, caused the occurrence of mantle plumes that penetrated the resulting back-arc region and led to the massive formation of a province of intra-plate basalts at the edge of Eastern Eurasia up to Lake Baikal.

установлено, что в олигоцене – миоцене, раннем плейстоцене и эоплейстоцене в результате скольжения и последующего разрыва субдуцирующей Тихоокеанской плиты возникают слэб-виндоу, куда устремляется горячий астеносферный материал деплетированной мантии с образованием в мантийном клине и коре зон растяжения, выполненных осадками окраинных морей с извержением вулканов и формированием периферических магматических очагов. В дальнейшем этот процесс продолжался в плейстоцене и голоцене с разрушением перво-

начальной субдуцирующей плиты, внедрением в Срединном хребте Камчатки продуктов базальто-щелочно-базальтовых магм внутриплитного геохимического типа и формированием новой зоны субдукции с современным вулканизмом. Геохимические характеристики щелочно-базальтового вулканизма континентальной окраины являются переходными между IAB и WPB типами магм. Геодинамический режим, определяющий формирование таких переходных магм, может рассматриваться в рамках модели поступления астеносферного

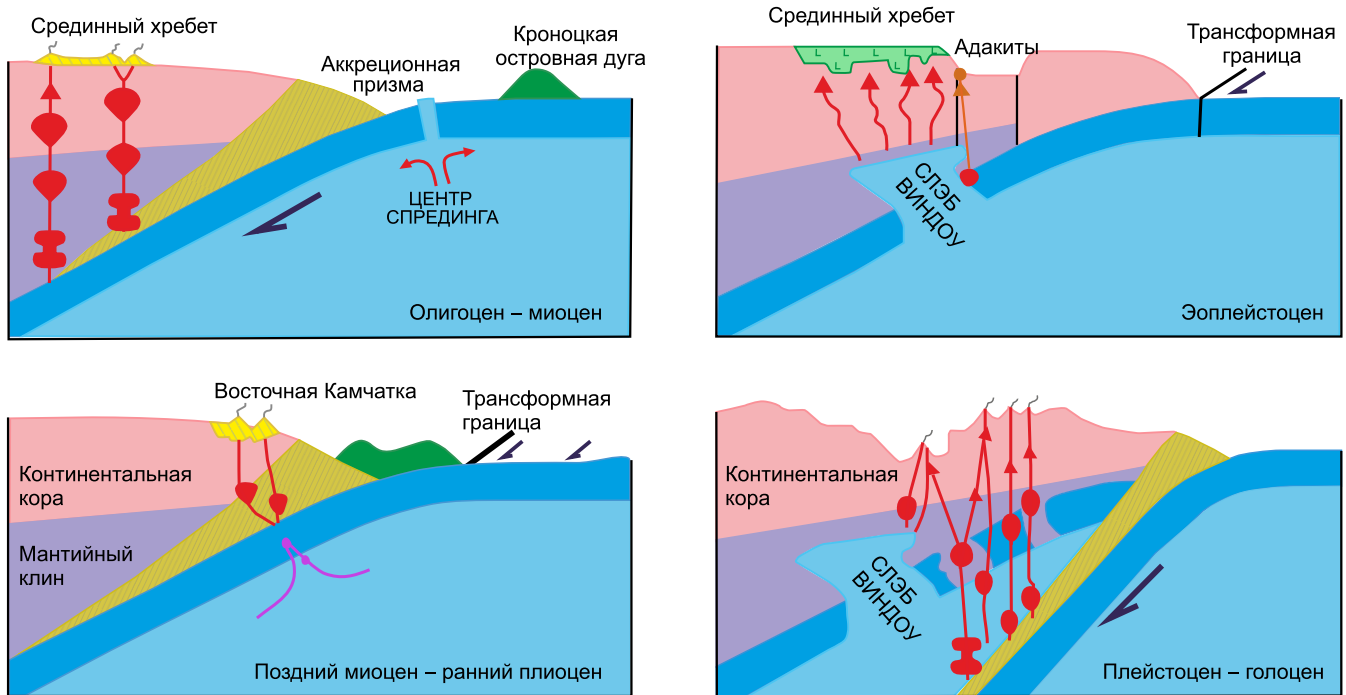


Рис. 10. Модель развития субдукционного и плюмового магматизма Камчатки (по [Khanchuk, Martynov, 2011]).

Fig. 10. Development of subduction and plume magmatism of Kamchatka (after [Khanchuk, Martynov, 2011]).

вещества в область метасоматизированной литосферной мантии в связи с образованием слэб-виндону в субдуцированной океанической литосфере, а также с плавлением эклогитизированного слэба в условиях его погружения в область астеносферной мантии или с плавлением вещества нижних горизонтов континентальной коры при ее деламации (рис. 10).

Известным эталонным объектом магматизма зон скольжения литосферных плит является калифорнийская окраина Северной Америки [Zonenshain et al., 1976], а также изученная в последнее время территория Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [Khanchuk, Martynov, 2011; Martynov, Khanchuk, 2013; Martynov et al., 2017]. Было установлено, что в кайнозой определяющую роль в формировании западно-тихоокеанской окраины, в том числе и территории Восточного Сихотэ-Алия, играли не только субдукционные процессы, но и тектоническая перестройка всей Северо-Восточной Азии в результате взаимодействия Индостанской, Азиатской и Тихоокеанской плит с участием мантийных плюмов.

История геодинамического развития Восточно-Сихотэ-Алинского и Японского регионов показана на рисунке 11 [Martynov, Khanchuk, 2013; Martynov et al., 2017]: (а) – на данной территории в зоне столкновения Индостанской и Тихоокеанской плит в начале юры возникла островодужная система, которая развивалась до конца мела (95–65 млн лет);

(б) – в последующем (55–15 млн лет) в результате конвекции в астеносфере и деплетированной верхней мантии возникла трансформная зона растяжения. Слэб был разорван и сдвинут, и в это «окно» проник горячий астеносферный материал, который привел к одновременному островодужному и плюмовому магматизму, а на границе континент – трансформная зона возник турбидитовый бассейн; (в) – в конце миоцена – плиоцене (12–4 млн лет) во фронтальной части трансформной границы возникла новая вулканическая дуга и образовался задуговый бассейн. В тылу континентальной окраины Восточного Сихотэ-Алия развивался интенсивный внутриплитный базальтовый магматизм, что не характерно для субдукционных обстановок [Martynov et al., 2017].

Сравнительная характеристика геохимических особенностей надсубдукционного магматизма островных дуг и трансформных границ скольжения литосферных плит [Martynov, Khanchuk, 2013] показывает, что в островных дугах в основном наблюдается гомодромная последовательность извержения пород от базальтов до андезитов низкощелочного или субщелочного типа с высокими содержаниями Al_2O_3 (>17 мас. %), низкими – Ni (<20–30 г/т) и TiO_2 (<1 мас. %). Низкие отношения Ni/Co (<1), Ti/V (<0.04), Th/La (0.2–0.3), Nb/La (0.2–0.5), но высокие – Ba/La (20–30), в то время как среди магматических пород границ скольжения литосферных плит калифорнийского типа преобладают базальты

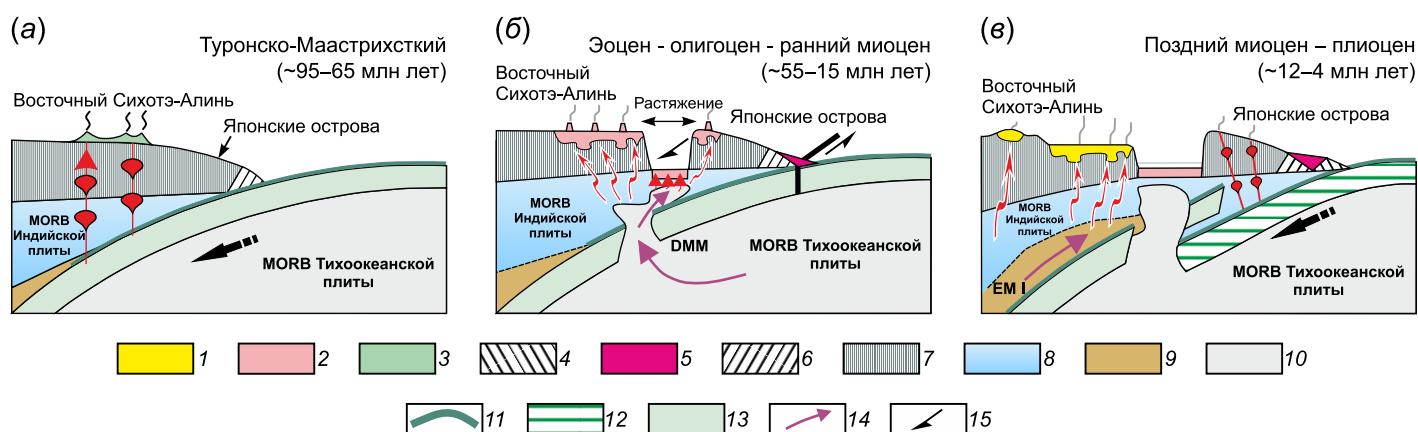


Рис. 11. Геодинамическая эволюция Японского и Восточно-Сихотэ-Алинского регионов в позднем мелу – кайнозое (по [Martynov, Khanchuk, 2013; Martynov et al., 2017]).

1 – преимущественно позднемiocен-раннеплиоценовые базальты; 2 – преимущественно эоцен-олигоцен-раннемiocеновые базальты; 3 – позднемеловые риолиты, риодациты, дациты, базальты; 4 – позднемиоцен-плиоценовая аккреционная призма; 5 – палеогеновый турбидитовый комплекс; 6 – позднемеловая аккреционная призма; 7 – континентальная кора; 8 – субконтинентальная литосферная мантия; 9 – субконтинентальная астеносфера; 10 – океаническая астеносфера; 11 – океаническая кора; 12 – Тихоокеанская океаническая плита; 13 – океаническая плита Палеопацифики; 14 – астеносферные потоки; 15 – сбросо-сдвиги.

Fig. 11. Geodynamic evolution of the Japan Sea and eastern Sikhote-Alin regions in the Late Cretaceous-Cenozoic (after [Martynov, Khanchuk, 2013; Martynov et al., 2017]).

1 – basaltic rocks (predominantly Late Miocene – Early Pliocene); 2 – basaltic rocks (predominantly Eocene-Oligocene – Early Miocene); 3 – Late Cretaceous rhyolites, rhyodacites, dacites, and basalts; 4 – Late Miocene – Pliocene accretionary prism; 5 – Paleogene turbidite complex; 6 – Late Cretaceous accretionary prism; 7 – continental crust; 8 – subcontinental lithospheric mantle; 9 – subcontinental asthenosphere; 10 – oceanic asthenosphere; 11 – oceanic crust; 12 – Pacific oceanic plate; 13 – Paleopacific oceanic plate; 14 – asthenospheric flows; 15 – strike-slip faults with normal component.

субщелочного или щелочного типа, от OIB и MORB до высокоглиноземистых. Высокоглиноземистые лавы обладают более низкими содержаниями Al_2O_3 (16–17 мас. %), но высокими – Ni (<30–50 г/т), TiO_2 (1–2 мас. %); высокими Ni/Co (>1), Ti/V (<0.04), Th/La (0.13–0.20), Nb/La (0.25–0.35), Ba/La (20–25) соотношениями.

Изучение магматизма зон скольжения литосферных плит в пределах окраин Пацифики позволяет лучше понять роль океанической астеносферы в формировании субдукционного и плюмового магматизма на конвергентных и трансформных границах литосферных плит.

В настоящее время появились данные о возникновении разрыва слэбов на границах нижней и верхней мантии при глубокофокусных землетрясениях [Didenko, Kuzmin, 2018]. Эти процессы связаны со стагнацией слэбов на глубинах свыше 700 км, где слэбы переходят в субгоризонтальное положение и в области их изгибов возникает ослабленная зона и образование сбросов и взбросов. В эту зону проникает горячее вещество астеносферной мантии, которое является источником мантийных плюмов в задуговой континентальной области. Литосферные плиты не погружаются в нижнюю мантию, а изгибаются и движутся в сторону континента. Так формируются рифтовые структуры и

окраинные моря с мощным проявлением внутриплитного базит-ультрабазитового и базальтового магматизма (рис. 12).

Таким образом, в результате анализа вышеприведенных моделей связи субдукционного и плюмового магматизма на кайнозойской активной окраине западно-тихоокеанского и калифорнийского типа было установлено, что в островодужных системах плюмовый магматизм может образоваться несколькими путями.

1. В виде крупных (первичных) суперплюмов, возникших на границе ядра (слой D") и нижней мантии в результате плавления материалов, отмерших на границе верхней и нижней мантии ранее существовавших слэбов. Такие суперплюмы образуют крупные области или провинции (LIP) мантийного магматизма (см. рис. 2, 3) как на континентальных (авлакогены, рифты, провинции траппов и щелочных пород), так и на океанических (океанические острова и плато) литосферных плитах. Кроме того, суперплюмы, идущие от слоя D", определяют также образование спрединговых зон в океанах и горячих точек – плюмов (гавайского или исландского типа) – на океанических и континентальных литосферных плитах. Считается, что при распаде суперплюмов происходит их расчленение на отдельные, более мелкие импульсы плю-

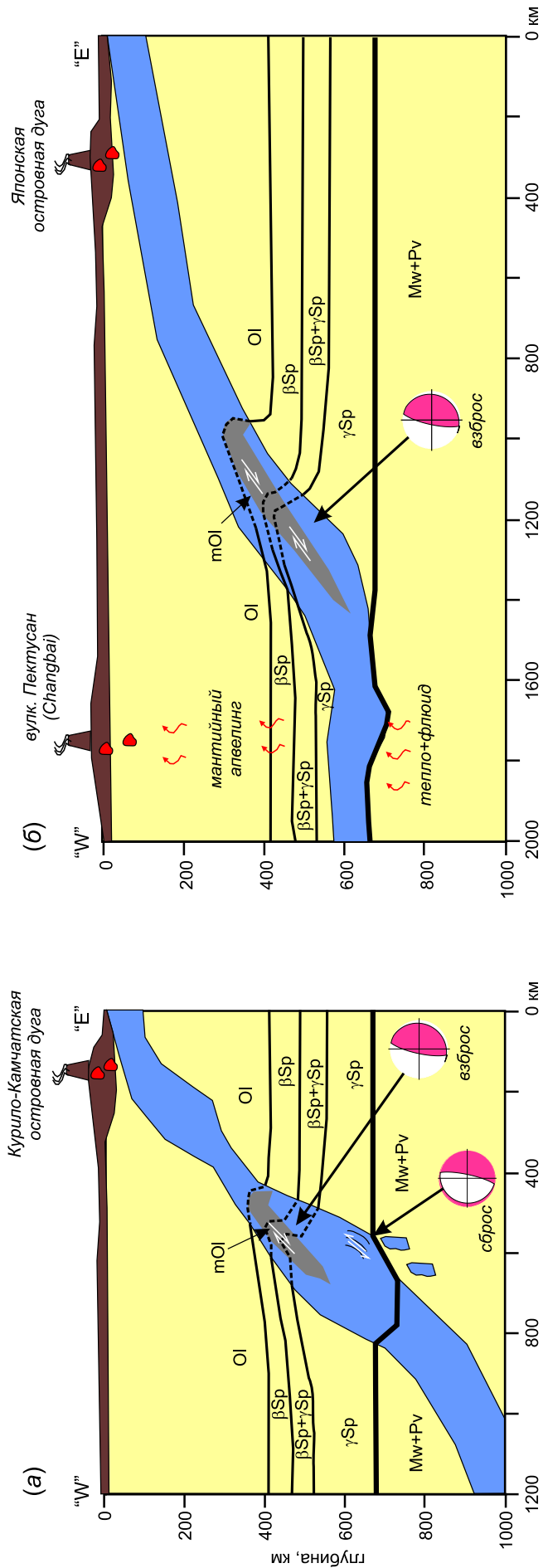


Рис. 12. Модельные схемы субдицирующих слэбов охотоморского сегмента Курило-Камчатской (а) и япономорского сегмента Японской (б) островной дуги (по [Didenko, Kuzmin, 2018]). С указанием типов землетрясений у границы верхней – нижней мантия – мантийная и мантийной минералогии: Ol – оливиновая фаза, mOl – метастабильного оливина, βSp – фаза метастабильного оливина, γSp – фаза модифицированной шпинели, γSp – шпинельная фаза, Mw – магнезиовустит, Pv – перовскит.

Fig. 12. Model schemes of the subducting slabs of the Okhotsk Sea segment of the Kuril-Kamchatka island arc (a) and the Japan Sea segment of the Japanese island arc (b) (after [Didenko, Kuzmin, 2018]). The schemes show the types of focal earthquakes recorded at the upper-lower mantle boundary and the mantle mineralogy data: Ol – olivine phase, mOl – metastable olivine phase, βSp – metastable olivine phase, γSp – modified spinel phase, γSp – spinel phase, Mw – magnesiowustite, Pv – perovskite.

мов, которые в виде струй мантийного вещества проникают в верхние слои литосферы вне зависимости от ее состава и геологического строения.

2. В виде отдельных полей и ареалов внутриплитного магматизма, связанного с отмиранием (стагнацией) слэбов преимущественно в переходной зоне нижней и верхней мантии с образованием слэб-виндоу, куда внедряется горячая астеносферная мантия и материал расплавленных слэбов океанической коры, который не успел проникнуть до границы ядра и нижней мантии. С участием этих продуктов происходит плавление и внедрение в основном в задуговую область разнообразного внутриплитного магматизма с субдукционными и плюмовыми метками (см. рис. 8–12).

3. Третий путь возможен, когда образованные на границе ядра и нижней мантии мантийные суперплюмы, благодаря высокому содержанию летучих компонентов в его кровле, быстро проплавляют мантию подобно газовой горелке, где скорость проплавления под влиянием флюида на порядок больше максимальной скорости конвекции в мантии (110 вместо 10–12 см/год) [Dobretsov, 2008, 2010]. Предложенная модель термохимического плюма объясняет подъем струи плюма диаметром около 100 км до подошвы литосферы за время 1.5–5.0 млн лет. При этом формирование грибообразной шляпки плюма и его растекание вдоль подошвы литосферы происходят в течение 7–15 млн лет. Считается, что подошва литосферы сложена сильно истощенными ультраосновными породами типа дунит-гарцбургит, поэтому плюму, даже в условиях высокого содержания летучих, трудно проплавить эту подошву и он будет растекаться вдоль тугоплавкой подошвы, пока не появится ослабленная зона. В эту зону проникает уже вторичный плюм, скорость всплывания которого 1–2 см/год. Этот вторичный плюм (серия «капельных» плюмов или мантийных струй), благодаря своему термальному эффекту, может проплавить подошву континентальной литосферы и внедриться в преддуговую или задуговую область островодужной системы, формируя разнообразные силлы и интрузии внутриплитного магматизма.

Все эти выводы важны для приведенной ниже интерпретации субдукционного и плюмового магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах Палеоазиатского океана.

5. СУБДУКЦИОННЫЙ И ПЛУМОВЫЙ МАГМАТИЗМ НА НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ И ВЕНД-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ АКТИВНЫХ ОКРАИНАХ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

Для исследования субдукционного и плюмового магматизма на неопротерозойской и венд-ранне-

палеозойской активных окраинах значительный интерес представляет Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), возникший на месте Палеоазиатского океана (ПАО). ПАО образовался в результате распада суперконтинента Родиния в период от 900 до 850 млн лет назад [Metelkin et al., 2009] (рис. 13).

Необходимо отметить, что уже на ранней стадии развития ПАО (1000–950 млн лет назад) вокруг Сибирского континента существовали мезо- и неопротерозойские островные дуги (Фаддеевская, Дунжугурская, Байкало-Муйская и др.), которые, по данным Т.Н. Херасковой с соавторами [Kheraskova et al., 2010] были связаны с зонами субдукции под Сибирский континент существовавшего в то время какого-то древнего океана, окружающего Родинию. При этом сам континент, в отличие от Лаврентии, возможно, не входил в состав Родинии.

Однако уже в период 850–750 млн лет, по мнению большинства исследователей, между суперконтинентами Сибирь и Лаврентия была заложена крупная спрединговая зона будущего ПАО, которая сопровождалась формированием островодужных систем и плюмового магматизма по юго-западной периферии Сибирского континента [Gladkochub et al., 2000, 2001; Dobretsov, 2003; Yarmolyuk et al., 2006; Gordienko, 2006; Metelkin et al., 2007, 2009; 2012; Gordienko, Metelkin, 2016]. Именно эти события отчетливо фиксируются возрастом океанической коры и островодужных комплексов по всему складчатому обрамлению юга Сибирской платформы. При этом считается, что распад Родинии и раскрытие ПАО в неопротерозое – венде контролировались крупными мантийными плюмами [Maruyama et al., 2014; Kuzmin, Yarmolyuk, 2014].

Было установлено, что за время существования ПАО и ЦАСП в их пределах формировались и исчезали тектонические структуры различной геодинамической природы: энсиматические и энсиалические островные дуги, внутриокеанические вулканические острова (симаунты, гайоты) и рифтовые долины с различной скоростью спрединга океанической коры, окраинные и внутренние моря, пассивные и активные континентальные окраины западно-тихоокеанского, калифорнийского и андийского типа [Gordienko, 2004, 2006, 2008].

Формирование вышеназванных структур сопровождалось и во многом было обусловлено образованием разнообразных вулканических и вулканоплутонических комплексов в различных частях Центрально-Азиатского складчатого пояса. На рис. 14 показана схема современного размещения неопротерозой-палеозойских океанических, островодужных, внутриплитных комплексов и древних континентальных блоков ЦАСП.

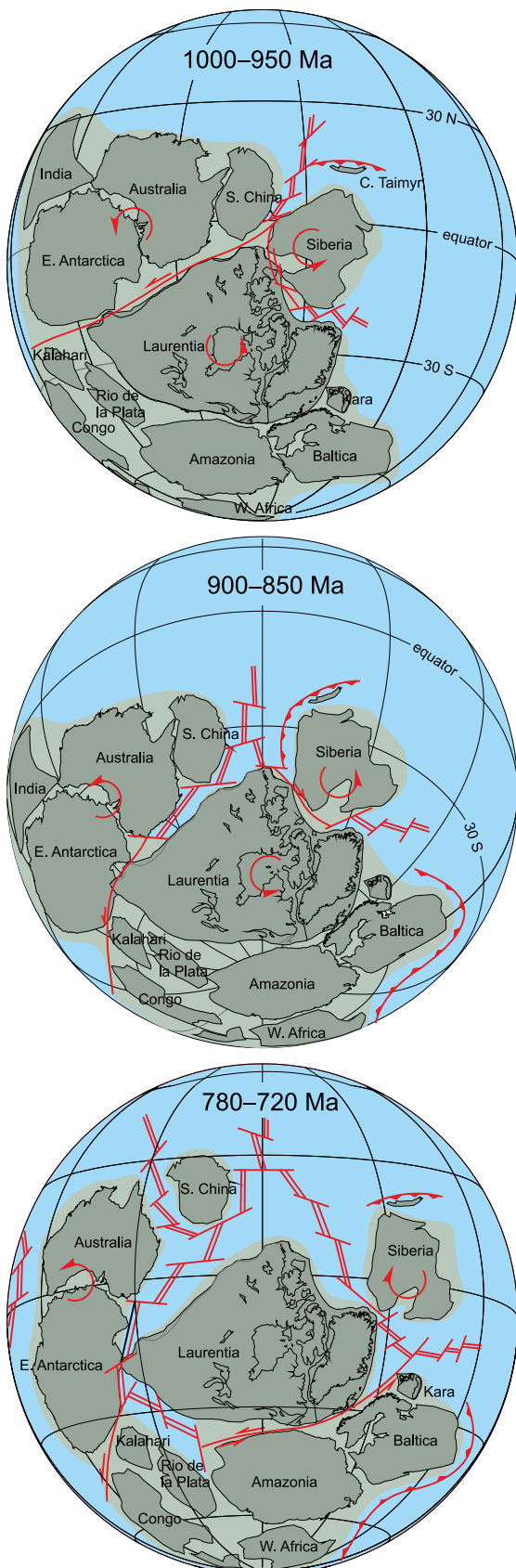


Рис. 13. Реконструкции распада Родинии и начала формирования Палеоазиатского океана между Сибирью и Лаврентией (по [Metelkin et al., 2009]).

Fig. 13. The breakup of Rodinia and the beginning of the formation of the Paleasian ocean between Siberia and Laurentia (after [Metelkin et al., 2009]).

В настоящее время тектонические структуры ЦАСП представляют коллаж террейнов различной геодинамической природы, где островодужные комплексы неопротерозоя и палеозоя концентрируются вдоль офиолитовых поясов – фрагментов океанической коры ПАО.

5.1. НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОСТРОВНЫЕ ДУГИ И ПРОЯВЛЕНИЯ ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА

На представленной реконструкции (рис. 15) среди неопротерозойских (1050–750 млн лет) островодужных систем южного складчатого обрамления Сибирского континента, вдоль его западной, северной и восточной (в древних координатах) периферии реконструируется почти непрерывная цепочка разновозрастных и в разной степени изученных островных дуг: Ньюрундюканской (1050–1035 млн лет), Метешихинской (840–810 млн лет), Шумихинско-Кирельской (687 млн лет), Арзыбейской (1100–800 млн лет), Приенисейской (697–637 млн лет), Сархойской (805–770 млн лет), Келянской (840–830 млн лет), Катаевской (890–830 млн лет), Шишихидгольской (820–775 млн лет), Дунжугурской (1050–850 млн лет), зоны субдукции которых падали под Сибирский континент или под кратонные террейны (микроконтиненты) [Gordienko, 2006; Gordienko, Metelkin, 2016].

Идентификация и соотнесение древнейших дуг с активной окраиной ПАО до сих пор являются сложной проблемой. Палеомагнитные данные по ним в основном отсутствуют. Исключением является Приенисейская дуга, положение которой вблизи современной Саяно-Енисейской окраины кратона зафиксировано для рубежа 640 млн лет, непосредственно перед этапом аккреции [Metelkin et al., 2004]. Тем не менее близость петролого-геохимических характеристик и возраста надсубдукционного магматизма является важной предпосылкой для реконструкции названных дуг в составе единой неопротерозойской активной окраины, которая в ходе длительной эволюции могла претерпеть многократную структурную перестройку и опосредованно связана с эволюцией ПАО. Мы полагаем возможным, что вся сибирская неопротерозойская окраина ПАО после распада Родинии уже на ранней стадии его развития характеризовалась дискретным по времени субдукционным магматизмом и была обрамлена системой разнообразных по типу магматизма островных дуг. При этом можно с уверенностью говорить о совмещении на конвергентной границе ПАО и Сибирского палеоконтинента вулканической активности островодужного и плюмового типа [Gordienko, Metelkin, 2016]. По имеющимся расчетам, струи термохимического плюма диаметром около 100 км проходят до

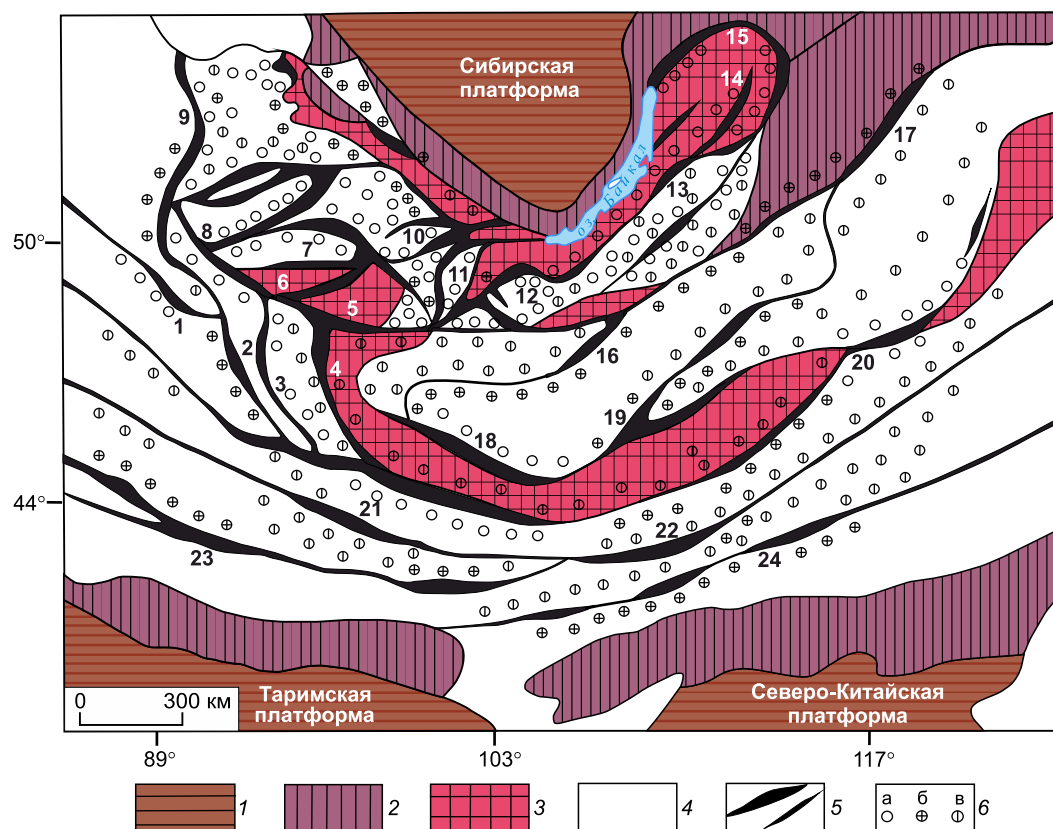


Рис. 14. Схема современного размещения фрагментов неопротерозой-палеозойских океанических, островодужных, внутриплитных комплексов и древних континентальных блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса (по [Gordienko, 1987, 2004], с дополнениями).

1 – осадочный чехол древних платформ (Сибирской, Северо-Китайской, Таримской); 2 – краевые выступы фундамента платформ, включая перикратонные прогибы (Байкало-Патомский и др.); 3 – кратонные террейны и микроконтиненты – фрагменты распада суперконтинента Родиния; 4 – неопротерозой-палеозойские структурно-формационные комплексы различной геодинамической природы ЦАСП; 5 – остатки океанической коры ПАО, включающей офиолитовый комплекс; 6 – островные дуги: неопротерозойские – раннепалеозойские (а), среднепалеозойские (б), верхнепалеозойские островные дуги и внутриплитные вулcano-плутонические пояса (в). Офиолитовые пояса и ареалы океанической коры (цифры на схеме): 1 – Теректинский, 2 – Кобдинский, 3 – Цаганшибетинский, 4 – Дзабханский, 5 – Южно-Тувинский, 6 – Ханхухейский, 7 – Куртушибинский, 8 – Западно-Саянский, 9 – Кузнецко-Алатауский, 10 – Ийско-Барбитайский, 11 – Ильчирский, 12 – Дзидинский, 13 – Абага-Оланский, 14 – Шаманский (Багдаринский), 15 – Байкало-Муйский, 16 – Баянгольский, 17 – Пришилкинский, 18 – Баянхонгорский, 19 – Адацагский, 20 – Керуленский, 21 – Хантайширский, 22 – Ундуршиллинский, 23 – Заалтайский, 24 – Солонкерский.

Fig. 14. Modern locations of the Neoproterozoic-Paleozoic oceanic, island arc and intraplate complexes and ancient continental blocks of the Central Asian Orogenic Belt (modified after [Gordienko, 1987, 2004]).

1 – sedimentary cover of ancient platforms (Siberian, North China, Tarim); 2 – edges of the platform basement, including pericraton troughs (Baikal-Patom, etc.); 3 – craton terranes and microcontinents – fragments of the Rodinia supercontinent; 4 – Neoproterozoic-Paleozoic structural-formational complexes of various geodynamic nature of CAFB; 5 – remains of the PAO oceanic crust, including the ophiolite complex; 6 – island arcs: Neoproterozoic – Early Paleozoic (a), Middle Paleozoic (б), Upper Paleozoic island arcs and intraplate volcano-plutonic belts (в). Ophiolitic belts and oceanic crust areas (numbers in the diagram): 1 – Terekta, 2 – Kobda, 3 – Tsaganshibeta, 4 – Dzabkhan, 5 – South Tuva, 6 – Khankhukhey, 7 – Kurtushiba, 8 – West Sayan, 9 – Kuznetsk-Alatau, 10 – Iya-Barbitay, 11 – Ilchir, 12 – Dzhida, 13 – Abaga-Olan, 14 – Shaman (Bagdarin), 15 – Baikal-Muya, 16 – Bayangol, 17 – Prishilka, 18 – Bayankhongor, 19 – Adatsag, 20 – Kerulen, 21 – Khantaishir, 22 – Undurshilin, 23 – Zaaltai, 24 – Solonker.

подошвы литосферы за 1.5–5.0 млн лет [Dobretsov, 2011]. Растекание шляпок плюма возможно в течение 7–15 млн лет. Вероятно, такие цифры вполне применимы для неопротерозоя.

Принимая во внимание длительную (более 300 млн лет) историю развития и значительные размеры неопротерозойской активной окраины Сибири, можно не сомневаться в том, что мантийное

вещество в это время играло значительную роль в тектонике и геодинамике ПАО. Плавление многочисленных слэбов, погружающихся в зонах субдукции неопротерозойских островных дуг, и формирование слэб-виндоу спровоцировали не только субдукционный магматизм, но и образование мантийных плюмов разного типа на рубеже 770 и 640 млн лет.

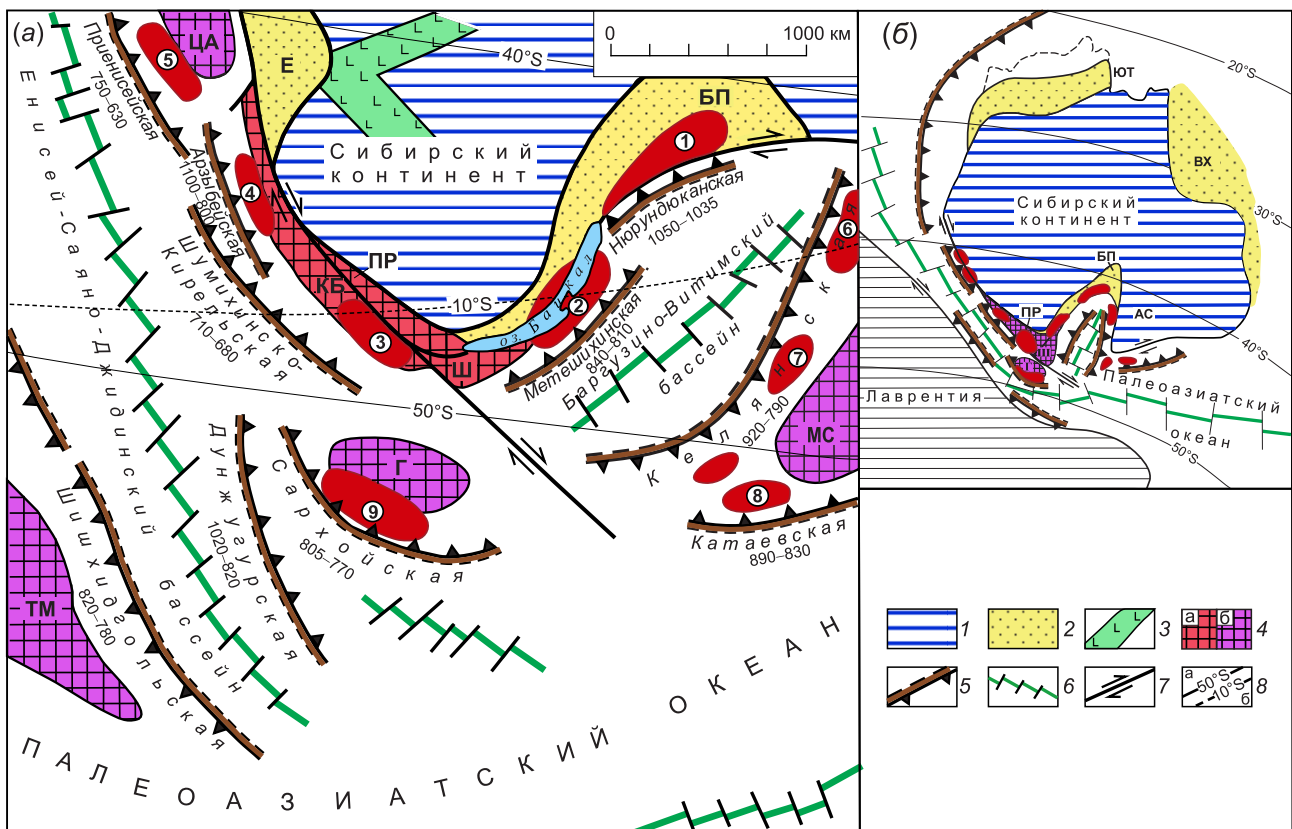


Рис. 15. Палеогеодинамическая реконструкция неопротерозойской активной окраины Сибирского континента и Палеоазиатского океана (по [Gordienko, Metelkin, 2016]) с изменением и добавлением ареалов плюмового магматизма: (а) – региональная реконструкция (по [Gordienko, 2006, 2008], с изменениями и дополнениями); (б) – глобальная реконструкция (по [Metelkin et al., 2012]).

1 – Сибирский континент; 2 – пассивные окраины континента (БП – Байкало-Патомская, Е – Енисейская, ЮТ – Южно-Таймырская, ВХ – Верхоянская); 3 – неопротерозойские авлакогены (рифты) на Сибирской платформе; 4 – кратонные блоки (ЦА – Центрально-Ангарский, КБ – Канско-Бирюсинский, Ш – Шарыжалгайский) (а), микроконтиненты (ТМ – Тува-Монгольский, Г – Гарганский, МС – Муйско-Становой) (б); 5 – островные дуги с указанием возраста, ориентировки зон субдукции (треугольники), положения аккреционного клина (штриховая линия) и окраинных бассейнов (белый цвет); 6 – предполагаемые зоны спрединга в окраинных бассейнах и Палеоазиатском океане; 7 – крупные сдвиги; 8 – палеошироты для рубежа 850 млн лет назад (а) и 750 млн лет назад (б) по палеомагнитным данным [Metelkin, 2012]. Ареалы и поля плюмового магматизма, показанные красным цветом (цифры в кружочках): 1 – Олокит-Довырен-Бодайбинский, 2 – Ольхон-Урбикан-Намамский, 3 – Барбитай-Жидой-Белозиминский, 4 – Канско-Кингашский, 5 – Татарско-Ишимбинский, 6 – Каралон-Кедровско-Ирокиндинский, 7 – Амалат-Верхневитимский, 8 – Малхано-Яблоновый, 9 – Сархой-Южногарганский. Масштаб дан для Сибирского кратона. Островные дуги, спрединговые зоны и микроконтиненты показаны вне масштаба.

Fig. 15. Paleogeodynamic reconstruction of the Neoproterozoic active margin of the Siberian continent and the Paleasian ocean (modified after [Gordienko, Metelkin, 2016]), plume magmatism areas are added: (а) – regional reconstruction (modified after [Gordienko, 2006, 2008]); (б) – global reconstruction (after [Metelkin et al., 2012]).

1 – Siberian continent; 2 – passive continental margins (БП – Baikal-Patom, Е – Yenisey, ЮТ – South Taimyr, ВХ – Verkhoyansk); 3 – Neoproterozoic aulacogens (rifts) on the Siberian platform; 4 – cratonic blocks (ЦА – Central Angara, КБ – Kansk-Biryusa, Ш – Sharyzhalgay) (а) and microcontinents (ТМ – Tuva-Mongolia, Г – Gargan, МС – Muya-Stanovoy) (б); 5 – island arcs with indicated ages, orientations of subduction zones (triangles), positions of the accretionary wedge (dashed line) and marginal basins (white); 6 – suggested spreading zones in marginal basins and the Paleasian ocean; 7 – major strike-slip faults; 8 – paleolatitudes at 850 Ma (а) and 750 Ma (б) according to paleomagnetic data [Metelkin, 2012]. Areas and fields of plume magmatism shown in red (numbers in circles): 1 – Olokyt-Dovyren-Bodaibo, 2 – Olkhon-Urbikan-Namama, 3 – Barbitay-Zhidoy-Belozima, 4 – Kansk-Kingash, 5 – Tatarsko-Ishimba, 6 – Karalon-Kedrovsko-Irokinda, 7 – Amalat-Verkhnevitim, 8 – Malkhan-Yablonovy, 9 – Sarkhoy-Yuzhnogargan. The scale is given for the Siberian Craton. Island arcs, spreading zones, and microcontinents are shown out of scale.

Рассмотрим по порядку формирование островных дуг и связанных с ними полей и ареалов плюмового магматизма прежде всего по северо-западной (в древних координатах) периферии Си-

бирского континента, на территории современного Забайкалья, где выделяются Нюрундюканская, Метешихинская, а также Келянская и Катаевская неопротерозойские островные дуги (рис. 15).

В Северном Прибайкалье к числу наиболее древних вулканических дуг неопротерозойской активной окраины может быть отнесена **Нюрндюканская дуга**. Магматические породы островодужного происхождения в бассейне р. Нюрндюкан составляют мощную (800–1000 м) толщу метабазальтов с редкими пачками туфоподобных пород того же состава. Они прорваны субвулканическими телами метадолеритов и плагиориолитов, представляющими собой корневые системы палеовулканов. Породы в большинстве случаев превращены в амфиболиты, зеленые ортосланцы и метагаббро с U-Pb и Sm-Nd возрастом 1050 ± 160 и 1035 ± 92 млн лет соответственно [Neimark et al., 1991; Rytsk et al., 2007]. Мы предполагаем, что субдукционная зона названной дуги падала под Байкало-Патомскую пассивную окраину Сибирского континента, а ее фронтальная часть была связана с образованием Баргузино-Витимского спредингового океанического бассейна, реконструируемого на основе находок офиолитов раннеопротерозойского возраста. По геохимическим параметрам метабазальты Нюрндюканской дуги попадают в поле базальтов океанических островных дуг и сопоставляются с породами описанной ниже Келянской островодужной системы энсиматического типа [Makrygina et al., 2007; Gordienko et al., 2009].

В задуговой области Нюрндюканской дуги сформировался крупный Олокит-Довырен-Сынныр-Бодайбинский ареал мантийного магматизма протяженностью более 250 км (рис. 16). В основании разреза Олокитского рифта распространена сланцево-метабазальтовая толща океанической стадии развития (базальты N- и E-MORB типа), относящаяся к тыйской свите. Она обнажается по рекам Тые и Нюрндюкану и вдоль Абчадской сдвиговой зоны, ограничивающей рифт с северо-запада. Возраст базальтов 927 и 915 ± 5 млн лет [Makrygina et al., 2005; Orsoev et al., 2015]. Базальты Олокитского рифта по вещественному составу на дискриминантных диаграммах отвечают внутриплитным океаническим базальтам. Терригенные турбидиты рифта, мощностью 4–5 км, залегают согласно на метабазальтах океанической стадии. В турбидитах рифта и в породах дорифейских блоков картируются линзы серпентинизированных и меланжированных реститовых гипербазитов [Bulgatov, 2015].

В северной части Олокитского рифта расположен наложенный на его структуры Сыннырский рифтогенный прогиб, протяженностью около 200 км при ширине до 12–15 км. В его основании залегают слабоизмененные массивные вулканогенные породы сыннырской и иняптукской свит: базальты, диабазы, пикритобазальты, риолиты и их туфы (рис. 16, а). Мощность 1500–2000 м. Бимодальный внутриплитный магматизм Сыннырского рифта

охарактеризован цифрами абсолютного возраста (U-Pb метод по циркону): калиевые риолиты, секущие базальты – 711 млн лет, базальты – 729 млн лет [Rytsk et al., 2002], кварцевые порфиры – 729 млн лет [Ariskin et al., 2013]. Эти значения практически совпадают с возрастом кристаллизации Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива – 728.4 ± 3.4 и 733 млн лет [Ariskin et al., 2013; Orsoev et al., 2018]. Йоко-Довыренский массив является типичным расслоенным плутоном [Gurulev, 1983]. В его составе выделяются как ультраосновные породы (дуниты, верлиты), так и породы основного ряда (троктолиты, оливиновые габбро, габбро-нориты и нориты). Эти разновидности пород последовательно сменяют друг друга в разрезе массива снизу вверх. Состав родоначальной магмы Йоко-Довыренского массива отвечает высокомагнезиальному, низкотитанистому пикритобазальту нормальной щелочности. На спайдер-диаграммах [Sun, McDonough, 1989] все типы пород имеют одинаковую конфигурацию спектров, включая обогащенность крупноионными элементами – Rb, Ba, Th, U с максимумом Nd и Pb, минимумом по Ta, Nb, Sr и P, с небольшим обеднением Ti и незначительным содержанием Zr и Y. Родоначальный высокомагнезиальный расплав свидетельствует о высоком тепловом потоке, вероятно, обусловленном существованием в этот период мантийного плюма, что подтверждается ювенильным источником с положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ и позднеархейским модельным возрастом $T_{Nd}(DM)$ протолита (2.7–2.8 млрд лет) [Ariskin et al., 2013; Orsoev et al., 2018]. Полученные датировки для вулканитов и интрузивных пород довыренского комплекса свидетельствуют в пользу синхронности проявления иняптукско-сыннырской фазы вулканизма и мантийных (плюмовых) процессов при формировании Йоко-Довыренского массива, которые сопровождали раскрытие Сыннырского рифта в задуговой области Нюрндюканской островной дуги.

Следует отметить, что при исследовании гравитационных полей Олокитского, Сыннырского и Бодайбинского рифтов, в том числе в районе золотоплатинового месторождения Сухой Лог, были установлены плотностные неоднородности, обусловленные куполами скрытых массивов основного и ультраосновного состава и силлами внутриплитных базальтов олокитской свиты [Lishnevsky, Distler, 2004; Rusinov et al., 2005; Nefed'ev, 2011], связанных с крупным Олокит-Довырен-Бодайбинским ареалом мантийного магматизма (см. рис. 15).

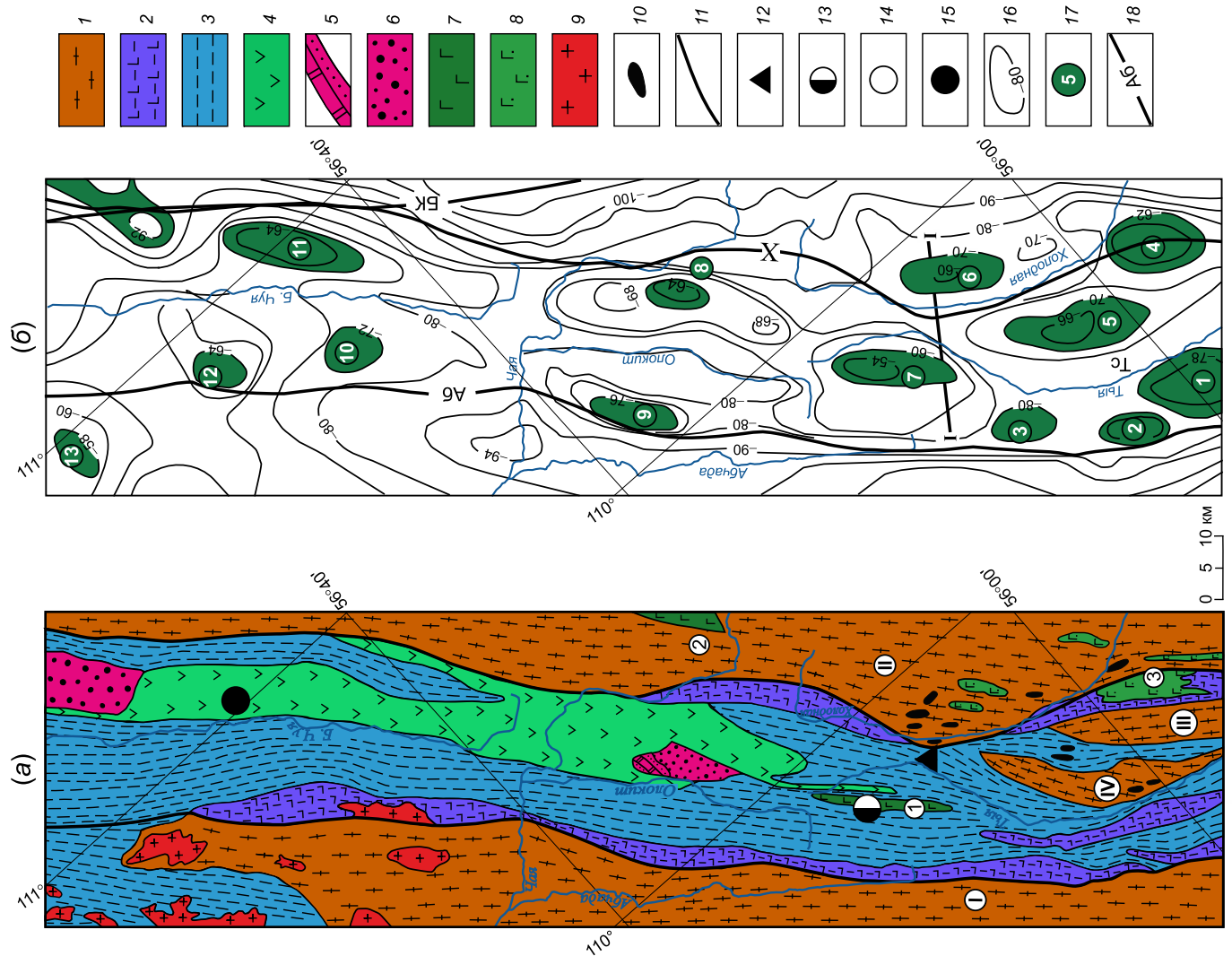
Метешихинская островодужная система представлена неопротерозойскими метабазальтами итанцинской свиты и рядом ультрабазит-базитовых массивов (Метешихинский, Острая сопка, Фурай, Водораздельный, Бурлаковский, Бурлин-

Рис. 16. Схема геологического строения (а) и гравитационных полей (б) Олоkitского рифтогенного прогиба в Северном Прибайкалье (по [Gordienko et al., 2014]).

1 – раннекембрийские комплексы; 2–3 – океаническая стадия эволюции рифта в первой половине позднего рифта; 2 – сланцево-метабазальтовые комплексы ранней стадии эволюции рифта, 3 – турбидитовые комплексы поздней стадии эволюции рифта; 4–6 – коллизиянная стадия эволюции рифта во второй половине позднего рифта (комплексы Сыннырского рифта); 4 – базальтовый комплекс, 5 – терригенно-доломитовый комплекс, 6 – молассовый комплекс; 7–9 – интрузивные комплексы: 7 – дунит-перидотит-габбровый расчлененный, 8 – перидотит-габбровый, 9 – гранитоидный; 10 – прогнупривные рестиговые гипербазиты; 11 – разломы, ограничивающие рифты; 12–15 – месторождения: 12 – Холоднинское колчеданно-полиметаллическое, 13 – Йоко-Довыренское медно-никелево-платиновое, 14 – Чайское медно-никелевое, 15 – Нерундинское золоторудное; 16 – изолинии гравитационного поля в мГал; 17 – номера гравитационных максимумов (1 – Левоминский, 2 – Унгдарский, 3 – Тыйский, 4 – Нюрундоканский, 5 – Тья-Холоднинский, 6 – Гасан-Дякитский, 7 – Йоко-Довыренский, 8 – Чайский, 9 – Абчадский, 10 – Безьянский, 11 – Левомамский, 12 – Большечуйский, 13 – Налимдинский); 18 – краевые разломы Олоkitского рифтогенного прогиба: (Аб – Абчадский, Х – Холоднинский, БК – Байкало-Конкудерский). Раннекембрийские блоки: 1 – Мамско-Чуйский, II – Кичерский, III – Маректинский, IV – Унгдарский. Названия массивов магматических пород: (цифры в кружках): 1 – Йоко-Довыренский, 2 – Чайский, 3 – Нюрундоканский.

Fig. 16. Geological structure (a) and gravitational fields (б) of the Olokit riftogenes trough in the Northern Baikal region (after [Gordienko et al., 2014]).

1 – Early Precambrian complexes; 2–3 – oceanic stage of rifting in the first half of the Late Riphean; 2 – shale-metabasalt complexes of the early stage of rifting, 3 – turbiditic complexes of the late stage of rifting; 4–6 – collision stage of rifting in the second half of the Late Riphean (complexes of the Synnyr rift): 4 – basaltic, 5 – terrigenous-dolomitic, 6 – molassa; 7–9 – intrusive complexes: 7 – layered dunite-peridotite-gabbro, 8 – peridotite-gabbro, 9 – granitoid; 10 – protrusive restite ultrabases; 11 – faults bordering the rifts; 12–15 – deposits: 12 – Kholodninskoe pyrite-polymetallic, 13 – Yoko-Dovyren copper-nickel-platinum, 14 – Chaiskoe copper-nickel, 15 – Nerundinskoye gold ore; 16 – gravitational field isolines (in mGal); 17 – numbers of gravitational maxima (1 – Levomin, 2 – Ungdar, 3 – Tyi, 4 – Nyurundukan, 5 – Tyua-Kholodnino, 6 – Gasan-Dyakit, 7 – Yoko-Dovyren, 8 – Chai, 9 – Abchady, 10 – Bezymyanny, 11 – Levomama, 12 – Bolshetchuya, 13 – Nalimda); 18 – boundary faults of the Olokit riftogenes trough: (Ab – Abchad, X – Kholodnino, BK – Baikal-Konkudera). Early Precambrian blocks: 1 – Mama-Chuya, II – Kichera, III – Marekta, IV – Ungdar. Massifs of igneous rocks: (numbers in circles): 1 – Yoko-Dovyren, 2 – Chai, 3 – Nyurundukan.



ский и другие более мелкие тела), которые располагаются в основном среди обширных полей палеозойских гранитоидов вдоль восточного побережья озера Байкал от устья р. Селенги до р. Урбикан на протяжении свыше 350 км. По вещественному составу они представлены двумя группами пород – базитовой, составляющей основной объем массивов, и ультрабазитовой. Группа базитовых пород включает расслоенную серию, варьирующуюся по составу от оливиновых габбро до лейкократовых габбро и анортозитов. Вторая группа сложена верлитами, плагиоверлитами и оливиновыми клинопироксенитами. Для интрузивных пород ультрафит-мафитового состава Метешихинской дуги типично низкое суммарное содержание РЗЭ. При этом отмечается тенденция увеличения содержания РЗЭ от ультрамафитовых к габброидным породам, с достижением минимума в наименее магнезиальных габбро-норитах. Спектры распределения РЗЭ в габброидах характеризуются пологими и отрицательными графиками $(La/Yb)_N=1.77-3.16$ и слабовыраженной положительной европиевой аномалией. На спайдер-диаграммах интрузивные породы имеют одинаковую конфигурацию спектров, на которых отчетливо проявлено их обогащение крупноионным К, Ва и особенно Sr при пониженных содержаниях высоkozарядных элементов Rb, Th, Nb и Zr. Такой характер распределения сближает ультрабазит-базитовые породы Метешихинской дуги с базальтами современных островных дуг. Их $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст по роговой обманке составляет в Метешихинском массиве 809.2 ± 5.9 млн лет и в массиве Острая сопка – 844 млн лет [Bulgatov, 2015; Orsoev et al., 2015].

Метабазальты итанцинской свиты являются низко-, и умереннотитанистыми разностями, они слабо дифференцированы – $(La/Yb)_N=0.96-2.3$. Наклоны кривой на дискриминантных диаграммах субпараллельны и совпадают с кривой обогащенных базитов E-MORB-типа. На диаграммах А. Миширо и Х. Куно базальты размещаются в поле толеитовых базальтов. Величина $\epsilon_{Nd}(T)$ положительная (6.068 и 5.316), указывает на их ювенильный мантийный источник. Модельный возраст $T_{Nd} (DM-2)=1149$ и 1211 млн лет. U-Pb возраст базальтов по отдельным цирконам составляет 839 ± 11 млн лет [Osokin et al., 1989; Bulgatov, 2015].

Сопоставление геохимических особенностей метабазальтов итанцинской свиты и базитовых пород Метешихинского массива показывает, что по соотношению кремнезема и суммы щелочей все разновидности пород Метешихинского массива и итанцинских метабазальтов относятся к ряду низкощелочных (нормальных) пород и характеризуются повышенной глиноземистостью, преимущественно низким содержанием TiO_2 , P_2O_5 и преобла-

данием Na_2O над K_2O . Содержание и характер распределения петрогенных элементов в породах Метешихинского массива отвечает тренду фракционной кристаллизации базальтовой магмы. Спектры распределения РЗЭ и редких элементов, как в породах массива, так и в базальтах, близки между собой, обладают однотипным нефракционированным или слабофракционированным трендом распределения и несут черты сходства с базальтами E-MORB-типа. Присутствие на спайдер-диаграммах интрузивных пород Sr-максимума отражает, по видимому, присутствие субдукционной компоненты по Sr и Nd изотопным характеристикам ($^{143}Nd/^{144}Nd - 0.5128-0.5129$ и $0.5123-0.5125$; $^{87}Sr/^{86}Sr - 0.7052-0.7063$ и $0.7039-0.7041$ соответственно для базальтов и габброидов массива Острая Сопка и Метешихинского массива). Близкие значения возраста габброидных массивов и базальтов свидетельствуют о синхронности проявления интрузивного и базальтового магматизма в пределах единого вулканоплутонического комплекса островодужного типа [Orsoev et al., 2012, 2015].

Фрагменты Метешихинской островодужной системы фиксируются в Ольхонском террейне Западного Прибайкалья, где в комплексе Орсо изучены гнейсы и амфиболиты с U-Pb возрастом по цирконам ($844 \pm 6-792 \pm 10$ млн лет) [Gladkochub et al., 2010a]. Специфической особенностью гнейсов является повышенное значение фемического модуля – 0.82, относительно высокие содержания Ni (8–16 г/т) и Cr (32–76 г/т), при низком содержании титанового модуля (менее 0.039), умеренном содержании Na_2O и K_2O , что свидетельствует о вулканогенно-осадочном происхождении гнейсов. Низкие значения отношений Th/Cr (0.08–0.23) указывают на определенную долю пород основного состава в источнике изученных пород. Амфиболиты по своему составу соответствуют умереннощелочным базальтам. Эти породы характеризуются нефракционированным распределением РЗЭ ($(La/Yb)_N=0.5-1.0$), что позволяет сопоставить их с базальтами N-MORB задуговых бассейнов. Полученные датировки по цирконам из пород комплекса Орсо позволяют оценить минимальную продолжительность вулканической активности в пределах палеоостровной дуги с интервалом около 50 млн лет [Gladkochub et al., 2010a].

С магматизмом Метешихинской островодужной системы связано формирование Ольхон-Урбикан-Наманинского задугового ареала плюмового магматизма [Tsydypov et al., 2006; Fedorovsky et al., 2010]. Данный ареал субдукционного и связанного с ним плюмового магматизма выделяется нами пока условно. В Ольхонском композитном террейне присутствуют разнообразные по составу габброид-

ды и щелочные сиениты. Большинство цифр абсолютного возраста этих пород относится к кембрию и ордовики. Среди докембрийских метапород щелочные и субщелочные разности практически отсутствуют. Они, возможно, были уничтожены в результате мощных раннекаледонских коллизионных процессов на границе с Сибирским континентом.

В задуговой части Метешихинской островной дуги вдоль восточного побережья озера Байкал и в северо-восточной части Баргузинского хребта на геологических картах присутствует целая полоса слабоизученных массивов базитовых и ультрабазитовых пород северо-восточного направления, иногда повышенной щелочности с апатитовым оруденением [*National Geological Map of the Russian Federation, 2011*]. Это Телегинский массив апатитоносных габбро и Урбиканский массив ультрамафит-мафитовых пород, а также расположенная к северо-востоку в верховьях рек Кабанья, Томпуда, Светлая и Намама целая цепочка практически неизученных массивов основных и ультраосновных пород (гипербазитов) возможно плюмового происхождения. При исследовании Урбиканского массива (площадью около 500 км²), расположенного на побережье озера Байкал, было установлено, что в его строении участвует дифференцированная серия пород от плагиовестеритов до габбро-норитов. Юго-восточную часть массива слагают в основном габбро, центральную часть – пироксениты и перидотиты, имеющие постепенные переходы между собой. По геохимическому составу породы массива в целом относятся к высокоглиноземистому типу, а по содержанию MgO (около 8 %) – к средне- и низкомагнезиальным разностям. Абсолютный возраст Урбиканского массива, определенный ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом по амфиболам (эдениту, магнезиотарамиту), составляет 750±6 млн лет [*Tsydypov et al., 2006*].

Среди докембрийских энсиматических дуг, связанных с неопротерозойской активной окраиной ПАО, наиболее крупной и хорошо изученной является **Келянская островодужная система**. Ее фрагменты в виде тектонических линз прослеживаются из Западного Забайкалья через Витимское плоскогорье до бассейна р. Муя. На реконструкции дуга занимает юго-восточный борт Баргузино-Витимского спредингового бассейна и обрамляет Муйско-Становой кратонный террейн (см. рис. 15). Состав островодужного комплекса изменчивый. На западе, в районе р. Турка, распространены риолиты и их туфы с U-Pb возрастом цирконов 820±7 млн лет (неопубликованные данные автора). Восточнее обнаружены послойные тела метабазальтов и метагаббро, метаморфизованных до амфиболитов, высокомагнезиальные (MgO=9.74–18.57 мас. %)

метабазальты и метаандезибазальты, часто превращенные в ортосланцы, линзообразные тела и пластины серпентинитов. По соотношению (FeO_{общ}+TiO₂)-(Al₂O₃+MgO) высокомагнезиальные метабазальты соответствуют коматиит-толеитовой ассоциации, а по соотношению TiO₂-K₂O – базальтам островных дуг. В то же время по содержанию P3Э данные породы полностью аналогичны бонинитам дуги Тонга. U-Pb изотопный возраст цирконов из метаандезибазальтов составляет 953±21 млн лет [*Doronina et al., 2013*]. В северной части Витимского плоскогорья в бассейне р. Усой в составе островодужного комплекса, наряду с андезибазальтами, выявлены риолиты и их туфы, U-Pb возраст которых составляет 837±11 и 789±8 млн лет [*Gordienko et al., 2009; Ruzhentsev et al., 2012*].

Наиболее полный разрез келянского островодужного комплекса известен в бассейне р. Муя. В основании находятся крупные тектонические пластины и клинья надсубдукционных офиолитов. По сейсмологическим данным предполагается общий наклон древней сейсмофокальной зоны к северо-западу (в древних координатах) под Муйско-Становой кратонный террейн [*Bulgatov et al., 2004*]. Собственно островодужный комплекс включает туфы и лавы риолитов, плагиориолитов, андезибазальтов и базальтов известково-щелочной серии с возрастом 830–740 млн лет, которые перекрывают бонинитовую ассоциацию, образовавшуюся около 950 млн лет назад. Островодужная плутоническая серия представлена Маринкинским и другими массивами Келяно-Ирокиндинской зоны [*Izokh et al., 1998*]. Маринкинский массив, площадью до 10 км², сложен расслоенным дунит-троктолит-габбровым комплексом зонального строения. Центральную часть массива слагают дуниты, окруженные расслоенной анортозит-габбро-троктолитовой серией. Для пород массива характерна высокая магнезиальность и глиноземистость, низкие содержания титана, фосфора и щелочей, минимум по танталу, что свойственно базитовому магматизму, связанному с зонами субдукции. Sm-Nd возраст лейкократовых оливиновых габбро (по плагиоклазу, пироксену и апатиту) образует изохрону 835±12 млн лет, при значении ε_{Nd}(T)=-1.6, что указывает на смешение коровых и ювенильных источников при надсубдукционном магматизме. В аккреционную стадию развития Келянской дуги образовались гранитоиды муйского комплекса, сформированные в интервале 786–735 млн лет и эколгиты с возрастом 653±21 млн лет [*Shatsky et al., 1996; Tsygankov, 2005; Rytsk et al., 2001, 2007*].

В задуговой части Келянской островодужной системы почти одновременно формировались Каралон-Кедровско-Ирокиндинский и Амалат-Верхне-

витимский ареалы плюмового магматизма. В Каралон-Кедровско-Ирокиндинском ареале проявления плюмового магматизма связаны с задуговым рифтогенезом, где произошло формирование бимодальных вулканитов каралонской серии с возрастом 675 млн лет [Rytsk et al., 2007], а также комагматических им крупных интрузий габбро-диорит-плагиогранитного состава таллаинского комплекса, сформированного в диапазоне 615–603 млн лет [Rytsk et al., 2018]. Внедрению этих гранитоидов предшествовало образование в северо-восточной части Муйской глыбы Заоблачного массива расслоенных ультрабазит-базитовых пород, также относящихся к таллаинскому интрузивному комплексу. Массив сложен двухфазной расслоенной серией, представленной плагиоцелитами, троктолитами, габбро и габбро-норитами (первая фаза) и оливиновыми амфиболовыми габбро и габбро-норитами (вторая фаза). Для пород характерно повышенное содержание титана-магнетита и апатита, обогащение некорегентными элементами, минимум по европию. Sm-Nd возраст габбро-норитов Заоблачного массива (по плагиоклазу, пироксену и апатиту) составляет 612 ± 62 млн лет при положительном значении $\epsilon_{Nd}(T) = 6.7$, что указывает на ювенильные источники его образования [Izokh et al., 1998].

В Амалат-Верхневитимском ареале плюмового магматизма Келянской энсиматической островодужной системы были сформированы разнообразные, но слабоизученные, базитовые и ультрабазит-базитовые массивы (Ендондинский, Мальтинский, Джидотойский, Могойтинский, Юмурченский и др.) неопротерозойского возраста [National Geological Map of the Russian Federation, 2011].

К числу энсиалических дуг неопротерозоя должна быть отнесена **Катаевская дуга** [Gordienko, 2006; Gordienko, Metelkin, 2016]. До недавнего времени возраст магматизма, связанного с этой дугой, предполагался вендско-кембрийским. В результате U-Pb исследований цирконов (SHRIMP-II, по 8 точкам) из андезибазальтов стратотипического разреза катаевской свиты по р. Унго в Центральном Забайкалье получены значения возраста от 832 ± 12 до 893 ± 13 млн лет (неопубликованные данные автора). В целом, катаевская ассоциация представлена metabазальтами и метаандезибазальтами с небольшими прослоями хлорит-эпидот-серицитовых сланцев, прорванных дайками и небольшими телами габбро, габбро-долеритов и гранитов. По геохимическому составу базальты и андезибазальты относятся к калинатровой высокоглиноземистой серии. Содержание компонентов в них варьируется в следующих пределах: $SiO_2 = 49.0\text{--}57.10$, $TiO_2 = 1.01\text{--}2.38$, $FeO^* = 4.48\text{--}10.02$, $MgO = 2.70\text{--}7.71$, $P_2O_5 = 0.37\text{--}0.78$ мас. %; $Cr = 77\text{--}220$, $Ni = 27\text{--}100$, $Co = 33\text{--}62$ г/т. В

содержании ряда наиболее подвижных элементов наблюдается значительный разброс: $Rb = 9\text{--}48$, $Ba = 300\text{--}1080$, $Sr = 770\text{--}1430$ г/т; $K_2O = 0.58\text{--}2.64$ мас. %, что, вероятно, обусловлено зеленосланцевым метаморфизмом. Содержание наименее подвижных высоkozарядных и редкоземельных элементов более стабильно (г/т): $Zr = 170\text{--}240$, $Nb = 8\text{--}12$, $La = 25\text{--}41$, $Ce = 50\text{--}79$, $Yb = 2.1\text{--}2.8$, $Y = 21\text{--}25$. По этим параметрам катаевские вулканиты соответствуют современному магматизму развитых островных дуг [Avdeiko et al., 2001].

В преддуговой и задуговой части Катаевской островодужной системы установлено близкое по времени формирование обширного неопротерозой-палеозойского Малхано-Яблонского ареала субдукционного и плюмового магматизма, представленного целой провинцией разнообразных габброидов и гранитоидов (габбро, габбро-диориты, диориты, габбро-долериты, известково-щелочные граниты, граносиениты, гранодиориты, монзониты), возраст, структурное положение и петролого-геохимические особенности которых не до конца изучены [National Geological Map of the Russian Federation, 2011]. На реконструкции (см. рис. 15) видно, что этот ареал продолжает Амалат-Верхневитимскую группу массивов плюмового магматизма в задуговой части Келянской островодужной системы. По-видимому, именно этот магматизм в дальнейшем способствовал заложению вендраннекембрийского Забайкальского спредингового бассейна ПАО.

Восточно-Саянский сектор складчатого обрамления Сибирского континента в раннем и позднем неопротерозое подвергся интенсивному разрушению в связи с распадом Родинии, формированием ПАО и целой системы островных дуг, зоны субдукции которых падали под Сибирский континент или микроконтиненты (см. рис. 15). Это Арзыбейская (1100–800 млн лет), Шумихинско-Кирельская (710–680 млн лет), Приенисейская (750–630 млн лет), Сархойская (805–770 млн лет) островные дуги [Gordienko, 2006; Gordienko, Metelkin, 2016].

Среди этих дуг наиболее древней, сравнимой с Нюрундюканской дугой, является **Арзыбейская островная дуга**, выделенная к северо-западу от Бирюсинского блока Восточного Саяна. В реконструированном разрезе Арзыбейского островодужного террейна установлено, что стратифицированный комплекс представлен сменяющими друг друга в разрезе толеитовыми базальтами, известково-щелочными метавулканитами лейкобазальт-андезибазальтового, андезитового и дацит-риодацитового состава и граувакками. Общая последовательность вулканизма со сменой толеитовых базальтов известково-щелочными вулканитами является типичной для современных субдукционных

обстановок. Для metabазальтоидов характерно повышенное содержание Sr, Rb и Ba и пониженное – Cr и Ni, низкие концентрации Zr и Ti в сравнении с N-MORB и отчетливо проявленное обеднение высокозарядными элементами Nb и Ta относительно Th и легких РЗЭ. Резкая обедненность некогерентными редкими элементами (Th, Rb, Hf, легкие РЗЭ) кислых метавулканитов и метаграувакк указывает на принадлежность их к комплексам энсиматических островных дуг. Возраст островодужных плагиогранитов составляет 1017 ± 47 млн лет, а трондьемитов – 800 ± 6 млн лет при высоком положительном значении $\epsilon_{Nd}(T) = 6.8$ и модельном возрасте протолита $T_{Nd}(DM) = 1127 - 1090$ млн лет, что свидетельствует о формировании расплавов из ювенильного источника. Островная дуга существовала довольно длительное время и только в результате вендской коллизии ($660 - 620$ млн лет) была приключена к окраине кратона. В дальнейшем активная окраина континента подверглась задуговому рифтингу (560 млн лет) и отделилась от Сибирского кратона [Turkina et al., 2004, 2007].

В задуговой области Арзыбейской дуги проявился полихронный мантийный магматизм с формированием коматиит-пикрит-базальтовой, ультрамафитовой и габброидной ассоциации пород кингашского и идарского комплексов (Sm-Nd изохроны – 1410 ± 50 , 875 ± 80 и 495 ± 45 млн лет) с образованием крупных медно-никелевых и благороднометалльных месторождений с платиноидами (ЭПГ) в пределах Канско-Кингашского плюма. Считается, что источником родоначального расплава является аномальная верхняя мантия EM-2, слабо деплетированная и первично насыщенная Ni, Cu, Co и ЭПГ, о чем говорят положительные ювенильные значения изотопов $\epsilon_{Nd}(T)$ от $+0.16$ до $+6.56$ [Glazunov et al., 2003; Gertner et al., 2009].

Шумихинско-Кирельская островодужная система выделена среди раннедокембрийских метаморфических осадочно-вулканогенных пород Канского блока или микроконтинента в зоне сближенного развития Главного Саянского и Бирюсинского глубинных разломов [Rumyantsev et al., 2000; Turkina, Norhkin, 2004; Turkina et al., 2007]. Было установлено, что Шумихинско-Кирельский неопротерозойский островодужный террейн сложен океаническими, metabазальт-риолитовыми и плагиогранитоидными комплексами с возрастом $710 - 680$ млн лет, сопоставимыми с магматическими ассоциациями океанических островных дуг. Метавулканиты обогащены крупноионными литофильными элементами и обеднены Nb и Ta. Наиболее молодой Sm-Nd возраст комагматичных им гранитов составляет $680 - 500$ млн лет при положительных ювенильных величинах $\epsilon_{Nd}(T)$ ($4.9 - 6.4$) и модельном возрасте $T_{Nd}(DM) = 855 - 940$ млн лет

[Turkina, Norhkin, 2004; Turkina et al., 2007]. В задуговой области Шумихинско-Кирельской островной дуги в пределах Архадыр-Барбитай-Жидой-Белозиминского ареала в условиях рифтогенеза интенсивно проявился плюмовый магматизм и разнообразное оруденение. Так, в Архадырском террейне плюмовый магматизм представлен барбитайским комплексом дунитов, перидотитов и габбро. По данным А.С. Мехоношина с соавторами [Mekhono-shin et al., 2013] среди них выделено четыре формационных типа: 1) анортозит-пироксенит-габбровый, 2) долеритовый, 3) дунит-верлит-плагиоверлитовый, 4) дунит-гарцбургитовый. Породы представлены основными и ультраосновными разновидностями. Их U-Pb возраст оценивается в 712 ± 6 млн лет. С дифференцированной серией пород от дунитов и верлитов до плагиоверлитов и оливиновых меланогаббро связано сульфидное медно-никелевое оруденение с платиноидами в Тартайском массиве.

Следует отметить, что с формированием Шумихинско-Кирельской островной дуги, а также, возможно, с распадом Сархойской островодужной системы [Gordienko et al., 2016] было связано появление в задуговой части рифтогенных структур (Урикско-Ийский грабен и др.), в пределах которых вдоль Главного Саянского разлома были сформированы крупные массивы щелочно-ультраосновных магматических пород с карбонатитами (Белозиминский, Жидойский и др.) с U-Pb возрастом $643 - 632$ млн лет. Одновременно в этом районе были сформированы разнообразные месторождения и рудопроявления редкометалльных и редкоземельных элементов [Yarmolyuk et al., 2005; Kuzmin, Yarmolyuk, 2014; Gladkochub et al., 2010b; Gordienko et al., 2016].

Приенисейская дуга входит в систему неопротерозойского островодужного и плюмового магматизма, охватывающую юго-западное обрамление Сибирского континента от Енисейского кряжа до Таймыра. Островодужные комплексы Енисейского кряжа представлены Предивинским и Исаковским террейнами с возрастом гранитов $750 - 720$ млн лет, входящими в состав Приенисейской дуги. В гранитоидах устанавливаются высокие концентрации Rb, Th и U, а также Ta, Nb, Y, Sm и тяжелых РЗЭ, крайне низкие содержания Ba и Sr, свидетельствующие о мантийном вкладе в процесс формирования островодужного магматизма. Зоны субдукции этих террейнов направлены под Центрально-Ангарский микроконтинент и в последующем были обдуцированы на окраину Сибирского кратона [Vernikovskiy et al., 1999, 2016].

В задуговой области Приенисейской дуги в пределах Татарско-Ишимбинской тектонической зоны, протяженностью около 500 км, были сформирова-

ны щелочные и ассоциирующие с ними разнообразные магматические породы, в том числе карбонатиты татарского комплекса (Среднетатарский и Ягодкинский массивы). Все эти породы сформировались 680–630 млн лет назад из магмы мантийного и мантийно-корового источников в обстановке тыловых зон растяжения активной континентальной окраины, синхронно с субдукционным магматизмом [Vernikovskiy et al., 2008; Romanova et al., 2012].

Ярким представителем энсиалических дуг на неопротерозойской активной окраине ПАО может быть **Сархойская дуга**. Ее тектонотип находится в юго-восточной части Восточного Саяна (см. рис. 15). Надсубдукционный вулканический комплекс этой дуги отличается известково-щелочной спецификой магматизма. Сархойские вулканиды образуют непрерывный ряд от базальтов, андезитов до дацитов и риолитов с большим объемом игнибритов и кислых кластолав. Комагматичный интрузивный магматизм представлен сумсунурским гранодиорит-тоналит-трондьемитовым комплексом. В целом это умеренно- и низкокалийевые породы с типично островодужным распределением РЗЭ, в том числе отчетливой отрицательной аномалией по Та, Nb, Ti. Особенностью этих пород является минимум по Sr, что не характерно для островодужного магматизма. По результатам U-Pb датирования возраст островодужной серии составляет 782 ± 7 млн лет [Kuzmichev, 2004; Kuzmichev, Larionov, 2011; Gordienko, Metelkin, 2016]. Подводящие каналы (корни излияний) были представлены дайками и субвулканическими телами габбро-долеритов, базальтов, микродолеритов, гранофилов. Активное плавление нижней коры приводило к образованию надсубдукционных периферических очагов тоналит-плагиогранитного состава, при внедрении которых образовались интрузивные тела сумсунурского интрузивного комплекса (785 ± 11 млн лет, U-Pb метод) [Kuzmichev, 2004], а затем произошло и внедрение даек основного состава второго этапа, связанных с плюмовым магматизмом (рис. 17). Возникший плюмовый магматизм привел к образованию вулканических построек в междуговом спрединговом бассейне (ильчирская свита) и формированию рифтогенных базитовых даек, которые проникали в фундамент Гарганского микроконтинента и пронизывали офиолитовые покровы, обогащенные золотом, и тем самым формировали новые рудные тела месторождений золота. Подобные золотоносные дайки габбро-диабазов с ^{39}Ar - ^{40}Ar возрастом 829.9 ± 7.1 млн лет обнаружены на Барун-Холбинском и Владимирском месторождениях [Roshchektaev, Gonerger, 2012]. Таким образом, именно на этом этапе впервые появились признаки действия мантийного плюма на границе океаническо-

го спредингового бассейна и Гарганского микроконтинента.

На следующем этапе (640–460 млн лет) произошла дальнейшая перестройка активной окраины ПАО, в том числе в результате аккреционных событий в Окинской структурной зоне. Субдукционный магматизм не был прекращен, закономерно меняется его специфика от толеитовой к известково-щелочной и субщелочной. Растет объем основных, средних и кислых изверженных пород. При этом можно с уверенностью говорить о совмещении на конвергентной границе ПАО и Сибирского палеоконтинента вулканической активности островодужного и плюмового типа. Мы считаем, что с разрушением Сархойской островной дуги был связан интенсивный плюмовый магматизм, который не только участвовал в преобразовании офиолитовых покровов на Гарганском микроконтиненте, но также оказывал влияние на формирование рудоносных карбонатитовых, щелочно-ультрабазитовых, щелочных и других комплексов с возрастом от 640 до 630 млн лет в юго-восточной части Восточного Саяна [Kuzmin, Yarmolyuk, 2014; Gordienko et al., 2016].

5.2. Венд-раннепалеозойские островные дуги и проявления плюмового магматизма

Раннекаледонский этап геодинамического развития рассматриваемого региона является одним из важнейших эпизодов формирования складчатой структуры южного обрамления Сибирской платформы (рис. 18). Тектоническая история раннекаледонских структур напрямую связана с заложением, развитием и закрытием Палеоазиатского океана. Венд-раннепалеозойские офиолитовые и островодужные ассоциации складчатого обрамления юга Сибирской платформы по составу и структурному положению в основном отвечают геодинамическим обстановкам западно-тихоокеанского типа – окраинным морям, островным дугам, активным и пассивным континентальным окраинам, спрединговым зонам и зонам трансформных разломов на границе континент – океан [Gordienko, 2006; Zorin et al., 2009].

Отличительной особенностью раннего этапа эволюции активной окраины является присутствие бонинитовых вулканических серий и, в целом, толеитовая специфика магматизма, связанная с юными энсиалическими системами [Dobretsov et al., 2005; Gordienko, Metelkin, 2016; Sklyarov et al., 2016]. Океаническая кора ПАО субдуцировала под островные дуги. Это было показано по палеомагнитным данным и на примере изученной нами Джидинской островодужной системы (рис. 18) [Gordienko, Mikhail'tsov, 2001]. При этом плюмовый

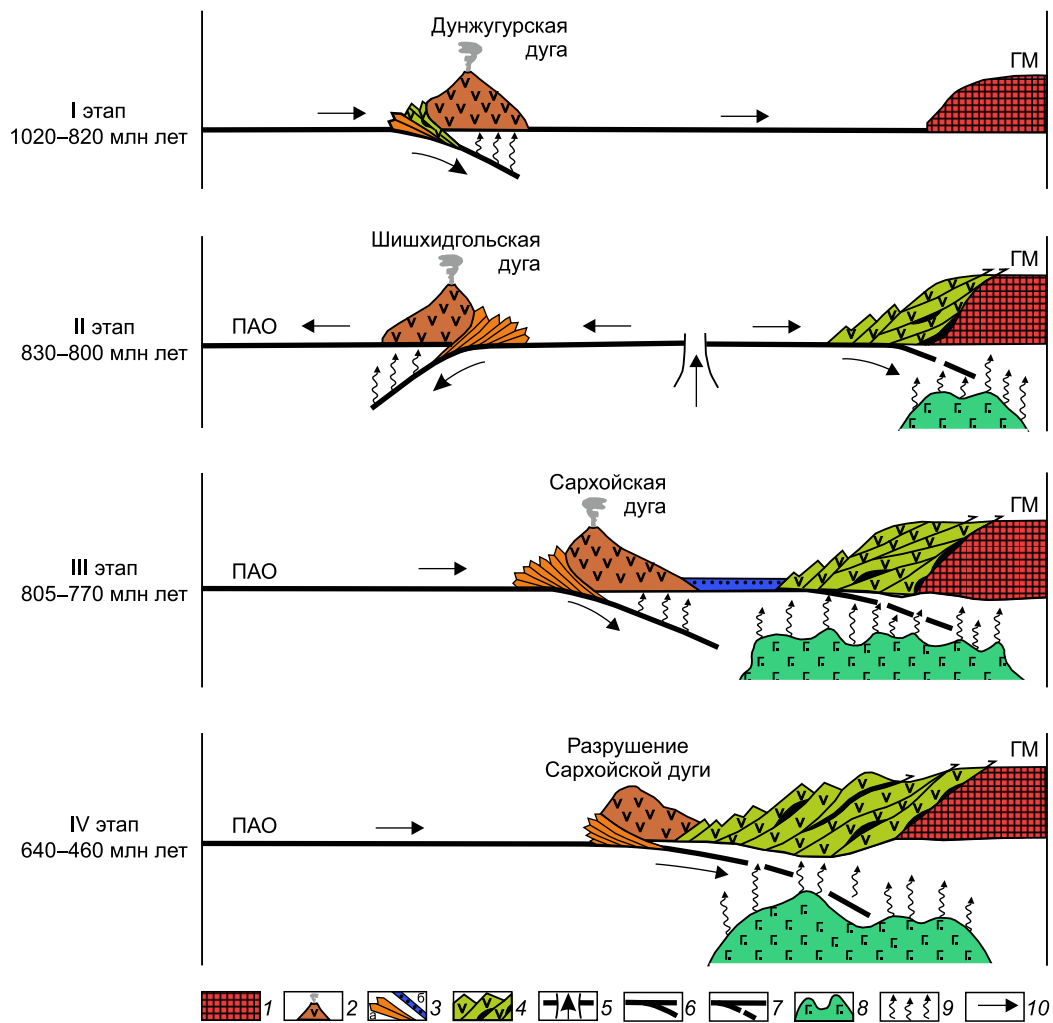


Рис. 17. Палеогеодинамическая эволюция неопротерозойских островных дуг и мантийных плюмов юго-восточной части Восточного Саяна (по [Gordienko et al., 2016]).

1 – Гарганский микроконтинент; 2 – островные дуги; 3 – преддуговая аккреционная призма (а), осадки задугового бассейна (б); 4 – аккреционные комплексы островных дуг с фрагментами офиолитов, обдущированных на Гарганский микроконтинент; 5 – спрединговая зона междудугового океанического бассейна; 6 – зоны субдукции; 7 – разрыв зон субдукции над мантийным плюмом с образованием слэб-виндоу; 8 – мантийный плюм; 9 – потоки расплавов и флюидов; 10 – направления движения плит и зон субдукции.

Fig. 17. Paleogeodynamic evolution of the Neoproterozoic island arcs and mantle plumes in the southeastern East Sayan (after [Gordienko et al., 2016]).

1 – Gargan microcontinent; 2 – island arcs; 3 – forearc accretionary wedge (a), sediments of the backarc basin (б); 4 – accretionary complexes of island arcs with fragments of ophiolites obducted on the Gargan microcontinent; 5 – spreading zone of the interarc oceanic basin; 6 – subduction zones; 7 – rupture of the subduction zones above the mantle plume with formation of the slab window; 8 – mantle plume; 9 – melt and fluid flows; 10 – movement directions of the plates and subduction zones.

магматизм на раннем этапе (венд – ранний кембрий) проявлен наиболее ярко. С ним связано такое формирование океанических плато и островов, широко представленных среди офиолитовых комплексов ЦАСП.

Эволюция раннекаледонского этапа напрямую связана с историей заложения и развития активной окраины Палеоазиатского океана. По данным Н.Л. Добрецова и др. [Dobretsov et al., 2005], активное развитие ПАО происходило 630–540 млн лет

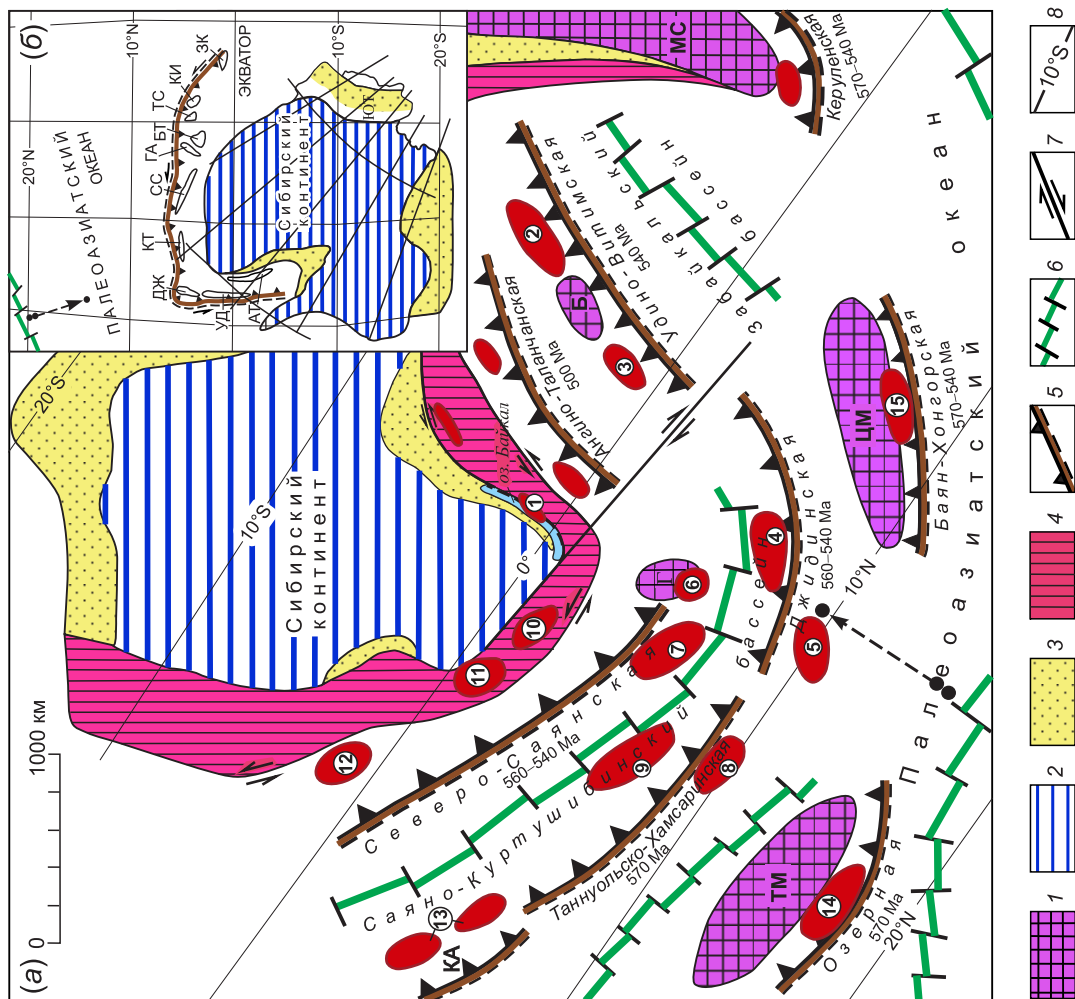
назад, то есть в венде – раннем кембрии. В это время продолжали формироваться спрединговые зоны СОХ, энсиматические (примитивные) и энсиалические (зрелые) островные дуги с протяженными зонами субдукции, преддуговые, задуговые бассейны и спрединговые окраинные моря и гайоты. В дальнейшем, согласно [Dobretsov, Buslov, 2007], в кембро-ордовикский этап вновь активно проявился плюмовый магматизм, связанный, с одной стороны, с крупными коллизийными событиями

Рис. 18. Палеогеодинамическая реконструкция венд-раннепалеозойской активной окраины Сибирского континента и Палеоазиатского океана (по [Gordienko, Metelkin, 2016]) с добавлением ареалов плюмового магматизма: (а) – региональная реконструкция (по [Gordienko, 2006, 2008], с изменениями и дополнениями); (б) – глобальная реконструкция (по [Metelkin, 2013]).

1 – выступы Сибирского кратона и краптонные террейны (ТМ – Тувино-Монгольский, Г – Гарганский, Б – Байкальский, ЦМ – Центральнo-Монгольский, МС – Муйско-Становой); 2 – платформенный комплекс Сибирского континента; 3 – осадочные бассейны пассивной окраины континента; 4 – неопротерозойский аккреционный ороген; 5 – островные дуги с указанием ориентировки зоны субдукции (грены угольники) и положения аккреционного клина (штриховая линия); 6 – предполагаемые зоны спрединга ПАО, включая задуговые бассейны; 7 – крупные сдвиги; 8 – палеошироты для венда – раннего кембрия (по [Metelkin, 2012]). На врезке (б) показаны островные дуги Забайкалья и Алтае-Саянской области: ДЖ – Джидинская, УД – Удино-Витимская, АТ – Ангино-Таланчанская, Северо-Саянская и другие (по [Metelkin, 2012]). Пунктирной линией показано реконструированное движение океанической плиты с гайтами от срединной зоны ПАО в зону субдукции Джидинской дуги (по [Gordienko, Mikhail'tsov, 2001]). Ареалы плюмового магматизма, показанные красным цветом (цифры в кружочках): 1 – Тажеранский, 2 – Витимский, 3 – Ульзутуйский, 4 – Джидотский, 5 – Ургольский, 6 – Южно-гарганский, 7 – Ботогольский, 8 – Мажальский, 9 – Кургулибинский, 10 – Гутарский, 11 – Черносолонский, 12 – Порожинский, 13 – Эдельвейс. Масштаб дан для Сибирского кратона. Островные дуги, спрединговые зоны и микроконтиненты показаны вне масштаба.

Fig. 18. Paleogeodynamic reconstruction of the Vendian – Early Paleozoic active margin of the Siberian continent and Paleoasian ocean (modified after [Gordienko, Metelkin, 2016]), plume magmatism areas are added: (а) – regional reconstruction (modified after [Gordienko, 2006, 2008]); (б) – global reconstruction (after [Metelkin, 2013]).

1 – edges of the Siberian craton and cratonic terranes (TM – Tuva-Mongolia, G – Gargan, B – Baikal, CM – Central Mongolian, MS – Muya-Stanovoy); 2 – platform complex of the Siberian continent; 3 – sedimentary basins of the continent passive margin; 4 – Neoproterozoic accretionary orogen; 5 – island arcs with indicated subduction zone orientation (triangles) and the position of the accretionary wedge (dashed line); 6 – suggested spreading zones of PAO, including back-arc basins; 7 – major strike-slip faults; 8 – paleolatitudes for the Vendian – Early Cambrian (after [Metelkin, 2012]). Inset (б) shows the island arcs of Transbaikalia and Altay-Sayan region: DJK – Dzhdida, UD – Uda-Vitim, AT – Angino-Talanchan, North Sayan etc. (after [Metelkin, 2012]). The dashed line shows the reconstructed movement of the oceanic plate with guyots from the spreading zone of PAO towards the subduction zone of the Dzhdida arc (after [Gordienko, Mikhail'tsov, 2001]). Areas of plume magmatism shown in red (numbers in circles): 1 – Tazheran, 2 – Vitim, 3 – Ulzutui, 4 – Dzhdidot, 5 – Urgol, 6 – South Gargan, 7 – Botogol, 8 – Mazhalyk, 9 – Kurtushiba, 10 – Gutar, 11 – Chernosopka, 12 – Porozhino, 13 – Edelweiss. The scale is given for the Siberian Craton. Island arcs, spreading zones, and microcontinents are shown out of scale.



закрытия ПАО, а с другой – с открытием других океанических бассейнов: Уральского, Обь-Зайсанского, Монголо-Охотского. Главным в истории ранних каледонид считается рубеж ~570 млн лет [Yarmolyuk et al., 2006]. Именно к этому рубежу приурочено начало формирования большинства надсубдукционных офиолитовых и островодужных ассоциаций по сибирской окраине Палеоазиатского океана: Северо-Саянской (560–540 млн лет), Таннуольско-Хамсаринской (570 млн лет), Баян-Хонгорской (570–540 млн лет), Озерной (570 млн лет), Джидинской (560–540 млн лет), Ангино-Таланчанской (500 млн лет), Удино-Витимской (540 млн лет), Керуленской (570–540 млн лет) островодужных систем [Gordienko, 2006; Yarmolyuk et al., 2006; Rudnev, 2013; Gladkochub et al., 2014; Gordienko, Mikhail'tsov, 2001] (рис. 18).

На территории Забайкалья и Монголии выделяются хорошо изученные Ангино-Таланчанская, Джидинская, Удино-Витимская, Озерная, Баян-Хонгорская островодужные системы венда – нижнего палеозоя, с формированием которых связан разнообразный плюмовый магматизм (рис. 18).

Ангино-Таланчанская островодужная система была выделена по берегам озера Байкал: в Приольхонье и Восточном Прибайкалье. Существование дуги подтверждается широким развитием нижнепалеозойских (кембро-ордовикских) метаморфитов от базальтового до андезитового состава. Эти породы отличаются высокими концентрациями Sr, K, Th, Ti, P и низким содержанием Nb, Ce, Zr и Cr, что характерно для зрелых островных дуг. Исследования вещественного состава пород Таланчанского сектора островодужной ассоциации проводились в Восточном Прибайкалье [Makrygina et al., 2007]. Было показано, что амфиболовые, амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы таланчанской свиты реставрируются как вулканиты островодужного типа, аналогичные ангинским метабазальтам и метаандезитам. Кислые вулканические породы укладываются на кривую осадочных пород (метаграувакков) андезит-дацитового состава. По соотношению редких элементов они не отличаются от метаграувакк ангинской толщи. В Ангинском секторе дуги Приольхонья ранее были выявлены метаморфизованные породы – габбро, диориты, гранодиориты с островодужными параметрами, близкими к островодужным метавулканитам, что свидетельствует о их комагматичности [Makrygina et al., 2007]. Подобные габброиды и плагиогранитоиды с U-Pb возрастом – 486.6 ± 1 , 476 ± 15 и 462 ± 8 млн лет обнаружены на восточном побережье Байкала в Котокельском блоке и по реке Кыджимит, а также в Бирамьинской и Светлинской зонах северо-восточной части Баргузинского хребта, где они имеют возраст – от 507 ± 2 до 468 ± 8 млн

лет [Rytsk et al., 2007; Bulgatov, 2015]. В последнее время в пределах Ольхонского террейна получены новые доказательства присутствия в составе цаганзабинской базальт-андезит-риолитовой толщи и комагматичных ей габброидов Бирхинского массива фрагментов зрелой островной дуги верхнекембрийского возраста (492 ± 5 млн лет, U-Pb метод по циркону). Вулканиты и габброиды обнаруживают близкие слабофракционированные спектры распределения РЗЭ (La/Y, 2.6–3.4). На диаграмме в спектрах габброидов и метабазальтов отмечены хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb, Ta, Ti и положительные аномалии по Sr. Габброиды Бирхинского массива и вулканиты цаганзабинского комплекса обнаруживают близкие положительные величины $\epsilon_{Nd}(T) = 2.9 - 4.0$ ювенильных источников и значения модельного возраста $T_{Nd}(DM) = 819 - 930$ млн лет [Gladkochub et al., 2014].

Однако, по данным Н.Л. Добрецова [Dobretsov, 2011], обнаруженные в Бирхинском массиве щелочные габбро и монцониты, а также сиениты Тажеранского щелочно-базитового массива относятся к типично плюмовому магматизму кембро-ордовикской островодужной системы. Монцогабброиды Бирхинского комплекса дают по U-Pb и Ar-Ar методу возраст 499 млн лет. К этому же магматизму относятся сиениты и щелочные габброиды (U-Pb метод, 471 млн лет), нефелиновые сиениты и кальцифиры Тажеранского массива с возрастом 464 и 466 млн лет [Dobretsov, 2011].

В **Джидинской островодужной системе** (рис. 18), находившейся по палеомагнитным данным на значительном удалении от Сибирского континента в сторону ПАО, выявлен полный разрез венд-раннекембрийской офиолитовой ассоциации (U-Pb изотопный возраст плагиогранитов 562–554 млн лет), разнообразные островодужные комплексы, коллизионные и постколлизионные гранитоиды.

Островодужные комплексы представлены вулканическими и туфогенно-осадочными породами энсиматической островной дуги, крупных 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 [Al'mukhamedov et al., 1996; Gordienko et al., 2007, 2018a].

Начальный этап развития Джидинской энсиматической островной дуги фиксируется венд-раннекембрийскими базальтовыми ассоциациями гайотов, базитов-гипербазитов (U-Pb, 560 млн лет) [Elbaev et al., 2018], расслоенного кумулятивного и дайкового комплексов, примитивных толеитов с участием бонинитов (U-Pb, 542 млн лет) [Tomurhuu

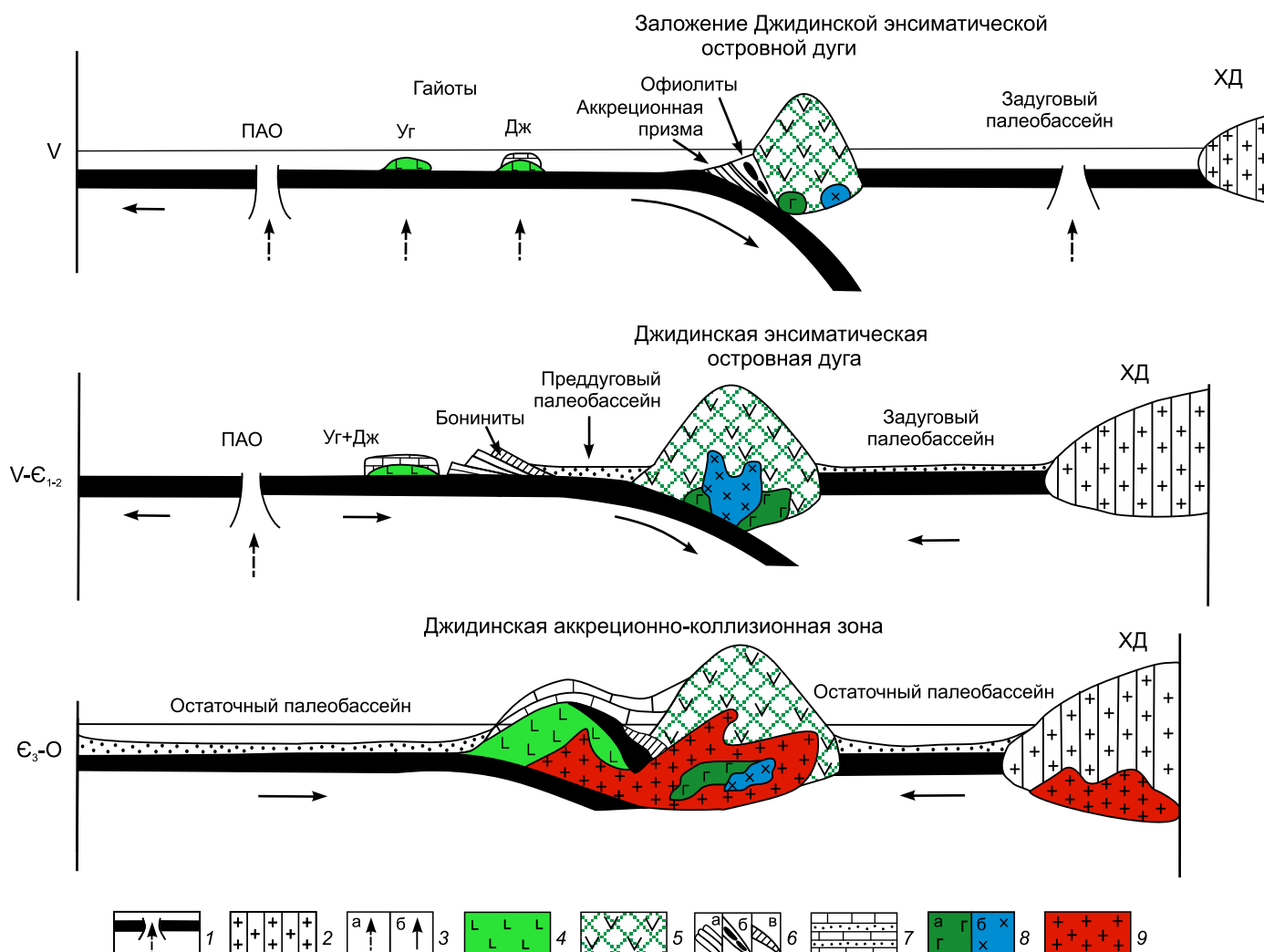


Рис. 19. Модель геодинамического развития Джидинской островодужной системы в венде – раннем палеозое (по [Gordienko et al., 2018a]).

1 – океаническая кора ПАО и задугового бассейна со спрединговыми зонами; 2 – континентальная кора Хамар-Дабанского микроконтинента (ХД); 3 – потоки магм и сквозьмагматических флюидов в спрединговых зонах и горячих точках мантийных плюмов (а) и направления движения океанических и континентальных плит (б); 4 – гайоты: ДЖ – Дзидотский, УГ – Ургольский; 5 – Джидинская энсиматическая вулканическая дуга; 6 – аккреционная призма (а) с офиолитами (б) и бонинитами (в); 7 – осадочные карбонатно-терригенные отложения гайотов, преддугового и задугового палеобассейнов; 8 – островодужные габброиды (а) и гранитоиды (б); 9 – коллизонные гранитоиды.

Fig. 19. Geodynamic evolution model of the Dzhida island-arc system in the Vendian – Early Paleozoic (after [Gordienko, 2018a]).

1 – oceanic crust of PAO and backarc basin with spreading zones; 2 – continental crust of the Khamar-Daban microcontinent (ХД); 3 – flows of magma and transmagmatic fluids in spreading zones and hot spots of mantle plumes (a) and movement directions of the oceanic and continental plates (b); 4 – geyots: ДЖ – Dzhidot, УГ – Urgol; 5 – Dzhida ensimatic volcanic arc; 6 – accretionary prism (a) with ophiolites (б) and boninites (в); 7 – sedimentary carbonate – terrigenous rocks of geyots, forearc and back-arc paleobasins; 8 – island-arc gabbroids (a) and granitoids (б); 9 – collisional granitoids.

et al., 2007] и андезито-базальтов известково-щелочной серии (рис. 19). Следующий этап развития дуги связан с появлением излияний среднего и кислого состава (риолит-андезитовая толща), формировавших морфологически выраженные вулканические постройки, окруженные рифовыми известняками, содержащими раннекембрийские археоцитаты.

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 тэфротурбидитов андезибазальтового 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). Совокупность геологических, петро- и геохимических данных позволяет отнести эти гранитоиды к надсубдукционному I-типу, формировавшемуся в условиях островных дуг.

Формирование вулканических построек Джидотского и Ургольского гайотов происходило в венде – кембрии на коре океанического типа ПАО в результате деятельности мантийных плюмов [Gordienko et al., 2007; Simonov et al., 2014], согласно палеомагнитным данным, на значительном удалении от Джидинской островной дуги [Gordienko, Mikhail'tsov, 2001]. Структурно-вещественные комплексы гайотов представляют собой системы тектонических чешуй и покровов с интенсивным внутренним структурным расслоением (рис. 20, 21).

Нижний комплекс гайотов представлен подушечными лавами низкотитанистых толеитовых базальтов, средний комплекс сложен толщей субщелочных высокотитанистых вулканитов основного и среднего состава с телами известняков и силицитов, а верхний комплекс сформирован карбонатной толщей (карбонатная платформа) с участием субщелочных базальтов и вулканокластических пород.

Петролого-геохимические исследования бонинитов Джидинской островной дуги показали их сходство с аналогичными образованиями Идзу-Бонинской островной дуги и дуги Тонга, а субщелочных базальтов джидинских гайотов – с океаническими платобазальтами поднятия Онтонг-Джава и гайота Кастор, а также с палеогайотами Алтае-Саянской области [Dobretsov et al., 2004; Simonov et al., 2004, 2014; Safonova et al., 2011] и многих других районов, связанных с венд-кембрийским островодужным магматизмом. Таким образом, на примере Джидинской островной дуги можно проследить все основные этапы ее эволюции от плюмового магматизма с формированием ОИВ (гайотов), типичного субдукционного магматизма с бонинитами до развитого андезит-риолитового вулканизма с формированием туфотурбидитов на заключительной стадии.

Другим ярким и своеобразным представителем Саяно-Байкальской ветви венд-раннепалеозойской активной окраины ПАО является **Удино-Витимская дуга**. Фрагменты этой дуги прослеживаются вдоль долины р. Уды в верховья р. Витим [Gordienko et al., 2010]. Образование дуги в венде – раннем кембрии связано с формированием Забайкальского спредингового бассейна ПАО, который возник на месте интенсивного проявления островодужного и плюмового магматизма неопротерозойского этапа.

Основу островодужного комплекса составляют мощные шлейфы вулканокластитов и лав среднего, кислого и смешанного состава с рядом небольших рифовых карбонатных построек с археоциатами и трилобитами нижнего кембрия. По петрохимическим характеристикам вулканиты относятся к высокоглиноземистым, низкотитанистым породам. Они подразделяются на нормальную, субщелочную, умеренно-высококалийевую и шошонит-латитовую серии. Установлена характерная поперечная вещественная зональность вулканитов [Lantseva, 2017]. От фронта в тыл (с юго-востока на северо-запад) растёт содержание K_2O , возрастают концентрации некогерентных и редких элементов, таких как Rb, Sr, U, Th, La, Ce, Nb, Zr, Hf, а также величины отношений Rb/Sr, La/Yb, Sr/Ce, Th/U, Zr/Y, La/Nb, $Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)$. Такая геохимическая специфика сближает данную базальт-андезит-дацит-риолитовую ассоциацию со зрелыми островодужными системами наподобие Курило-Камчатской [Avdeiko et al., 2001].

По данным U-Pb изотопного датирования вулканитов получены ранне- и среднекембрийские значения возраста 529 ± 3 млн лет и 516 ± 5 млн лет. Заключительному этапу формирования островодужной ассоциации отвечают интрузии габбро, диоритов, тоналитов и плагиогранитов [Gordienko, 2006; Gordienko et al., 2010]. Проведенные палеомагнитные исследования описанного вулканического комплекса доказывают, что структуры дуги эволюционировали в составе единой активной окраины с островными дугами Алтае-Саянского орогена (см. рис. 18). Важной особенностью, вытекающей, в том числе, из анализа палеомагнитных данных, является трансформный характер субдукции и последующей аккреции на рубеже кембрия – ордовика [Metelkin, 2013].

В задуговой зоне Удино-Витимской дуги, наряду с кембро-ордовикским вулканизмом (базальты, андезиты, трахириолиты) – 470.4 ± 3.8 и 466.1 ± 3.6 (U-Pb возраст по цирконам, Ульдзутуйский ареал) [Minina et al., 2013], произошло внедрение крупных массивов щелочных пород (нефелиновых сиенитов, ийолит-уртитов) сайженского комплекса (Витимский ареал) с U-Pb возрастом 520–486 млн лет [Doroshkevich et al., 2011].

Озерная островодужная система Западной Монголии образована в венд-кембрийское время (570–490 млн лет) в обстановке внутриокеанических островных дуг и океанических плато из деплетированных мантийных источников с вовлечением в зоны субдукции осадочного корового материка. На островодужной и аккреционной стадиях развития Озерной зоны (540–490 млн лет) происходило становление гранитоидов натровой серии высоко- и низкоглиноземистого типа. Геохимиче-

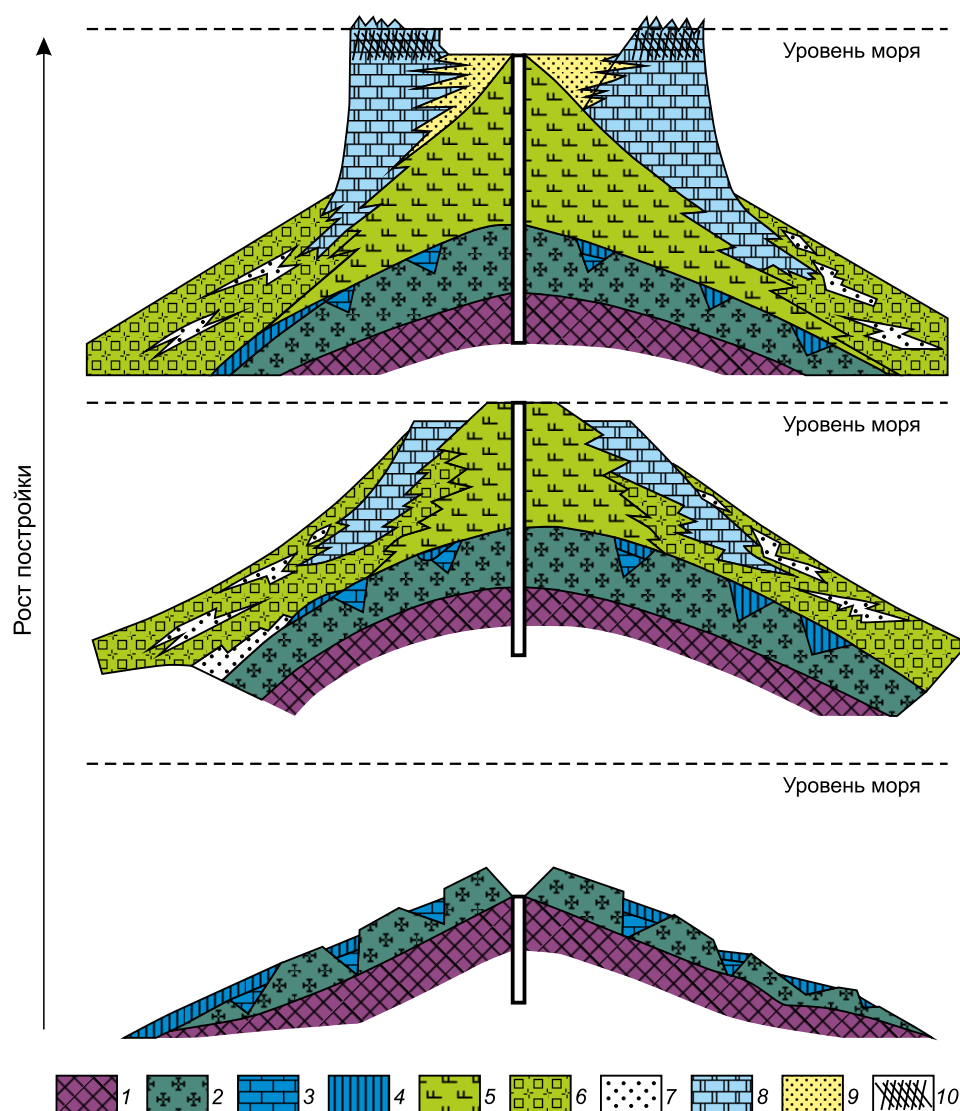


Рис. 20. Модель эволюции постройки Джидотского гайота (по [Filimonov, 2003; Gordienko, 2004] с дополнением).

1 – комплекс основания (базит-гипербазитовый комплекс совместно с толщей мафических конглобрекций); 2 – толща подушечных умеренно- и низкотитанистых толеитовых базальтов; 3–4 – осадочная ассоциация: известняки среди кремнистых образований (3), силициты (4); 5–6 – толща субщелочных высокотитанистых базальтов и андезибазальтов: лавы (5) и вулканокластиты (6); 7 – осадочная ассоциация (известняки, силициты, кремнекластиты, туффиты); 8 – верхняя карбонатная толща гайота (доломиты и известняки с остатками ископаемых водорослей венда); 9 – флишоидная толща (кремнекластиты, вулканокластиты и туффиты); 10 – зона осушки и интенсивного испарения на карбонатной платформе с образованием эвапоритов.

Fig. 20. Evolution model of the Dzhidot guyot structure (modified after [Filimonov, 2003; Gordienko, 2004]).

1 – basement complex (basite-ultrabasite complex with a sequence of mafic conglobreccia); 2 – sequence of moderately and low-Ti pillow basalts; 3–4 – sedimentary association: limestones among siliceous formations (3), silicites (4); 5–6 – sequence of subalkaline high-Ti basalts and andesite basalts: lavas (5) and volcanoclastics (6); 7 – sedimentary association (limestones, silicites, siliceous clastites, tuffites); 8 – upper carbonate sequence of guyot (dolomites and limestones with remnants of Vendian fossil algae); 9 – flyschoid sequence (siliceous clastites, volcanoclastics and tuffites); 10 – zone of drying and intensive evaporation on a carbonate platform and the formation of evaporites.

ские и Nd-изотопные данные свидетельствуют о том, что источником исходных расплавов низкотитанистых базальтов, андезитов и дацитов островодужных комплексов являлась, главным образом, деплетированная мантия надсубдукционного клина. В петрогенезисе базальтов и габброидов океанических плато участвовал также обогащенный

плюмовый источник [Yarmolyuk et al., 2011; Kovach et al., 2011; Rudnev, 2013].

Было установлено, что в зоне субдукции формировались относительно примитивные магмы островодужного типа, а в задуговом бассейне протекали процессы растяжения и изливались толеитовые магмы базальтов N-MORB типа. В задуговой

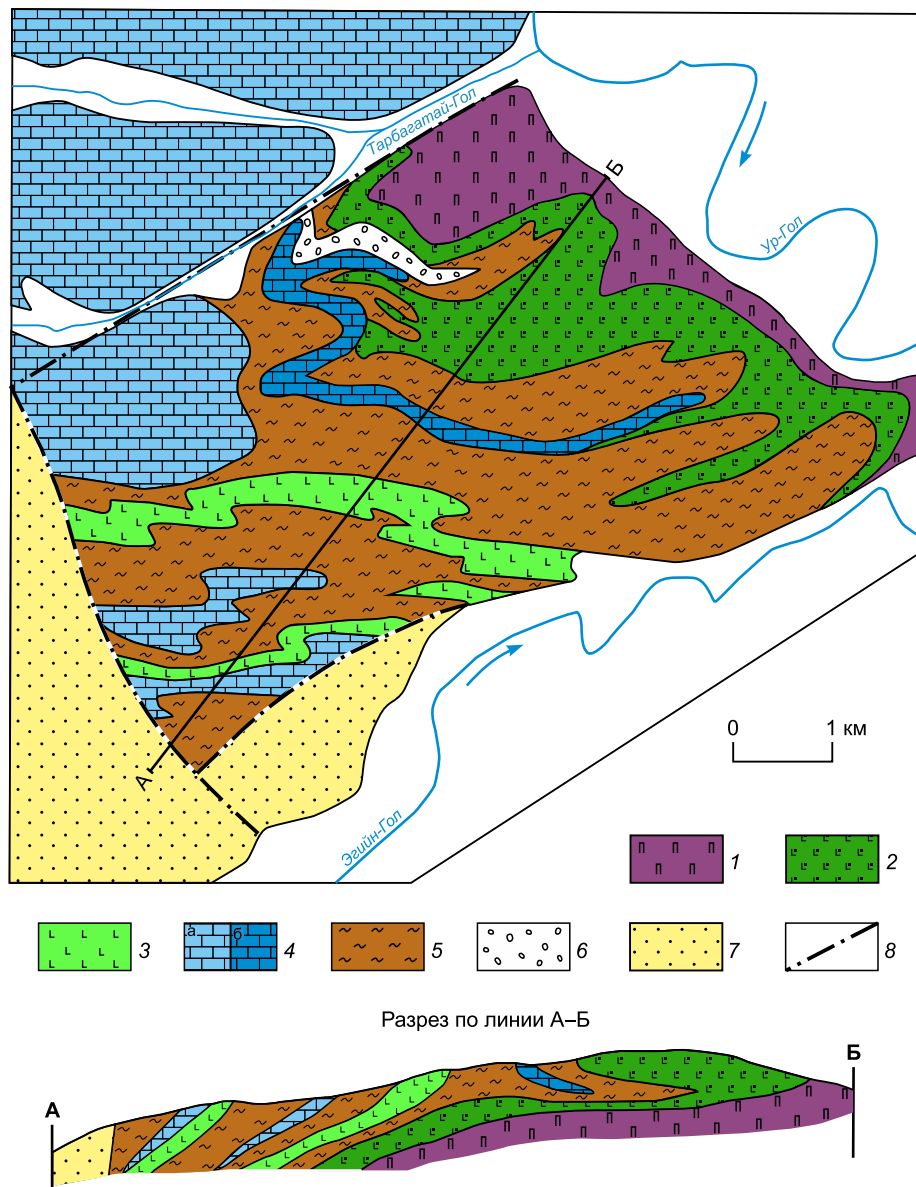


Рис. 21. Схема геологического строения Ургольского гайота (по [Gordienko et al., 2007], с изменением и дополнением разреза гайота по линии А-Б).

1 – серпентинитовый меланж основания гайота с фрагментами блоков апогипербазитовых серпентинитов, полосчатых и изотропных габбро, габбро-пироксенитов, габбро-долеритов и долеритов; 2 – толща пиллоу-лав толеитовых базальтов; 3 – толща субщелочных вулканитов (базальты, трахиандезитобазальты, вулканокластиты); 4 – верхняя карбонатная толща с остатками ископаемых водорослей венда (а) и фрагменты известняков в микститовой толще (б); 5 – микститовая (терригенно-вулканогенно-гравитационная) толща; 6 – вулканомиктовые конгломераты и гравелиты; 7 – верхняя флишоидная толща; 8 – разломы.

Fig. 21. Geological structure of the Urgol guyot (modified after [Gordienko et al., 2007]), the guyot section along the line A–B is added).

1 – serpentinite mélangé of the guyot basement with the fragments of ultramafic serpentinite, layered and isotropic gabbro, gabbro pyroxenite, gabbro dolerite, and dolerite blocks; 2 – pillow lavas of tholeiitic basalts; 3 – subalkaline volcanics (basalts, trachyandesite basalts, volcaniclastics); 4 – upper carbonate sequence with remnants of Vendian fossil algae (a) and limestone fragments in mixtite sequence (b); 5 – mixtite (terrigenous-volcanogenous-gravitational) sequence; 6 – volcanomictic conglomerates and gritstones; 7 – upper flyschoid sequence; 8 – faults.

горячей точке мантии выплавлялись обогащенные базальты типа OIB или E-MORB. Таким образом, в магматической системе задугового бассейна Озерной дуги происходило смешение магм всех трех

типов: надсубдукционного, спредингового и плюмового [Kovalenko et al., 2016].

Баян-Хонгорская островодужная система выделена в центральной части Монголии. Офиолито-

вые и островодужные комплексы этой системы изучались многими исследователями [Kovalenko et al., 2005; Kozakov et al., 2008; Terent'eva et al., 2010; и др.]. Первоначально в пределах островодужной системы были выделены офиолитовые комплексы и базальты океанических плато с возрастом 665 ± 15 млн лет [Kovach et al., 2005]. Было установлено, что вначале островодужная система развивалась в режиме крупного гайота и только начиная с возраста 570 млн лет она стала развиваться в режиме островной дуги. К островодужному комплексу были отнесены базальты N-MORB типа, андезит-базальты, андезиты, дациты и их туфы, а также расслоенное габбро с жильными плагиогранитами с возрастом 577 ± 2 млн лет. По геохимическому составу выделенные габброиды, в частности изученный Ханулинский габброидный массив, отнесены к субдукционным образованиям [Terent'eva et al., 2010].

Таким образом, плюмовый магматизм в Баян-Хонгорской зоне каледонид предшествовал островодужному магматизму с образованием крупных океанических плато (гайотов) – индикаторов плюмового магматизма [Kovalenko et al., 2005].

Северо-Саянская дуга рассматривается как фрагмент венд-раннекембрийской островодужной системы, расположенной вдоль юго-западной окраины Сибирского континента (см. рис. 18). На севере она контактирует по Саяно-Минусинскому разлому с девонскими осадочно-вулканогенными отложениями Южно-Минусинской впадины, на юге – по Северо-Саянскому разлому – с венд-раннекембрийскими метаморфическими образованиями Джебашского блока и кембро-ордовикскими турбидитовыми отложениями Центрально-Саянской зоны. Она сложена преимущественно раннекембрийскими осадочно-вулканогенными отложениями нижнемонокской свиты [Rudnev et al., 2003].

Интрузивные породы Северо-Саянской дуги представлены майнским интрузивным комплексом, сложенным тоналитами, плагиогранитами и их порфиоровыми разностями. Плагиограниты являются преобладающей группой пород. По геохимическим данным породы относятся к низкоглиноземистой, высоконатриевой низкощелочной серии тоналит-трондьемитового ряда. Для них характерно отсутствие европиевого минимума и низкие концентрации Rb, Sr, Th, Y, Nb, Ta, что позволяет относить их к островодужным гранитоидам известково-щелочного ряда. Из других особенностей отмечается наличие минимума по Nb и Ta, что свидетельствует о присутствии субдукционной компоненты в источнике расплавов. U-Pb изотопное датирование по магматическому циркону из порфиоровидных амфибол-биотитовых плагиогранитов показало, что их возраст составляет

523.8 ± 2.1 млн лет при положительном $\epsilon_{Nd}(T) = 4.9$ и модельном возрасте протолита $T_{NdDM-2} st = 0.72$ млрд лет, что свидетельствует о ювенильном источнике плагиогранитов майнского комплекса. Таким образом, формирование осадочно-вулканогенных пород и гранитоидов майнского комплекса Северо-Саянской островодужной системы происходило в раннем кембрии, что доказывает наличие островодужной обстановки в это время.

В задуговой области среди рифтогенных структур краевых разломов Сибирского континента образовались ареалы кембро-ордовикского плюмового магматизма с проявлением внутриплитных бимодальных трахибазальт-трахириолитовых ассоциаций (имирская свита) и комагматичных им субщелочных и щелочных габброидов и гранитоидов гутарского, столбовского, шумихинского, черносопкинского комплексов Восточного Саяна, а также более молодого Порожинского массива щелочных пород в Енисейском кряже [Perfilova, Makhlaev, 2012; Romanova et al., 2012].

Таннуольско-Хамсаринская островодужная система была заложена в венде – кембрии в связи с развитием Саяно-Куртушибинского океанического бассейна. Она сформировалась в Таннуольской зоне Восточной Тувы в венде (570 млн лет назад) и прекратила свое развитие к началу кембрия, хотя процесс субдукции развивался и позднее до конца кембрия, когда островодужная система превратилась в АКО, на которой образовались магматические породы как с островодужными, так и с внутриплитными геохимическими параметрами. Островодужные магматические породы представлены базальтами и риолитами с отрицательными аномалиями по Nb, Ta, Ti и положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ от 6.4 до 8.4, а также габброидами и гранитоидами (кварцевыми диоритами) с островодужными геохимическими параметрами и возрастом около 563 млн лет. Среди последних выделяются тоналит-порфиры, которые по низкой магнетиальности Mg# (0.43), содержанию Y (8.9 г/т), Yb (0.99 г/т), повышенному содержанию Sr (436 г/т) и высокому значению отношений La/Yb=5.6 и Sr/Y=49 относятся к адакитоподобным породам внутриплитного типа [Mongush et al., 2011]. По данным названных исследователей, пространственно-временная сопряженность разнотипного проявления магматизма в области АКО сопоставляется с формированием адакитового магматизма в Среднем хребте Камчатки и объясняется моделью «слэб-виндоу» [Avdeiko et al., 2006].

Кроме того, в Восточной Туве в кембро-ордовике сформировались габбро-монзонит-граносиенитовые (зубовский комплекс – 510 млн лет), перидотит-пироксенит-габбро-норитовые (мажалыкский комплекс – 484.2 ± 2.3 млн лет) и сиенит-

клинопироксенит-габбровые ассоциации, которые являются продуктами смешения субдукционного и плюмового магматизма. Об этом свидетельствует повышенная щелочность и калиевоность пород, высокие содержания R3Э, Nb и Ta, сопоставимые с параметрами океанических островов OIB-типа [Rudnev, 2013].

Продолжением Таннуольско-Хамсаринской дуги к северо-западу является Кузнецко-Алатаусская и Горно-Алтайская островодужные системы, в задуговой области которых произошло формирование океанических плато и островов (симаунтов) [Safonova et al., 2011], а также внедрение щелочного плюмового магматизма с карбонатитами (Эдельвейс и др) и пикритового магматизма на кембродовикском этапе [Vrublevsky, 2015; Vrublevsky et al., 2009].

5.3. СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОСТРОВНЫЕ ДУГИ И АКО С ПРОЯВЛЕНИЕМ СУБДУКЦИОННОГО И ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА

В среднем палеозое (девон – ранний карбон) увеличившийся в размерах Сибирский континент находился в Северном полушарии. Согласно палеомагнитным данным Сибирский кратон в девонское время был развернут относительно современного положения на 180° , при этом его нынешняя южная окраина располагалась на широте $50\text{--}60^\circ$ с.ш. К этому времени Палеоазиатский океан трансформировался в океан Палеотетис и в последующем в Монголо-Охотский океанический бассейн [Gordienko, 1987; Zonenshain et al., 1990; Golonka et al., 2006]. На южной (в современных координатах) окраине Сибирского континента существовали следующие геодинамические обстановки: 1) обширная Саяно-Байкальская активная континентальная окраина трансформно-андийского типа с внутриплитным (рифтогенным) магматизмом и шельфовым морским осадконакоплением; 2) Хангай-Хэнтэй-Агинская система островных дуг окраинных морей Монголо-Охотского океанического бассейна (рис. 22).

На активной окраине Сибирского континента, особенно его западной части (в современных координатах), в условиях рассеянного рифтогенеза и разнонаправленной субдукции проявились мощные тектономагматические процессы, приведшие к формированию протяженного окраинно-континентального Саяно-Забайкальского вулканоплутонического пояса [Gordienko, 1987]. В поперечном сечении западной части Саяно-Забайкальского пояса, 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 в глубь активной

окраины Сибирского континента, что хорошо увязывается с андийским типом активных континентальных окраин. Такая зональность установлена на основе расчета ископаемых субдукционных зон в девонский период.

Магматизм в пределах пояса проявлен неравномерно. Выделяется несколько ареалов плюмового магматизма. Это прежде всего Саяно-Минуса-Тувинский ареал в тылу андийской окраины, где сосредоточены огромные массы вулканических продуктов, которые ассоциируют с разнообразными комагматичными интрузивными комплексами. При этом бимодальные серии повышенной щелочности и щелочные часто перемежаются, а иногда развиты в одних и тех же структурах [Gordienko, 1987; Vorontsov et al., 2015]. Так, в Окинском районе юго-восточной части Восточного-Саяна сформировалась крупная Урда-Хойто-Окинская рифтогенная вулканоплутоническая структура, в которой сосредоточена трахириолит-комендит-щелочно-гранитовая с нефелиновыми сиенитами ассоциация пород нижнедевонского возраста (402 ± 14 млн лет) [Gordienko, 1969; Vorontsov et al., 2006]. Аналогичная ассоциация пород образовалась также по периферии Рыбинской впадины в Агульском прогибе северо-западной части Восточного-Саяна [Gordienko, 1987].

В это время в Южном Прибайкалье, в пределах Малого Хамардабана, сформировался девонский осадочно-вулканогенный Урминский рифтогенный прогиб [Gordienko et al., 2003]. Подобные морские присдвиговые бассейны типа пулл-апарт (Багдаринский, Уакитский и др.) образовались в Западном Забайкалье, где они являются реликтовыми задуговыми прогибами крупного позднедевонского палеобассейна [Gordienko et al., 2004; Minina et al., 2016], образованного на границе АКО Сибирского континента и Хангай-Хэнтэй-Агинско-Ольдойской системы островных дуг и окраинных морей Монголо-Охотского океанического бассейна. В тылу АКО отмечается разнообразный щелочной магматизм в Южном Прихубсугулье и Северо-Западном Забайкалье (Сыннырский и Сайжинский ареалы), связанный с зарождением средне- и верхнепалеозойских плюмов.

По мнению Н.А. Берзина [Berzin, 2003], это была своеобразная активная окраина, формировавшаяся в конвергентно-трансформной обстановке в условиях косо́й субдукции океанической плиты и преимущественно правосторонних 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 формировались субдукционные и коллизионные гранитоиды, а в задуговой

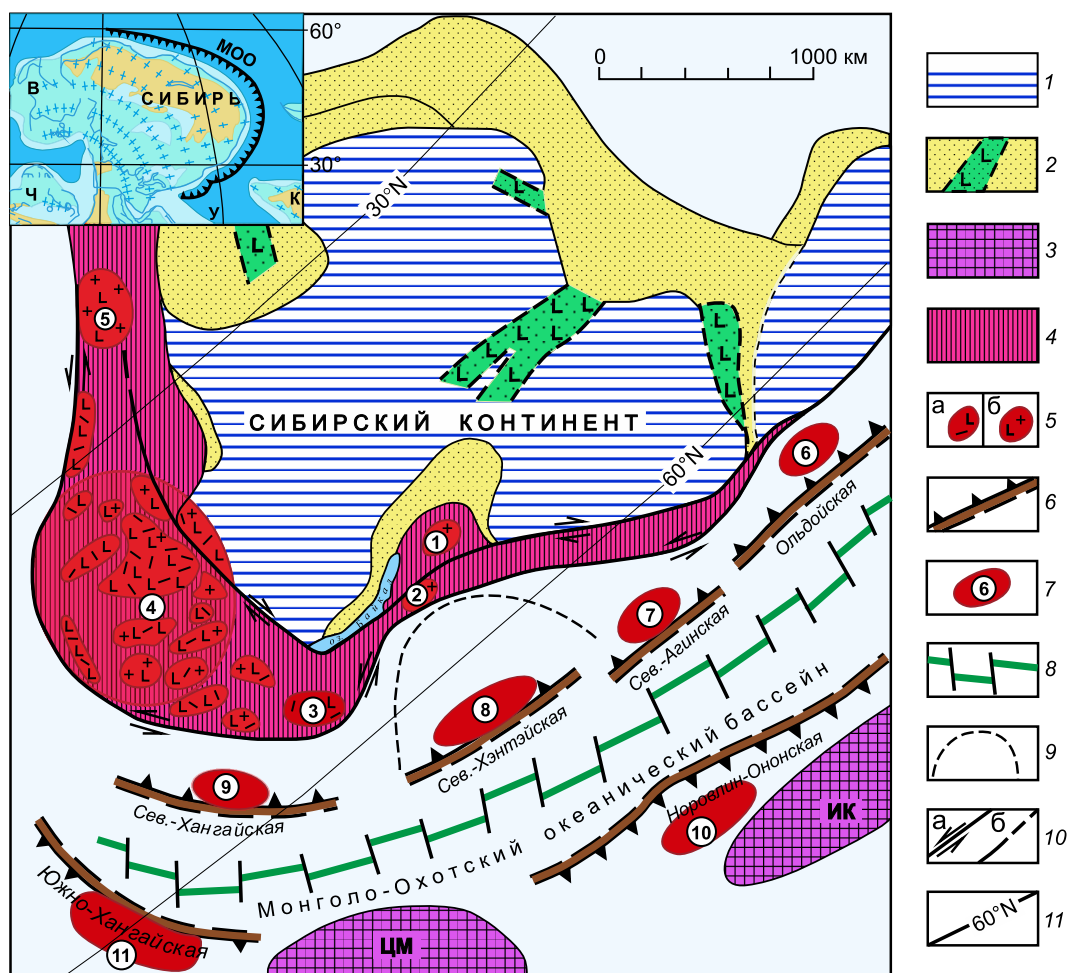


Рис. 22. Палеогеодинамическая реконструкция среднепалеозойской активной окраины Сибирского континента и Монголо-Охотского океанического бассейна (по [Gordienko, 2006, 2008], с дополнениями и изменениями).

1 – Сибирский континент; 2 – пассивная окраина континента с внутриплитным магматизмом в рифтовых структурах (авлакогенах); 3 – микроконтиненты (ЦМ – Центрально-Монгольский, ИК – Идэрмэг-Керуленский); 4 – коллаж байкальских и каледонских террейнов различной геодинамической природы в пределах АКО; 5 – ареалы среднепалеозойского внутриплитного магматизма в пределах АКО (1 – Сыннырский, 2 – Сайженский, 3 – Урминский, 4 – Саяно-Минуса-Тувинский, 5 – Кийский): бимодальные вулканические (а) и вулканоплутонические ассоциации (б); 6 – островные дуги с зонами субдукции и надсубдукционным магматизмом; 7 – ареалы и фрагменты плюмового магматизма в островных дугах и задуговых бассейнах (6 – Урушинский, 7 – Уртуйский, 8 – Улан-Баторский, 9 – Тарятский, 10 – Цаганундурский, 11 – Аргалинту); 8 – предполагаемая зона спрединга в Монголо-Охотском океаническом бассейне; 9 – условный контур среднепалеозойского Западно-Забайкальского задугового осадочного палеобассейна (по [Minina et al., 2016]); 10 – разломы: а – сдвиги, б – другие разрывные нарушения, в том числе геологические границы; 11 – палеошироты Сибирского континента в среднем палеозое.

На врезке – глобальная реконструкция девон-раннекаменноугольного этапа (по [Golonka et al., 2006]). Условные обозначения: МОО – Монголо-Охотский океан с протяженной зоной субдукции под Сибирский континент (Сибирь), В – Верхоянский блок, Ч – Чукотский блок, К – Казахстанский микроконтинент, У – Уралский океан.

Fig. 22. Paleogeodynamic reconstruction of the Middle Paleozoic active margin of the Siberian continent and the Mongol-Okhotsk ocean basin (modified after [Gordienko, 2006, 2008]).

1 – Siberian continent; 2 – passive continental margin with intraplate magmatism in rift structures (aulacogens); 3 – microcontinents (ЦМ – Central Mongolian, ИК – Idermeg-Kerulen); 4 – collage of Baikal and Caledonian terranes of various geodynamic nature within ACM; 5 – areas of Middle Paleozoic intraplate magmatism within ACM (1 – Synnyr, 2 – Saizhen, 3 – Urmin, 4 – Sayan-Minusa-Tuva, 5 – Kiy): bimodal volcanic (a) and volcano-plutonic associations (b); 6 – island arcs with subduction zones and subduction-related magmatism; 7 – areas and fragments of plume magmatism in island arcs and back-arc basins (6 – Urushin, 7 – Urtui, 8 – Ulan-Bator, 9 – Taryat, 10 – Tsaganundur, 11 – Argalintu); 8 – suggested spreading zone in the Mongol-Okhotsk ocean basin; 9 – conditional contour of the Middle Paleozoic West Transbaikalian back-arc sedimentary paleobasin (after [Minina et al., 2016]); 10 – faults: strike-slip faults (a), other discontinuities, including geological boundaries (b); 11 – paleolatitudes of the Siberian continent in the middle Paleozoic.

The inset shows the global reconstruction of the Devonian-Early Carboniferous stage (after [Golonka et al., 2006]). Legend: МОО – Mongol-Okhotsk ocean with a long subduction zone beneath the Siberian continent (Siberia), В – Verkhoyansk block, Ч – Chukotka block, К – Kazakhstan microcontinent, У – Ural ocean.

области цепочки островных дуг создавалась обстановка растяжения и формировались вышеназванные присдвиговые бассейны с плюмовым магматизмом.

В пределах Хангай-Хэнтэй-Агинской 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 (рис. 22). По существу, бассейн состоял из цепочки задуговых окраинных морей (Хангайское, Хэнтэйское, Даурское, Агинское, Ольдойское), разделенных поперечными поднятиями. Система окраинных морей была окружена островными дугами (Северо-Хангайская, Северо-Хэнтэйская, Северо-Агинская, Ольдойская и др.), в которых в течение девона, раннего карбона проявился островодужный и рифтогенный плюмовый магматизм (в вулканической и интрузивной форме) и образовались задуговые мелководные морские бассейны с бореальной фауной [*Geological Structure of the Chita Region, 1997; Sorokin et al., 2015*].

Во внутренних частях окраинных спрединговых морей (Хангайском, Хэнтэйском, Даурском, Агинском и др.) происходило излияние толеитовых базальтов и внедрение тел диабазов, габбро-диабазов. В Агинском прогибе обнаружены базальты типа E-MORB и линзы серпентинитов. Базальты типа N-MORB обнаружены нами в Даурском прогибе Восточного Забайкалья [*Medvedev et al., 2007*]. Базальтами насыщены в основном низы девон-каменноугольных 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.

В пределах выделенной нами Северо-Хангайской островной дуги фиксируется целая система осадочно-вулканогенных грабен-синклиналильных впадин и прогибов девон-раннекаменноугольного возраста [*Continental volcanism of Mongolia, 1983; Gordienko, 1987*]. В разрезах этих впадин (Тарятская, Ацатуинская, Тэлмэнурская, Шурхэамская и др.) обнаружен вулканизм двух типов – нормального известково-щелочного и субщелочного – щелочного состава. Последний часто ассоциирует с щелочными гранитоидами и дайками разного, в том числе комендитового, состава. Девонские и нижнекаменноугольные известково-щелочные вулканогенные образования описаны в составе тарятской,

наринской, хунэйской и эрдэньцогтинской свит. Они фиксируют ранние стадии заложения Хангайского океанического прогиба и островных дуг по его периферии. Отмечается бимодальный состав вулканических серий (например, в тарятской свите), в которых базальты и их туфы составляют 35 %, а кислые вулканы и их пирокластика – 18 %, остальная часть разреза сложена осадочно-туфогенными породами. Отложения впадин прорваны в основном известково-щелочными гранитоидами. Недавно несколько массивов островодужных гранитоидов с U-Pb и ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастом 437–375 млн лет были выделены и охарактеризованы в северной части Северо-Хангайской дуги, зона субдукции которой была направлена под активную окраину Сибирского континента [*Yarmolyuk et al., 2018*]. В задуговой области островной дуги отмечены плюмовые проявления, которые связаны с образованием бимодальных вулканических трахибазальт-трахириолитового состава и комагматичных им щелочных интрузий (нумрэгский комплекс), обнаруженных в вышеназванных девонских рифтогенных впадинах [*Gordienko, 1987*].

В среднем палеозое в пределах Северо-Хэнтэйского террейна были выявлены структурно-вещественные комплексы, в формировании которых активное участие принимал спрединговый, субдукционный и плюмовый магматизм. В преддуговой и задуговой части Северо-Хэнтэйской (Хэнтэй-Даурской) островной дуги сформировался обширный силуро-девонский ареал плюмового магматизма, представленный целой провинцией разнообразных, в том числе расслоенных, массивов, ультрабазит-базитовых и гранитоидных ассоциаций Центрального Забайкалья. Преобладающие габброидные ассоциации (ингодинский, кручининский и другие комплексы) образуют шесть крупных ареалов, в которых сосредоточено около 80 массивов, с площадью отдельных плутонов до 100 км² (например, Ингодинский базит-ультрабазитовый массив, являющийся петротипическим для одноименного интрузивного комплекса, располагается в пределах Яблоново-Малханского региона Центрального Забайкалья. Его северная часть сложена практически однородными, слаборасслоенными троктолитами. Южная часть имеет форму воронки концентрически зонального строения с залеганием «слоев» под углом 50–60°, реже 30°. Ядро воронки сложено меланократовыми габбро и норитами. Массив обладает четко выраженной расслоенностью, определяющейся наличием крупных протяженных (до 1.5 км) зон троктолитов, габбро и норитов, в которых наблюдается более тонкая расслоенность с мощностью слоев от 10 см до первых метров. Содержание РЗЭ в породах массива не более 10-кратных хондритовых норм. Для дунитов харак-

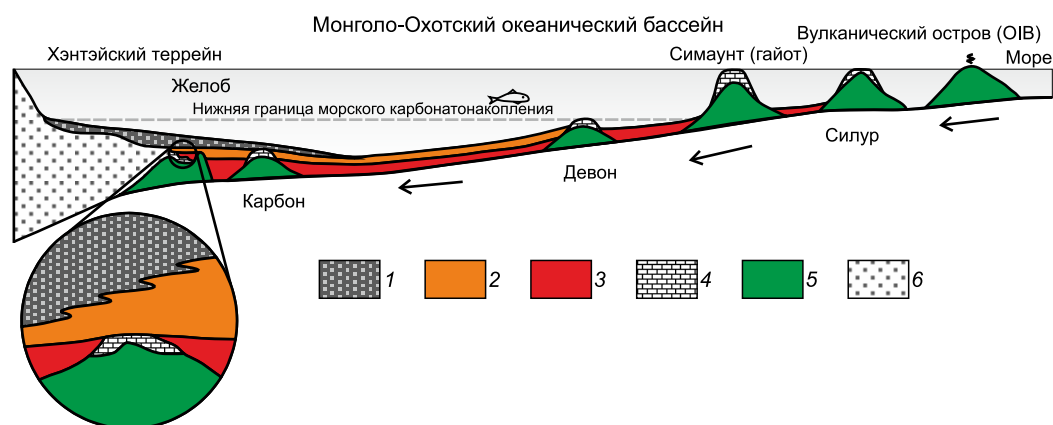


Рис. 23. Реконструкция Цаган-Шохойского симаунта (гайота) в Хэнтэйском островодужном террейне и его движения в зону субдукции островной дуги от силура до карбона (по [Ruppen et al., 2014]).

1–4 – пелагические и гемипелагические отложения: 1 – терригенные, 2 – кремнистые, 3 – радиоляриевые, 4 – мелководные карбонатные; 5 – симаунт (гайот); 6 – аккреционная призма островной дуги.

Fig. 23. Reconstruction of the Tsagan-Shokhoy seamount (guyot) in the Khentey island-arc terrain and its movement towards the island arc subduction zone from the Silurian to Carboniferous (after [Ruppen et al., 2014]).

1–4 – Pelagic and hemipelagic deposits: 1 – terrigenous, 2 – siliceous, 3 – radiolarian, 4 – shallow carbonate; 5 – seamount (guyot); 6 – island arc accretionary prism.

терны слабодифференцированные графики распределения лантаноидов при величине отношения $La/Yb_N=1.24-1.95$. Спектры редкоземельных элементов в габброидах характеризуются преобладанием легких и средних лантаноидов над тяжелыми при величине отношения $La/Yb_N=4.70-23.38$. Во всех разновидностях отмечается положительная европиевая аномалия $Eu/Eu^*=1.75-5.11$. Возраст троктолита определен U-Pb методом (SHRIMP) по цирконам и составляет 440 ± 20 млн лет. Породы Ингодинского массива характеризуются следующими изотопными параметрами: $T_{Nd}(DM)=509$, $\epsilon_{Nd}(T)=+3.41$, $^{143}Nd/^{144}Nd=0.5128$, указывающими на его связь с короткоживущими ювенильными источниками.

В строении других габброидных массивов (например, Малангинского, Котыйского) ингодинского комплекса, расположенных на правом берегу рек Ингода и Чикой Центрального Забайкалья, участвует меланократовое амфиболизированное габбро, сменяющееся к краевым частям пироксен-амфиболовыми габбро-диоритами и диоритами. По результатам U-Pb датирования пород установлено, что U-Pb возраст габбро Малангинского массива соответствует 430 ± 3 млн лет. По Котыйскому массиву получен U-Pb возраст по цирконам (SRIMP II) 403 ± 5.7 млн лет для габбро-диоритов и 395 ± 4.5 млн лет для гранитов [Gordienko et al., 2012].

Среднепалеозойский океанический магматизм и осадконакопление были сосредоточены в основном в Улан-Баторском и Агинском океанических прогибах [Gordienko et al., 2018b]. Так, в пределах Улан-

Баторского прогиба глубоководная седиментация с образованием радиоляриевых кремнистых пород раннего – среднего девона происходила одновременно с излияниями океанических базальтов N- и E-MORB типа, а также формированием в зонах трансформных разломов океанических островов (симаунтов и гайотов) с ОИВ базальтами, которые в дальнейшем перемещались на океанических плитах в зону субдукции Северо-Хэнтэйской островодужной системы, где в настоящее время фиксируются в аккреционных призмах среднего – верхнего девона и раннего карбона (рис. 23). На рисунке 23 показана реконструкция Цаган-Шохойского симаунта (гайота), эволюция которого прослежена от силура до раннего карбона при его движении от трансформной зоны зарождения до зоны субдукции [Kurihara et al., 2006; Ruppen et al., 2014].

Фрагменты подобного симаунта обнаружены в Уртуйской аккреционной призме Шерловогорской энсиматической дуги Северо-Агинской субдукционной зоны Восточного Забайкалья [Ruzhentsev, Nekrasov, 2009]. Ареалы плюмового магматизма фиксируются также в Ольдойской (урушинско-пиканские ультрабазит-базитовые комплексы), Норовлин-Ононской (шалдзинский трахириолит-командитовый комплекс) и Южно-Хангайской (бимодальные трахибазальт-трахириолитовые комплексы Аргалинту) островодужных системах среднего палеозоя, окружающих с северо-востока (в палеокоординатах) Монголо-Охотский океанический бассейн. Однако изучены они недостаточно (см. рис. 22).

Появление в пределах Монголо-Охотского океанического бассейна океанических островов, сложенных субщелочными базальтами OIB и «шапки» известняков с девонскими конодонтами, образование радиолариевых кремней, гиалокластитов, излияние субщелочных базальтов, отсутствие среди кремнистых отложений терригенного материала указывают на широкое раскрытие и длительное существование девонского океанического бассейна и его связь с плюмовым магматизмом. Субдукционно-аккреционные процессы на окраине этого гигантского океанического бассейна сыграли важную роль в геологической эволюции Монголо-Охотского складчатого пояса [Ruppen et al., 2014; Gordienko et al., 2018b].

5.4. ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ В РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУРАХ МОНГОЛО-ЗАБАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

История геодинамического развития Забайкалья, Монголии и сопредельных районов Приамурья в позднем палеозое (поздний карбон – пермь) была связана с дальнейшим взаимодействием Сибирского континента и Монголо-Охотского океанического бассейна, на заключительной стадии которого еще продолжалось формирование карбон-пермско-триасовых и раннеюрских морских прогибов. Развитие структуры региона сопровождалось субдукционными, но особенно активно рифтогенными (внутриплитными) процессами и батолитообразованием на юго-восточной окраине Сибирского континента. Активная окраина между Сибирским континентом и Монголо-Охотским океаническим бассейном имела трансформный характер и контролировалась подлитосферными мантийными плюмами, которые продолжали формироваться вплоть до закрытия океанического бассейна в позднем мезозое [Gordienko, 1987, 1992; Parfenov et al., 1996, 1999; Yarmolyuk et al., 1999, 2013a, 2016; Mazukabzov et al., 2010; Gordienko et al., 2018b].

Позднепалеозойский магматизм на активной окраине континента наиболее ярко проявился в Забайкалье, Северной, Центральной и Южной Монголии. Магматические формации этого времени образуют здесь три крупных вулканоплутонических пояса рифтогенного типа (Селенгино-Витимский, Центрально-Монгольский и Южно-Монгольский), различающихся по составу и набору слагающих их формаций, структурному положению и истории развития (рис. 24).

Селенгино-Витимский и Центрально-Монгольский пояса были соизмеримы по протяженности с Хангай-Хэнтэй-Даурской складчатой системой, где в течение верхнего палеозоя происходил процесс сводообразования, который сопровождался интен-

сивным внутриплитным магматизмом и площадной гранитизацией древней коры под действием мантийных плюмов с образованием гранитоидных батолитов – Ангаро-Витимского (305–285 млн лет) и Хангайского (270–240 млн лет). Во временных и латеральных рядах верхнепалеозойских магматических формаций указанных поясов наблюдались следующие изменения. В Южной Монголии вулканы формировались в интервале верхний карбон – нижняя пермь, в Центральной Монголии – в течение средней и верхней перми, а в Селенгино-Витимском поясе – на протяжении позднекаменноугольного и пермского периодов [Gordienko, 1987; Yarmolyuk et al., 2016; Tsygankov et al., 2017].

Наряду с временной зональностью верхнепалеозойского магматизма наблюдались изменения вещественного состава ассоциаций магматических пород в пространстве и во времени. Эти изменения в конкретных случаях имеют сложный характер, и поэтому каждому вулканоплутоническому поясу присуща своя специфика. В Центрально-Монгольском поясе щелочность вулканических образований возрастает к его западным флангам (от Керуленского к Гоби-Алтайскому сектору). В этом же направлении падает и основность пород, особенно в плутонических формациях. Пестрая картина в распределении продуктов верхнепалеозойского магматизма проявлена в Селенгино-Витимском поясе. Здесь начальные импульсы трахиандезит-риолитового вулканизма были приурочены к северному и южному бортам пояса, а также к его западному флангу. Этот импульс во времени захватывал средний – верхний карбон – нижнюю пермь. Последующий нижнепермский трахириолитовый вулканизм совместно с щелочными гранитоидами развит главным образом в наиболее прогнутой части Орхон-Селенгинского прогиба и редко выходит за его пределы. В верхней перми произошли площадные базальт-трахибазальтовые излияния, которые в Орхон-Селенгинском прогибе сопровождалось формированием силлов и лакколитоподобных тел долеритов и габбро-сиенитов, а на флангах пояса, в Северо-Хангайском, Желтуринском прогибах и Западно-Забайкальской вулканической области, – трахириолит-трахибазальтовых контрастных серий с комендитами и щелочными гранитами. Последние наиболее широко распространены на северо-восточном фланге пояса.

В пределах Южно-Монгольского пояса существовали сложные геодинамические обстановки. На юго-востоке Монголии, в Солонкерской зоне, в это время сформировалась типичная офиолитовая ассоциация позднего карбона – ранней перми. Вероятно, офиолиты фиксировали здесь протяженную зону субдукции северной окраины Палеотетиса [Gordienko, Kuzmin, 1999]. Другая сколовая зона

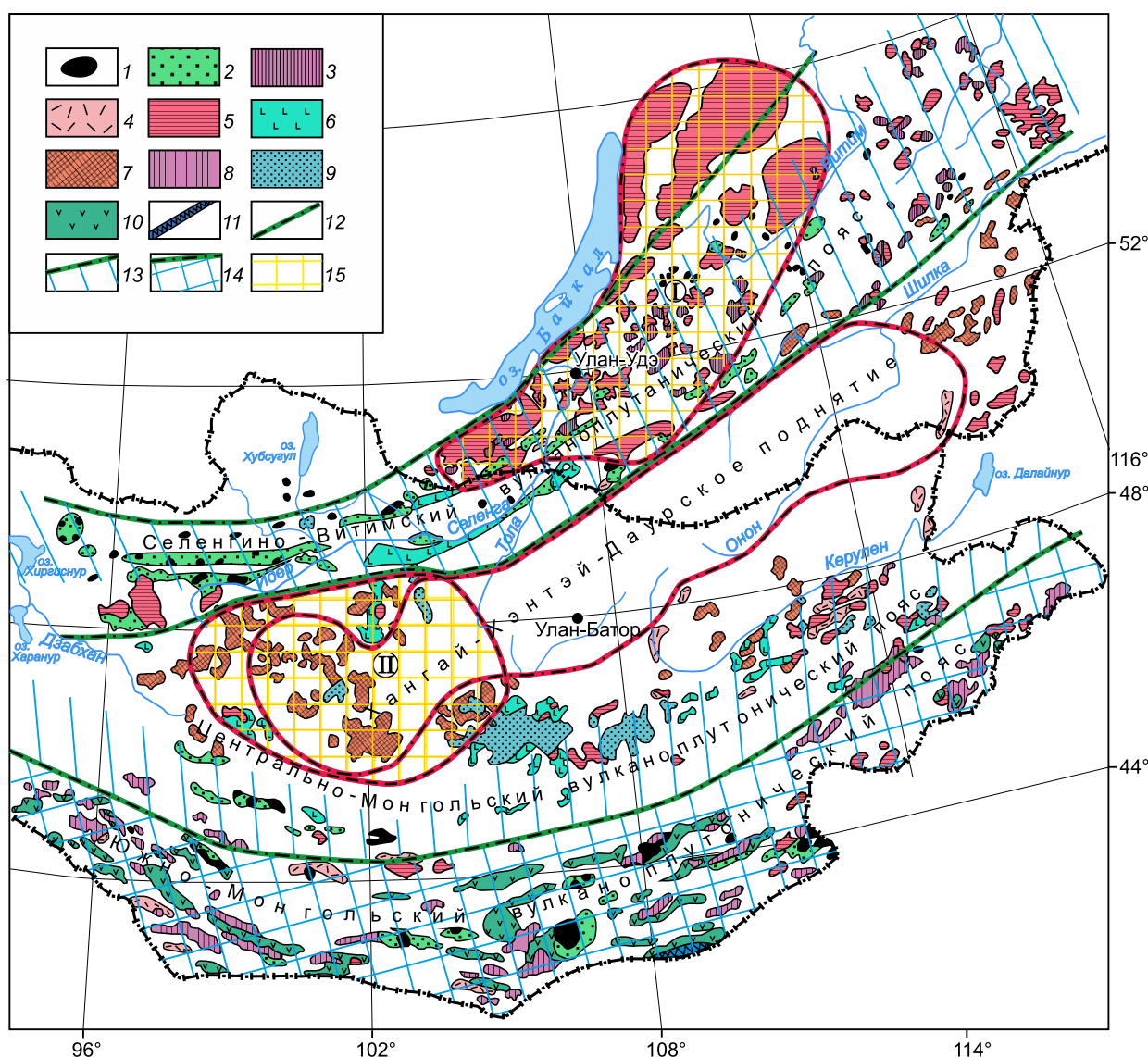


Рис. 24. Схема современного распространения магматических формаций верхнего палеозоя (поздний карбон – пермь) (по [Gordienko, 1992; Gordienko, Kuzmin, 1999], с изменением и дополнением).

Магматические формации (ассоциации) внутриплитного (1-10) островодужного (10, 11) типа: 1 – щелочные граниты и сиениты; 2 – бимодальные вулканы (трахириолит-трахибазальтовая с комендитами); 3 – нерасчлененные субщелочные граниты и сиениты; 4 – известково-щелочные риолиты с дацитами и андезитами; 5 – субщелочная гранитовая, гранит-граносиенитовая и сиенит-лейкогранитовая; 6 – субщелочные базальтоиды (базальт-трахибазальтовая с андезитами); 7 – диорит-гранодиорит-гранитовая; 8 – диорит-тоналит-плагиогранитовая; 9 – субщелочные риолиты, дациты, андезиты; 10 – известково-щелочные дифференцированные вулканы (риолит-андезитбазальтовая); 11 – офиолитовая ассоциация – фрагмент Солонкерского океана; 12 – граница областей с различной геодинамической обстановкой. Геодинамические обстановки: 13 – рифтогенные, 14 – конвергентно-рифтогенные; 15 – гранитоидные батолиты: I – Ангаро-Витимский, II – Хангайский.

Fig. 24. Modern distribution of magmatic formations of the Upper Paleozoic (Late Carboniferous – Permian). Modified after [Gordienko, 1992; Gordienko, Kuzmin, 1999].

Magmatic formations (associations) of intraplate (1-10) island-arc (10, 11) types: 1 – alkaline granites and syenites; 2 – bimodal volcanics (trachyrhyolite-trachybasalt with comendites); 3 – undivided subalkaline granites and syenites; 4 – calc-alkaline rhyolites with dacites and andesites; 5 – subalkaline granite, granite-granosyenite and syenite-leucogranite; 6 – subalkaline basaltoids (basalt-trachybasalt with andesites); 7 – diorite-granodiorite-granite; 8 – diorite-tonalite-plagiogranite; 9 – subalkaline rhyolite, dacite, andesite; 10 – calc-alkaline differentiated volcanics (rhyolite-andesite basalt); 11 – ophiolitic association – fragment of Solonker ocean; 12 – boundaries of the areas with different geodynamic conditions. Geodynamic settings: 13 – riftogeneus, 14 – convergent-riftogeneus; 15 – granitoid batholiths: I – Angara-Vitim, II – Khangai.

существовала вдоль Главного Монгольского линейного и обусловила петрохимическую зональность верхнепалеозойского магматизма Централь-

но-Монгольского вулканоплутонического пояса. Между двумя этими зонами в каменноугольное и пермское время формировалась сложнопостроен-

ная вулканическая область с двумя вулканическими зонами: Гоби-Тяньшаньской и зоной Главного Монгольского линейного [Yarmolyuk, 1983]. Наиболее интенсивные извержения происходили в грабен-синклинальных структурах Гоби-Тяньшаньской зоны. Вместе с зоной Главного Монгольского линейного они образуют контрастный вулканоплутонический комплекс (базальт-трахириолит-комендит-щелочно-гранитный). Общий объем вулканических накоплений в Гоби-Тяньшаньской зоне достигал 23000 км³, в том числе пород основного состава – 13800 км³, дацитов, трахитов и комендитов – 8300 км³ [Yarmolyuk, 1983]. Все это говорит о грандиозной вулканической и плутонической деятельности в перми на территории Южной Монголии. Бимодальный характер вулканизма позволил В.В. Ярмолуку [Yarmolyuk, 1983] связать его с протяженной субширотной рифтогенной структурой, заложившейся на активной континентальной окраине. Однако появление на востоке Южной Монголии (в районе Барун-Урта и Нукут-Дабана), в тылу рифтовой зоны, отложений окраинных морей осложняет такую интерпретацию этого магматизма и позволяет предположить присутствие здесь, на месте Южно-Монгольской системы, не только рифтогенных вулканических структур, но и структур окраинных морей и островных дуг.

Для верхнепалеозойских вулканоплутонических поясов надежно установлена генетическая связь (комагматичность) вулканических и плутонических процессов. Она выражена в тесном структурно-геологическом, минералого-петрографическом, петрохимическом родстве вулканических, субвулканических и плутонических фаций единых вулканоплутонических ассоциаций, связанных с формированием мантийных источников плюмового магматизма [Gordienko, 1987; Yarmolyuk и др., 1999, 2016].

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время мы являемся свидетелями бурного развития двух тектонических концепций эволюции Земли: плито-тектонической и плюм-тектонической. Причинами их возникновения являются разные процессы в астеносфере и мантии Земли, однако, как считают многие исследователи, они в своем развитии взаимосвязаны и взаимообусловлены. Установлено, что плито-тектонические деформации литосферы связаны с постоянной конвекцией в астеносфере, формированием слэбов и движением литосферных плит, в то время как плюмы периодически вызываются термохимическими процессами на границе ядро – мантия, в так

называемом слое D". Современные геодинамические модели опираются на вариант многослойной конвекции в подлитосферной мантии, в результате чего осуществляется перенос тепла от этой границы. Внутриастиносферная и связанная с ней верхнемантийная конвекция, как движущий механизм тектоники плит, доказана геофизическими и экспериментальными данными. Однако связи ее с процессами роста в жидком внешнем ядре Земли являются во многом предположительными, поэтому в дальнейшем необходима разработка общеземной конвекции, охватывающей всю структуру Земли.

Зоны субдукции являются важнейшими структурными элементами окраин как современных, так и древних океанов. Зоны субдукции и субдукционный магматизм характерны для деструктивных (конвергентных) обстановок Земли. К этим обстановкам относятся островные дуги, активные континентальные окраины и зоны коллизий (континентальная субдукция). При изучении механизма движения литосферных плит была установлена конвекция в верхней мантии и астеносфере, как главная движущая сила тектоники плит. Важнейшим ее следствием, с одной стороны, является спрединг – рождение океанической коры, с другой – субдукция океанических плит, ее частичное переплавление и образование новой континентальной коры. Зоны субдукции отвечают погружающейся (субдуцируемой) в мантию пластине океанической литосферы (слэба). При этом слэбы не являются монолитными пластинами, а представляют собой мощные зоны деформации и расслоения. На определенной глубине вещество слэбов обезвоживается и плавится с движением расплава и летучих компонентов в надсубдукционный мантийный клин, что также вызывает его частичное плавление, внедрение магмы в верхние горизонты коры и островодужный вулканизм.

В работе на основе анализа известных моделей конвекции в астеносфере и мантии Земли, субдукционного и плюмового магматизма кайнозойских активных окраин западно-тихоокеанского и калифорнийского типа и собственных материалов многолетних исследований ЦАСП рассмотрена взаимосвязь плейт- и плюм-тектонических процессов при формировании неопротерозойских и венд-палеозойских островодужных систем и активных континентальных окраин в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана. Установлено, что субдукционный магматизм активных окраин Палеоазиатского океана невозможно отделять от плюмового. Эти процессы сопряжены и играли главную роль в истории формирования ЦАСП. В работе в результате анализа выполненных палеогеодинамических реконструкций неопротерозоя, венда – раннего и среднего палеозоя охарактере-

ризовано 25 островодужных систем ПАО, с которыми связано формирование более 30 ареалов плюмового магматизма. Кроме того, в пределах активной окраины Сибирского континента описаны многочисленные поля разномасштабного проявления внутриплитного магматизма в рифтогенных структурах, не связанных с зонами субдукции, особенно на заключительном позднепалеозойском этапе. Такое наглядное сочетание разнообразных островных дуг и ареалов плюмового магматизма указывает на то, что вся эта огромная неопротерозой-палеозойская область Центральной Азии была связана с деятельностью мантийных плюмов.

В результате анализа вышеприведенных современных моделей связи субдукционного и плюмового магматизма было установлено, что в структурах ЦАСП плюмовый магматизм мог проявляться по-разному: 1) в виде крупных (первичных) суперплюмов, возникших на границе ядра (слой D") и нижней мантии в результате плавления материалов, отмерших на границе верхней и нижней мантии ранее существовавших слэбов. Такие суперплюмы образуют крупные области или провинции (LIP) мантийного магматизма как на континентальных (авлакогены, рифты, провинции траппов и щелочных пород), так и на океанических (океанические острова и плато) литосферных плитах. Кроме того, суперплюмы, идущие от слоя D", определяют также образование спрединговых зон в океанах и горячих точек плюмов (гавайского, исландского или африканского типа) на океанических и континентальных литосферных плитах. Считается, что при распаде суперплюмов происходит их расчленение на отдельные более мелкие импульсы плюмов, которые в виде струй мантийного вещества проникают в верхние слои литосферы вне зависимости от ее состава и геологического строения; 2) формированием отдельных полей и ареалов субдукционного и внутриплитного магматизма, связанного с отмиранием (стагнацией) слэбов преимущественно в переходной зоне нижней и верхней мантии с образованием слэб-виндоу, куда проникает горячая астеносферная мантия и материал расплавленных слэбов океанической коры, который не успел проникнуть до границы ядра и нижней мантии. С участием этих продуктов происходит плавление и внедрение в основном в задуговую область различного внутриплитного магматизма с субдукционными и плюмовыми метками; 3) в результате образования на границе ядра и нижней мантии мантийных суперплюмов, благодаря высокому содержанию летучих компонентов в его кровле, которые быстро проплавляют мантию подобно газовой горелке, где скорость проплавления под влиянием флюида на порядок больше максимальной скорости конвекции в мантии (110 вместо 10–12 см/год)

[Dobretsov, 2008, 2010]. Предложенная модель термохимического плюма объясняет подъем струи плюма диаметром около 100 км до подошвы литосферы за время 1.5–5.0 млн лет. При этом формирование грибообразной шляпки плюма и его растекание вдоль подошвы литосферы происходят в течение 7–15 млн лет. Считается, что подошва литосферы сложена сильно истощенными ультраосновными породами типа дунит-гарцбургит, поэтому плюму, даже в условиях высокого содержания летучих, трудно проплавить эту подошву и он будет растекаться вдоль тугоплавкой подошвы, пока не появится ослабленная зона. В эту зону проникает уже вторичный плюм, скорость всплывания которого 1–2 см/год. Этот вторичный плюм (серия «капельных» плюмов или мантийных струй), благодаря своему термальному эффекту, может проплавить подошву континентальной литосферы и внедриться в преддуговую или задуговую область островодужной системы, формируя разнообразные силлы и интрузии внутриплитного магматизма.

Представленный анализ еще раз убеждает нас в том, что субдукционный магматизм неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраин ПАО невозможно отделять от плюмового. Эти процессы сопряжены и играли самую значительную роль в истории формирования ЦАСП. Все переломные этапы в истории развития ПАО, включая кембро-ордовикский, четко соотносятся с активностью крупных мантийных плюмов. При этом пульсы плюмовой активности, традиционно связываемые с распадом палеоконтинентов и открытием океанов, могут быть сопоставлены и с периодами ускорения амальгамации террейнов, т.е. напрямую коррелируются с процессами субдукции. При этом важна смена режимов взаимосвязанных конвергентных и трансформных границ режимом внутриконтинентальной коллизии, которая стала следствием перекрытия континентом горячих точек мантии, существовавших до этого в пределах ПАО [Kuzmin et al., 2010]. В дальнейшем требуются дополнительные исследования процессов взаимодействия плюмов с литосферной мантией и континентальной корой, где формируются субдукционные зоны. В настоящее время во многом еще непонятны пути движения плюмов в преддуговых и задуговых бассейнах, а также образование различного вулканоплутонических ассоциаций в сложных островодужно-плюмовых системах складчатых областей.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает признательность и благодарность рецензентам за конструктивные замечания и

пожелания по доработке статьи, а также М.Ш. Бардиной, В.С. Ланцевой и А.А. Каленых за помощь в техническом оформлении работы. Работа выполнена при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН по программе IX.124.1. «Глубинная геодинамика и эволюция литосферы: закономерности проявления мантийных плюмов и плитотектони-

ческих процессов, динамика осадочных бассейнов» (координатор акад. РАН Н.Л. Добрецов), бюджетной темы лаборатории геодинамики ГИН СО РАН IX.124.1.3. (гос. номер АААА-А17-117011650013-4) и РФФИ (проекты № 15-05-01633а, 16-55-44008 Монг_а, 19-05-00312а) (руководитель работ чл.-к. РАН И.В. Гордиенко).

8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Al'mukhamedov A.I., Gordienko I.V., Kuzmin M.I., Tomurtogoo O., Tomurkhuu D.*, 1996. The Dzhida Zone: A fragment of the Paleasian Ocean. *Geotectonics* 30 (4), 279–294.
- Ariskin A.A., Kostitsyn Yu.A., Konnikov E.G., Danyushevsky L.V., Meffre S., Nikolaev G.S., McNeill A., Kislov E.V., Orsoev D.A.*, 2013. Geochronology of the Dovyren intrusive complex, northwestern Baikal area, Russia, in the Neoproterozoic. *Geochemistry International* 51 (11), 859–875. <https://doi.org/10.1134/S0016702913110025>.
- Avdeiko G.P., Palueva A.A., Khleborodova O.A.*, 2006. Geodynamic conditions of volcanism and magma formation in the Kuril-Kamchatka island arc system. *Petrology* 14 (3), 230–246. <https://doi.org/10.1134/S0869591106030027>.
- Avdeiko G.P., Popruzhenko S.V., Palueva A.A.*, 2001. Modern structure of the Kurile-Kamchatka region and magma-forming conditions. In: *Geodynamics and volcanism of the Kurile-Kamchatka Island-Arc system*. Institute of Volcanic Geology and Geochemistry FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, p. 9–33 (in Russian) [Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН. 2001. С. 9–33].
- Berzin N.A.*, 2003. Geodynamic and kinematic evolution of the southwestern margin of the Siberian continent in the Middle-Late Paleozoic. In: *Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent)*. IG SB RAS, Irkutsk, p. 24–27 (in Russian) [Берзин Н.А. Геодинамическая и кинематическая эволюция юго-западной окраины Сибирского континента в среднем – позднем палеозое // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИГ СО РАН, 2003. С. 24–27].
- Bogatikov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V.*, 2010. *Magmatism, Tectonics, Geodynamics of Earth. Time and Space Relationship*. Nauka, Moscow, 606 p. (in Russian) [Богатииков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и пространстве / Ред. В.В. Ярмолюк. М.: Наука, 2010. 606 с.].
- Bogatikov O.A., Tsvetkov A.A.*, 1988. *Magmatic Evolution of Island Arcs*. Nauka, Moscow, 248 p. (in Russian) [Богатииков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.].
- Bulgatov A.N.*, 2015. *Geodynamics of the Baikal Mountainous Region in the Late Riphean and Vendian – Early Paleozoic*. GEO, Novosibirsk, 191 p. (in Russian) [Булгатов А.Н. Геодинамика Байкальской горной области в позднем рифее и венде – раннем палеозое. Новосибирск: GEO, 2015. 191 с.].
- Bulgatov A.N., Gordienko I.V., Zaitsev P.F., Turunkhaev V.I.*, 2004. *Geodynamic Map of the Baikal Region and Adjacent Territories*. Scale 1:2000000. GIN SB RAS, Ulan-Ude, CD ROM (in Russian) [Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий. Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2004. CD ROM].
- Condie K.C.*, 2011. *Earth as an Evolving Planetary System*. Academic Press, Elsevier, Amsterdam, 574 p.
- Didenko A.N., Kuzmin M.I.*, 2018. Deep-focus earthquakes: spatial patterns, possible causes and geodynamic consequences. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (3), 947–965 (in Russian) [Диденко А.Н., Кузьмин М.И. Глубокофокусные землетрясения: пространственное распределение, возможные причины и геодинамические следствия // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 947–965]. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0378>.
- Dietz R.S.*, 1961. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature* 190 (4779), 854–857. <https://doi.org/10.1038/190854a0>.
- Dobretsov N.L.*, 1980. *Introduction to Global Petrology*. Nauka, Novosibirsk, 200 p. (in Russian) [Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.].
- Dobretsov N.L.*, 1981. *Global Petrological Processes*. Nedra, Moscow, 236 p. (in Russian) [Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.].
- Dobretsov N.L.*, 2003. Evolution of structures of the Urals, Kazakhstan, Tien Shan, and Altai-Sayan region within the Ural-Mongolian fold belt (Paleasian ocean). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 44 (1–2), 5–27 (3–26).
- Dobretsov N.L.*, 2008. Geological implications of the thermochemical plume model. *Russian Geology and Geophysics* 49 (7), 441–454. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.06.002>.

- Dobretsov N.L., 2010. Distinctive petrological, geochemical, and geodynamic features of subduction-related magmatism. *Petrology* 18 (1), 84–106. <https://doi.org/10.1134/S0869591110010042>.
- Dobretsov N.L., 2011. Early Paleozoic tectonics and geodynamics of Central Asia: role of mantle plumes. *Russian Geology and Geophysics* 52 (12), 1539–1552. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.11.003>.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., 2007. Late Cambrian – Ordovician tectonics and geodynamics of Central Asia. *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 71–82. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.006>.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Safonova I.Yu., Kokh D.A., 2004. Fragments of oceanic islands in the Kurai and Katun' accretionary wedges of Gornyy Altai. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 45 (12), 1325–1348.
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2001. Deep Geodynamics. GEO, Novosibirsk, 2001. 409 p. (in Russian) [Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: GEO, 2001. 409 с.].
- Dobretsov N.L., Koulakov I.Yu., Litasov Yu.D., 2012. Migration paths of magma and fluids and lava compositions in Kamchatka. *Russian Geology and Geophysics* 53 (12), 1253–1275. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.10.001>.
- Doronina N.A., Nekrasov G.E., Presnyakov S.L., 2013. U-Pb age of the Yambui block boninites of the Baikal-Vitim folded system (first data). In: Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). Issue 11. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 95–97 (in Russian) [Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Пресняков С.Л. U-Pb возраст бонинитов Ямбуйского блока Байкало-Витимской складчатой системы (первые данные) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 95–97].
- Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., 2011. Alkaline rocks of the Vitim province (Western Transbaikalia): stages, conditions of formation, sources. In: Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). Issue 9. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 81–83 (in Russian) [Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Избродин И.А. Щелочные породы Витимской провинции (Западное Забайкалье): этапы, условия формирования, источники вещества // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 81–83].
- Elbaev A.L., Gordienko I.V., Bayanova T.B., Gorokhovskiy D.V., Orsoev D.A., Badmatsyrenova R.A., Zarubina O.V., 2018. U-Pb age and geochemical characteristics of ultramafic-mafic rocks of the Dzhida zone ophiolite association (Southwestern Transbaikalia). *Doklady Earth Sciences* 478 (2), 208–210. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18020022>.
- Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Izokh A.E., Kotov A.B., Lavrenchuk A.V., Mazukabzov A.M., 2010. Strike-slip tectonics and subalkaline mafic magmatism in the Early Paleozoic collisional system of the western Baikal region. *Russian Geology and Geophysics* 51 (5), 534–547. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.04.009>.
- Filimonov A.V., 2003. Geological Formations and Formation Series of Paleozoic Southwestern Transbaikalia (Conditions of Formation and Geodynamic Interpretation). Author's brief thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). Irkutsk, 21 p. (in Russian) [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.].
- Flerov G.B., Koloskov A.V., Puzankov M.Yu., Perepelov A.B., Shcherbakov Yu.D., Dril' S.I., Paleskii S.V., 2016. Space-time relationships between volcanic associations of different alkalinities: the Belogolovskiy massif, Sredinnyi range, Kamchatka. Part II. Geochemistry of volcanic rocks and magma sources. *Journal of Volcanology and Seismology* 10 (4), 219–241. <https://doi.org/10.1134/S0742046316040023>.
- Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue H., 1994. Geological implication of the whole mantle P-wave tomography. *Journal of the Geological Society of Japan* 100 (1), 4–23. <https://doi.org/10.5575/geosoc.100.4>.
- Fukao Y., Obayashi M., Nakakuki T., and the Deep Slab Project Group, 2009. Stagnant slab: a review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 37, 19–46. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124224>.
- Gertner I.F., Vrublevskiy V.V., Glazunov O.M., Tishin P.A., Krasnova T.S., Voitenko D.N., 2009. Age and source material of the Kingash ultramafic-mafic massif, East Sayan. *Doklady Earth Sciences* 429 (2), 1526–1532. <https://doi.org/10.1134/S1028334X09090244>.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Fedorovskiy V.S., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Lepekhina E.N., 2014. Fragment of the Early Paleozoic (~500 Ma) island arc in the structure of the Olkhon terrane, Central Asian fold belt. *Doklady Earth Sciences* 457 (2), 905–909. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14080042>.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Larionov A.N., Sergeev S.A., 2010a. The Olkhon metamorphic terrane in the Baikal region: An Early Paleozoic collage of Neoproterozoic active margin fragments. *Russian Geology and Geophysics* 51 (5), 571–588. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.04.001>.
- Gladkochub D.P., Pisarevskiy S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A., 2010b. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction. *Precambrian Research* 183 (3), 660–668. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.02.023>.
- Gladkochub D.P., Sklyarov E.V., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Men'shagin Yu.V., Panteeva S.V., 2001. Petrology of gabbro-dolerites from Neoproterozoic dike swarms in the Sharyzhalgai block with reference to the problem of breakup of the Rodinia supercontinent. *Petrology* 9 (6), 560–575.

- Gladkochub D.P., Sklyarov E.V., Mazukabzov A.M., Men'shagin Yu.V., Ponomarchuk V.A., 2000. Neoproterozoic dike swarms in the Sharyzhalgai Salient: indicators of the Paleasian Ocean opening. *Doklady Earth Sciences* 375A (9), 1354–1358.
- Glazunov O.M., Boghibov V.I., Ekhanin A.G., 2003. Kingashsky PGM-Copper-Nickel Deposit. ISTU, Irkutsk, 192 p. (in Russian) [Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г. Кингашское платиноидно-медно-никелевое месторождение. Иркутск: ИрГТУ, 2003. 192 с.].
- Golonka J., Krobicki M., Pajak J., Van Giang N., Zuchiewicz W., 2006. Global Plate Tectonics and Paleogeography of Southeast Asia. AGH University of Science and Technology, Arkadia, Krakov, 128 p.
- Gordienko I.V., 1969. Devonian Volcano-Plutonic Formation in the Southeastern Part of the East Sayan. Buryat Publishing House, Ulan-Ude, 116 p. (in Russian) [Гордиенко И.В. Девонская вулcano-плутоническая формация юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство, 1969. 116 с.].
- Gordienko I.V., 1987. Paleozoic Magmatism and Geodynamics of the Central Asian Folded Belt. Nauka, Moscow, 240 p. (in Russian) [Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 240 с.].
- Gordienko I.V., 1992. Evolution of Paleozoic magmatism and endogenous mineralization of the folded framing of the southern Siberian platform and geodynamic settings of its formation. *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* 15 (4), 3–15 (in Russian) [Гордиенко И.В. Эволюция палеозойского магматизма и эндогенного оруденения складчатого обрамления юга Сибирской платформы и геодинамические обстановки его формирования // Тихоокеанская геология. 1992. Т. 15. № 4. С. 3–15].
- Gordienko I.V., 2004. Volcanism in various geodynamic settings of the Central Asian Orogenic Belt. *Litosfera (Lithosphere)* (3), 4–16 (in Russian) [Гордиенко И.В. Вулканизм различных геодинамических обстановок Центрально-Азиатского складчатого пояса // Литосфера. 2004. № 3. С. 4–16].
- Gordienko I.V., 2006. Geodynamic evolution of late Baikales and Paleozooids in the folded periphery of the Siberian craton. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 47 (1), 51–67.
- Gordienko I.V., 2008. The Earth Evolution History. Textbook. GEO, Novosibirsk, 293 p. (in Russian) [Гордиенко И.В. История развития Земли: Учеб. пособие. Новосибирск: GEO, 2008. 293 с.].
- Gordienko I.V., Bulgatov A.N., Lastochkin N.I., Sitnikova V.S., 2009. Composition and U-Pb isotopic age determinations (SHRIMP II) of the ophiolitic assemblage from the Shaman paleosubduction zone and the conditions of its formation (North Transbaikalia). *Doklady Earth Sciences* 429 (2), 1420–1425. <https://doi.org/10.1134/S1028334X09090025>.
- Gordienko I.V., Bulgatov A.N., Nefed'ev M.A., Orsoev D.A., 2014. Geological and geophysical, forecast-metallogenic researches and exploration prospects of North Baikal ore district mineral resources. *Proceedings of the Siberian Department of the Section of Earth Sciences of the Russian Academy of Natural Sciences. Geology, Exploration and Development of Mineral Deposits* (2), 5–18 (in Russian) [Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Нефедьев М.А., Орсов Д.А. Геолого-геофизические, прогнозно-металлогенические исследования и перспективы освоения минеральных ресурсов Северо-Байкальского рудного района // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2014. № 2. С. 5–18].
- Gordienko I.V., Bulgatov A.N., Ruzhentsev S.V., Minina O.R., Klimuk V.S., Vetluzhskikh L.I., Nekrasov G.E., Lastochkin N.I., Sitnikova V.S., Metelkin D.V., Gonerger T.A., Lepekhina E.N., 2010. The Late Riphean-Paleozoic history of the Uda-Vitim island arc system in the Transbaikalian sector of the Paleasian Ocean. *Russian Geology and Geophysics* 51 (5), 461–481. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.04.005>.
- Gordienko I.V., Filimonov A.V., Minina O.R., 2004. Early and Late Paleozoic collision settings and their role in the formation of lithosphere in the Sayan-Baikal folded area. In: Evolution of tectonic processes in the Earth's history. XXXVII Tectonic Meeting Proceedings, Vol. 1. GEO, Novosibirsk, p. 107–110 (in Russian) [Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. Ранне- и позднепалеозойские коллизийные обстановки и их роль в формировании литосферы Саяно-Байкальской складчатой области // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы XXXVII тектонического совещания. Новосибирск: GEO, 2004. Т. 1. С. 107–110].
- Gordienko I.V., Filimonov A.V., Minina O.R., Gornova M.A., Medvedev A.Ya., Klimuk V.S., Elbaev A.L., Tomurtogoo O., 2007. Dzhida island-arc system in the Paleasian Ocean: structure and main stages of Vendian-Paleozoic geodynamic evolution. *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 91–106. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.009>.
- Gordienko I.V., Gorokhovskiy D.V., Smirnova O.K., Lantseva V.S., Badmatsyrenova R.A., Orsoev D.A., 2018a. Dzhida ore district: geology, structural and metallogenic regionalization, genetic types of ore deposits, geodynamic conditions of their formation, forecast, and outlook for development. *Geology of Ore Deposits* 60 (1), 1–32. <https://doi.org/10.1134/S1075701518010038>.
- Gordienko I.V., Klimuk V.S., Tsyuan Hen, 2000. The Upper Amur volcanoplutonic belt in Eastern Asia (structure, composition, and geodynamic setting). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 41 (12), 1655–1669.
- Gordienko I.V., Kuzmin M.I., 1999. Geodynamics and metallogeny of the Mongolo-Transbaikalian region. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 40 (11), 1545–1562.
- Gordienko I.V., Medvedev A.Ya., Badmatsyrenova R.A., 2012. Geochemical and geodynamic features of the Paleozoic basite and ultra-basite-basite complexes of the Western Khentey and Yablonovo-Malkhansky regions (Northern

- Mongolia, Central Transbaikalia). In: Modern problems of geochemistry. Proceedings of All-Russian Scientific Meeting with international participation dedicated to the 95th anniversary of the birth of Academician L.V. Tauson, Vol. 2, IG SB RAS, Irkutsk, p. 44–47 (in Russian) [Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Бадмацыренова Р.А. Геохимические и геодинамические особенности палеозойских базитовых и ультрабазит-базитовых комплексов Западно-Хэнтейского и Яблоново-Малханского регионов (Северная Монголия, Центральное Забайкалье) // Современные проблемы геохимии: Материалы Всероссийского совещания (с международным участием), посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона. Иркутск: ИГ СО РАН, 2012. Т. 2. С. 44–47].
- Gordienko I.V., Metelkin D.V., 2016. The evolution of the subduction zone magmatism on the Neoproterozoic and Early Paleozoic active margins of the Paleasian Ocean. *Russian Geology and Geophysics* 57 (1), 69–81. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.005>.
- Gordienko I.V., Mikhail'tsov N.E., 2001. Position of Vendian – Early Cambrian ophiolitic and island-arc complexes of the Dzhida Zone of Caledonides in Paleasian oceanic structures: interpretation of paleomagnetic data. *Doklady Earth Sciences* 379A (5), 622–626.
- Gordienko I.V., Mikhail'tsov N.E., Filimonov A.V., 2003. Composition and structural position of the Upper Devonian Urmin Sequence in the folded framing of the southern Siberian platform: Evidence from paleomagnetic data. *Doklady Earth Sciences* 389 (2), 149–153.
- Gordienko I.V., Minina O.R., Vetluzhskikh L.I., Medvedev A.Ya., Odgerel D., 2018b. Hentei-Dauria fold system of the Mongolia-Okhotsk belt: magmatism, sedimentogenesis, and geodynamics. *Geodynamics and Tectonophysics* 9 (3), 1063–1097 (in Russian) [Гордиенко И.В., Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Медведев А.Я., Одгэрэл Д. Хэнтей-Даурская складчатая система Монголо-Охотского пояса (магматизм, седиментогенез, геодинамика) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 1063–1097]. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0384>.
- Gordienko I.V., Roshchektaev P.A., Gorokhovskiy D.V., 2016. Oka ore district of the Eastern Sayan: geology, structural-metallogenic zonation, genetic types of ore deposits, their geodynamic formation conditions, and outlook for development. *Geology of Ore Deposits* 58 (5), 361–382. <https://doi.org/10.1134/S1075701516050044>.
- Gurulev S.A., 1983. Conditions of Formation of Basic Layered Intrusions. Nauka, Moscow, 248 p. (in Russian) [Гурулев С.А. Условия формирования основных расслоенных интрузий. М.: Наука, 1983. 248 с.].
- Hofmann A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385 (6613), 219–229. <https://doi.org/10.1038/385219a0>.
- Ivanov B.V., 2008. Andesites of Kamchatka. Nauka, Moscow, 364 p. (in Russian) [Иванов Б.В. Андезиты Камчатки. М.: Наука, 2008. 364 с.].
- Izokh A.E., Polyakov G.V., Gibsher A.S., Balykin P.A., Zhuravlev D.Z., Parkhomenko V.A., 1998. High-alumina layered gabbroids of the Central-Asian fold belt: geochemical composition, Sm-Nd isotopic age, and geodynamic conditions of formation. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 39 (11), 1565–1577.
- Khain V.E., 2001. Tectonics of Continents and Oceans. Nauchny Mir, Moscow, 606 p. (in Russian) [Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.].
- Khain V.E., 2003. Main Problems of Modern Geology. Nauchny Mir, Moscow, 348 p. (in Russian) [Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.].
- Khanchuk A.I., Martynov Yu.A., 2011. Tectonics and magmatism of the sliding boundaries of oceanic and continental lithospheric plates. In: Geological processes in the settings of subduction, collision and slipping of lithospheric plates. Proceedings of All-Russian Scientific Conference with international participation. Dal'nauka, Vladivostok, p. 45–49 (in Russian) [Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 45–49].
- Kheraskova T.N., Bush V.A., Didenko A.N., Samygin S.G., 2010. Breakup of Rodinia and early stages of evolution of the Paleasian ocean. *Geotectonics* 44 (1), 3–24. <https://doi.org/10.1134/S0016852110010024>.
- Kimura J.-I., Sakuyama T., Miyazaki T., Vaglarov B.S., Fukao Y., Stern R.J., 2018. Plume-stagnant slab-lithosphere interactions: Origin of the Late Cenozoic intra-plate basalts on the East Eurasia margin. *Lithos* 300–301, 227–249. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.12.003>
- Kovach V.P., Jian P., Yarmolyuk V.V., Kozakov I.K., Liu D., Terent'eva L.B., Lebedev V.I., Kovalenko V.I., 2005. Magmatism and geodynamics of early stages of the Paleasian ocean formation: geochronological and geochemical data on ophiolites of the Bayanhongor zone. *Doklady Earth Sciences* 404 (7), 1072–1077.
- Kovach V.P., Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kozlovskiy A.M., Kotov A.B., Terent'eva L.B., 2011. Composition, sources, and mechanisms of formation of the continental crust of the Lake zone of the Central Asian caledonides. II. Geochemical and Nd isotope data. *Petrology* 19 (4), 399–425. <https://doi.org/10.1134/S0869591111030064>.
- Kovalenko D.V., Mongush A.A., Sath H.N., 2016. Geodynamic formation conditions of Early Cambrian lavas in the Ozernaya zone of Mongolia. *Doklady Earth Sciences* 469 (2), 791–796. <https://doi.org/10.1134/S1028334X16080122>.
- Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Andreeva I.A., Ashikhmina N.A., Kozlovskiy A.M., Kudryashova E.A., Kuznetsov V.A., Listratova E.N., Lykhin D.A., Nikiforov A.V., 2006. Magma Types and their Sources in the Earth's History. Volume 2. Rare-Metal Magmatism: Rock Associations, Composition, and Magma Sources, Geodynamic Settings of their Formation.

- IGEM RAS, Moscow, 280 p. (in Russian) [Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Андреева И.А., Ашихмина Н.А., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов В.А., Листратова Е.Н., Лыхин Д.А., Никифоров А.В. Типы магм и их источники в истории Земли. Часть 2. Редкометалльный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 280 с.]
- Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Tomurtogoo O., Antipin V.S., Kovach V.P., Kotov A.B., Kudryashova E.A., Sal'nikova E.B., Zagornaya N.Yu., 2005. Geodynamics and crust-forming processes in the early caledonides of the Bayanhongor zone, Central Mongolia. *Geotectonics* 39 (4), 298–316.
- Kozakov I.K., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Yarmolyuk V.V., Anisimova I.V., Kozlovsky A.M., Plotkina Yu.V., Myskova T.A., Fedoseenko A.M., Yakovleva S.Z., Sugorakova A.M., 2008. Vendian stage in formation of the Early Caledonian superterrane in Central Asia. *Stratigraphy and Geological Correlation* 16 (4), 360–382. <https://doi.org/10.1134/S0869593808040023>.
- Kurihara T., Tsukada K., Otoh S., Kashivagi K., Minjin Ch., Sersmaa G., Dorjsuren B., Bujinlkhamb B., 2006. Middle Paleozoic radiolarians from the Gorkhi formation, Central Mongolia. In: Structural and tectonic correlation across the Central Asian Orogenic Collage: implications for continental growth and intracontinental deformation. Abstract and guidebook volume of Mongolian Workshop IGCP-480. Ulaanbaatar, p. 67.
- Kuzmichev A.B., 2004. Tectonic History of the Tuva-Mongolian Massif: Early Baikalian, Late Baikalian, and Early Caledonian Stages. *Probel-2000*, Moscow, 192 p. (in Russian) [Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.]
- Kuzmichev A.B., Larionov A.N., 2011. The Sarkhoi group in East Sayan: Neoproterozoic (~770–800 Ma) volcanic belt of the Andean type. *Russian Geology and Geophysics* 52 (7), 685–700. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.06.001>.
- Kuzmin M.I., 1985. Geochemistry of Magmatic Rocks of Phanerozoic Mobile Belts. Nauka, Novosibirsk, 199 p. (in Russian) [Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.]
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., 2014. Mantle plumes of Central Asia (Northeast Asia) and their role in forming endogenous deposits. *Russian Geology and Geophysics* 55 (2), 120–143. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.01.002>.
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., 2016. Plate tectonics and mantle plumes as a basis of deep-seated Earth's tectonic activity for the last 2 Ga. *Russian Geology and Geophysics* 57 (1), 8–21. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.002>.
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A., 2010. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstruction of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province. *Earth-Science Reviews* 102 (1–2), 29–59. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.004>.
- Lantseva V.S., 2017. Transverse material zonality of the Uda-Vitim island-arc system (Western Transbaikalia). In: Lithosphere structure and geodynamics. Proceedings of XXVII All-Russia Youth Conference with international participation. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 136–137 (in Russian) [Ланцева В.С. Поперечная вещественная зональность Удино-Витимской островодужной системы (Западное Забайкалье) // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXVII Всероссийской молодежной конференции с участием исследователей из других стран. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 136–137].
- Li Z.X., Zhong S., 2009. Supercontinent – superplume coupling, true polar wander and plume mobility: plate dominance in whole-mantle tectonics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 176 (3–4), 143–156. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2009.05.004>.
- Lishnevsky E.N., Distler V.V., 2004. Deep structure of the Earth's crust in the district of the Sukhoi Log gold-platinum deposit (Eastern Siberia, Russia) based on geological and geophysical data. *Geology of Ore Deposits* 46 (1), 76–90.
- Luchitsky I.V. (Ed.), 1983. Continental Volcanism of Mongolia. Nauka, Moscow, 190 p. (in Russian) [Континентальный вулканизм Монголии / Ред. И.В. Лучицкий. М.: Наука, 1983. 190 с.]
- Lyell Ch., 1866. Principles of Geology, or the Modern Changes of the Earth and Its Inhabitants: Considered as Illustrative of Geology. Translated from English by A. Min'. In two volumes. Vol. 2. A. Glazunov Publishing House, Moscow, 462 p. (in Russian) [Лайель Ч. Основные начала геологии или новейшие изменения Земли и ее обитателей / Пер. с англ. А. Минь: В 2 т. М.: Изд-во А. Глазунова. 1866. Т. 2. 462 с.]
- Makrygina V.A., Belichenko V.G., Reznitsky L.Z., 2007. Types of paleoisland arcs and back-arc basins in the northeast of the Paleasian Ocean (from geological data). *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 107–119. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.010>.
- Makrygina V.A., Petrova Z.I., Sandimirova G.P., Pakhol'chenko Y.A., 2005. New data on the age of the strata framing the Chuya and Cisbaikalian uplifts (northern and western Baikal areas). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 46 (7), 697–706.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp P.R., Moyen J.F., Champion D.C., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crusted evolution. *Lithos* 79, 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048>.
- Martynov Y.A., Khanchuk A.I., 2013. Cenozoic volcanism of the eastern Sikhote Alin: petrological studies and outlooks. *Petrology* 21 (1), 85–99. <https://doi.org/10.1134/S0869591113010049>.

- Martynov Y.A., Khanchuk A.I., Grebennikov A.V., Chashchin A.A., Popov V.K., 2017. Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin area (Russian Far East): A new synthesis of geological and petrological data. *Gondwana Research* 47, 358–371. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2017.01.005>.
- Martynov Y.A., Khanchuk A.I., Kimura J.-I., Rybin A.V., Martynov A.Yu., 2010. Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks in the Kuril island arc. *Petrology* 18 (5), 489–513. <https://doi.org/10.1134/S0869591110050048>.
- Maruyama S., 1994. Plume tectonics. *Journal of the Geological Society of Japan* 100, 24–49. <https://doi.org/10.5575/geosoc.100.24>.
- Maruyama S., Santosh M., Zhao D., 2007. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary. *Gondwana Research* 11 (1–2), 7–37. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2006.06.003>.
- Maruyama S., Sawaki Y., Ebisuzaki T., Ikoma M., Omori S., Komabayashi T., 2014. Initiation of leaking Earth: An ultimate trigger of the Cambrian explosion. *Gondwana Research* 25 (3), 910–944. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2013.03.012>.
- Mazukabzov A.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Paderin I.P., 2010. The Late Paleozoic geodynamics of the West Transbaikalian segment of the Central Asian Fold Belt. *Russian Geology and Geophysics* 51 (5), 482–491. <https://doi.org/10.1016/j.jrgg.2010.04.008>.
- Medvedev A.Y., Bulgatov A.N., Gornova M.A., Gordienko I.V., Al'mukhamedov A.I., 2007. Metavolcanites from Kyran block (Eastern Transbaikalia). *Litosfera (Lithosphere)* (1), 138–146 (in Russian) [Медведев А.Я., Булгатов А.Н., Горнова М.А., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И. Метавулканисты Кыранского блока (Восточное Забайкалье) // *Литосфера*. 2007. № 1. С. 138–146].
- Mekhonoshin A.S., Tolstykh N.D., Podlipsky M.Yu., Kolotilina T.B., Vishnevsky A.V., Benedyuk Yu.P., 2013. PGE mineralization of dunite-wehrlite massifs at the Gutara-Uda interfluvium, Eastern Sayan. *Geology of Ore Deposits* 55 (3), 162–175. <https://doi.org/10.1134/S1075701513030021>.
- Metelkin D.V., 2012. The Evolution of Structures in Central Asia and the Role of Shear Tectonics According to Paleomagnetic Data. IPGG, SB RAS, Novosibirsk, 458 p. (in Russian) [Метелкин Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2012. 458 с.].
- Metelkin D.V., 2013. Kinematic reconstruction of the Early Caledonian accretion in the southwest of the Siberian paleocontinent based on paleomagnetic results. *Russian Geology and Geophysics* 54 (4), 381–398. <https://doi.org/10.1016/j.jrgg.2013.03.002>.
- Metelkin D.V., Kazansky A.Yu., Vernikovskiy V.A., 2009. Paleomagnetic evidence for Siberian Plate tectonics from Rodinia through Pangaea to Eurasia. In: DM. Ferrari, A.R. Guiseppi (Eds.), *Geomorphology and plate tectonics*. Nova Science Publishers, New York, USA, p. 159–236.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Belonosov I.V., 2004. Paleomagnetism of volcanogenic complexes from the Predivinsk terrane of the Yenisei Ridge: Geodynamic implications. *Doklady Earth Sciences* 399 (8), 1080–1084.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., 2007. Neoproterozoic evolution of Rodinia: constraints from new paleomagnetic data on the western margin of the Siberian craton. *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 32–45. <https://doi.org/10.1016/j.jrgg.2006.12.004>.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., 2012. Tectonic evolution of the Siberian paleocontinent from the Neoproterozoic to the Late Mesozoic: paleomagnetic record and reconstructions. *Russian Geology and Geophysics* 53 (7), 675–688. <https://doi.org/10.1016/j.jrgg.2012.05.006>.
- Minina O.R., Doronina N.A., Nekrasov G.E., Vetluzhskikh L.I., Lantseva V.S., Aristov V.A., Naugol'nykh S.V., Kurilenko A.V., Khodyreva E.V., 2016. Early Hercynides of the Baikal-Vitim Fold System, Western Transbaikalia Region. *Geotectonics* 50 (3), 276–294. <https://doi.org/10.1134/S0016852116030079>.
- Minina O.R., Vetluzhskikh L.I., Lantseva V.S., 2013. Lower and Middle Paleozoic stratigraphy and volcanism of the Baikal mountain region. *Otechestvennaya Geologiya (Russian Geology)* (3), 38–46 (in Russian) [Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С. Стратиграфия и вулканизм нижнего и среднего палеозоя Байкальской горной области // *Отечественная геология*. 2013. № 3. С. 38–46].
- Mongush A.A., Lebedev V.I., Kovach V.P., Sal'nikova E.B., Druzhkova E.K., Yakovleva S.Z., Plotkina Yu.V., Zagornaya N.Yu., Travin A.V., Serov P.A., 2011. The tectonomagmatic evolution of structure-lithologic complexes in the Tannu-Ola zone, Tuva, in the Late Vendian –Early Cambrian (from geochemical, Nd isotope, and geochronological data). *Russian Geology and Geophysics* 52 (5), 503–516. <https://doi.org/10.1016/j.jrgg.2011.04.003>.
- Morgan W.J., 1972. Deep mantle convection plumes and plate motions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 56 (2), 203–213.
- National Geological Map of the Russian Federation, 2011. Scale 1:1000000 (third generation). Aldan-Transbaikalian series. Sheet N-49 – Chita. Explanatory note. VSEGEI Cartographic Factory, Saint Petersburg, 604 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-49 – Чита. Объяснительная записка. Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 604 с.].
- Nefed'ev M.A., 2011. Modelling and Assessment of Ore Fields and Deposits Prospects by Geophysical Data (North-Baikal Ore District). GEO, Novosibirsk, 208 p. (in Russian) [Нефедьев М.А. Моделирование и оценка перспектив рудных полей и месторождений Северо-Байкальского рудного района по геофизическим данным. Новосибирск: GEO, 2011. 208 с.].

- Neimark L.A., Rytsk E.Yu., Gorokhovskiy B.M., Ovchinnikova G.V., Kiseleva E.I., Konkin V.D., 1991. Lead isotope composition and genesis of Pb-Zn ores in the Olokit zone, North Baikal region. *Geologiya Rudnykh Mestorozhdeniy (Geology of Ore Deposits)* 33 (6), 34–49 (in Russian) [Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Овчинникова Г.В., Киселева Е.И., Конкин В.Д. Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // *Геология рудных месторождений*. 1991. Т. 33. № 6. С. 34–49].
- Orsoev D.A., Bulgatov A.N., Badmatsyrenova R.A., Gordienko I.V., 2012. The Riphean volcanoplutonic complex of the Burlya local spreading zone (Western Transbaikalia): age, composition, and sources. In: Modern problems of magmatism and metamorphism. Proceedings of All-Russia Conference Dedicated to the 150th Anniversary of the birth of the Academician F.Yu. Levinson-Lessing and the 100th Anniversary of the birth of Professor G.M. Saranchina. Vol. 2. SPbU, Saint Petersburg, p. 106–108 (in Russian) [Орсов Д.А., Булгатов А.Н., Бадмацыренова Р.А., Гордиенко И.В. Рифейский вулcano-плутонический комплекс Бурлинской локальной спрединговой зоны (Западное Забайкалье): возраст, состав и источники формирования // *Современные проблемы магматизма и метаморфизма: Материалы Всероссийской конференции, посвященной 150-летию акад. Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию проф. Г.М. Саранчиной*. СПб.: СПбГУ, 2012. С. 106–108].
- Orsoev D.A., Mekhonoshin A.S., Gordienko I.V., Badmatsyrenova R.A., Kanakin S.V., Travin A.V., Volkova M.G., 2015. The Riphean Meteshikha island-arc peridotite-gabbro massif (western Transbaikalia). *Russian Geology and Geophysics* 56 (9), 1213–1231. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.08.001>.
- Orsoev D.A., Mekhonoshin A.S., Kanakin S.V., Badmatsyrenova R.A., Khromova E.A., 2018. Gabbro-peridotite sills of the Late Riphean Dovyren plutonic complex (northern Baikal area, Russia). *Russian Geology and Geophysics* 59 (5), 472–485. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.04.002>.
- Osokin P.V., Bulgatov A.N., Kvashnin V.G., 1989. Sedimentary-volcanogenic formations on the Morskoi Range (Transbaikalia) and their minerogenesis. *Geologiya i Geofizika (Soviet Geology and Geophysics)* 30 (5), 45–52 (in Russian) [Осокин П.В., Булгатов А.Н., Квашиин В.Г. Осадочно-вулканогенные образования хр. Морского (Забайкалье) и их минерогения // *Геология и геофизика*. 1989. Т. 30. № 5. С. 50–59].
- Parfenov L.M., Bulgatov A.N., Gordienko I.V., 1996. Terranes and formation of orogenic belts of Transbaikalia. *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* 15 (4), 3–15 (in Russian) [Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // *Тихоокеанская геология*. 1996. Т. 15. № 4. С. 3–15].
- Parfenov L.M., Popoko L.I., Tomurtogoo O., 1999. Problems of tectonics of the Mongolia-Okhotsk orogenic belt. *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* 18 (5), 24–43 (in Russian) [Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // *Тихоокеанская геология*. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43].
- Peive A.V., Yanshin A.L., Zonenshain L.P., Knipper A.L., Markov M.S., Mossakovskiy A.A., Perfil'ev A.S., Pushcharovskiy Yu.M., Shlezinger A.E., Shtreis N.A., 1976. Formation of the continental crust of Northern Eurasia (in connection with the compilation of a new tectonic map). *Geotektonika (Geotectonics)* (5), 6–23 (in Russian) [Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П., Книппер А.Л., Марков М.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Пушчаровский Ю.М., Шлезингер А.Е., Штрейс Н.А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты) // *Геотектоника*. 1976. № 5. С. 6–23].
- Perepelov A.B., 2008. The Late Cenozoic magmatism and geodynamic development of the Kamchatka continental margin. In: Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). Issue 6. Vol. 2. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 49–50 (in Russian) [Перепелов А.Б. Магматизм и геодинамическое развитие континентальной окраины Камчатки в позднем кайнозое // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 6. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 2. С. 49–50].
- Perepelov A.B., 2014. The Cenozoic Magmatism of Kamchatka during Changes of Geodynamic Settings. Author's brief thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Irkutsk, 41 p. (in Russian) [Перепелов А.Б. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2014. 41 с.].
- Perfilova O.Yu., Makhlaev M.L., 2012. Ordovician volcano-plutonic association rocks of the northwestern East Sayan and their facial formation conditions. In: Modern problems of magmatism and metamorphism. Proceedings of All-Russia Conference Dedicated to the 150th Anniversary of the birth of the Academician F.Yu. Levinson-Lessing and the 100th Anniversary of the birth of Professor G.M. Saranchina. SPbU, Saint Petersburg, Vol. 2, p. 115–117 (in Russian) [Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л. Породы ордовикской вулcano-плутонической ассоциации северо-западной периферии Восточного Саяна и фациальные условия их формирования // *Современные проблемы магматизма и метаморфизма: Материалы Всероссийской конференции, посвященной 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М. Саранчиной*. СПб.: СПбГУ, 2012. С. 115–117].
- Puchkov V.N., 2009. The controversy over plumes: who is actually right? *Geotectonics* 43 (1), 1–17. <https://doi.org/10.1134/S0016852109010014>.
- Puchkov V.N., 2016. Relationship between plume and plate tectonics. *Geotectonics* 50 (4), 425–438. <https://doi.org/10.1134/S0016852116040075>.
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasyngina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V., 2011. Convergence and divergence of Inner and East Asia: reflected in the development of the Cenozoic Magmatism. In: Geological processes in the settings of subduction, collision and slipping of lithospheric plates. Proceedings of All-Russian Scientific Conference

- with international participation. Dal'nauka, Vladivostok, p. 34–36 (in Russian) [Расказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фейфелов Н.Н., Саранина Е.В. Конвергенция и дивергенция Внутренней и Восточной Азии: отражение в развитии кайнозойского магматизма // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 34–36].
- Richards J.P., 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geology Reviews* 40 (1), 1–26. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.05.006>.
- Ringwood A., 1974. The petrological evolution of island arc systems. *Journal of the Geological Society* 130 (3), 183–204. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.130.3.0183>.
- Romanova I.V., Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu., Larionov A.N., 2012. Neoproterozoic alkaline magmatism and associated igneous rocks in the western framing of the Siberian craton: petrography, geochemistry, and geochronology. *Russian Geology and Geophysics* 53 (11), 1176–1196. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.09.005>.
- Roshchektaev P.A., Goner A.V., 2012. Neoproterozoic volcanism of the south-eastern East Sayan and gold mineralization associated with it. In: Minerageny of the North East Asia. Proceedings of the III All-Russian Scientific and Practical Conference dedicated to the 20th Anniversary of Geological Department, BSU. Ecos, Ulan-Ude, p. 136–140 (in Russian) [Рощектаев П.А., Гонегер А.В. Неопротерозойский вулканизм юго-восточной части Восточного Саяна и связь с ним золотого оруденения // Минерация Северо-Восточной Азии: Материалы III Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 20-летию кафедры геологии БГУ. Улан-Удэ: Экос, 2012. С. 136–140].
- Rudnev S.N., 2013. Early Paleozoic Granitoid Magmatism in the Altai-Sayan Folded Area and the Lake Zone in Western Mongolia. Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 300 p. (in Russian) [Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.].
- Rudnev S.N., Babin G.A., Vladimirov A.G., Kruk N.N., Travin A.V., Sal'nikova E.B., Levchenkov O.A., Kuibida M.L., 2003. Composition, age and geodynamic interpretation of plagiogranites of the Mainsky complex of the Western Sayan. In: Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). IG SB RAS, Irkutsk, p. 209–212 (in Russian) [Руднев С.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Травин А.В., Сальникова Е.Б., Левченков О.А., Куйбида М.Л. Состав, возраст и геодинамическая интерпретация плагиогранитов майнского комплекса Западного Саяна // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИГ СО РАН, 2003. С. 209–212].
- Rumyantsev M.Yu., Turkina O.M., Nozhkin A.D., Gracheva T.V., Shevchenko D.O., 2000. New data on the age of the Shumikha Paleoisland-arc complex (East Sayan): Late Riphean – Vendian crust formation on the southwestern margin of the Siberian Platform. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 41 (12), 1790–1797.
- Ruppen D., Knaf A., Bussien D., Winkler W., Chimedtseren A., Quadt A., 2014. Restoring the Silurian to Carboniferous northern active continental margin of the Mongol-Okhotsk Ocean in Mongolia: Hangay–Hentey accretionary wedge and seamount collision. *Gondwana Research* 25 (4), 1517–1534. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.05.022>.
- Rusinov V.L., Rusinova O.V., Borisovsky S.E., Alysheva E.I., 2005. Metasomatic mineral composition at the Sukhoi Log gold deposit: Evidence for its genetic relation with mafic-ultramafic magmatism. *Doklady Earth Sciences* 405 A (9), 1368–1372.
- Rutshstein I.G., Chaban N.N. (Eds.), 1997. Geological Structure of the Chita Region. Explanatory Note to the Geological Map of Scale 1:500000. Chitageolsiemka, Chita, 239 p. (in Russian) [Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500000 / Ред. И.Г. Рутштейн, Н.Н. Чабан. Чита: ГГУП «Читагеолсьемка», 1997. 239 с.].
- Ruzhentsev S.V., Minina O.R., Nekrasov G.E., Aristov V.A., Golionko B.G., Doronina N.A., Lykhin D.A., 2012. The Baikal-Vitim Fold System: Structure and geodynamic evolution. *Geotectonics* 46 (2), 87–110. <https://doi.org/10.1134/S0016852112020033>.
- Ruzhentsev S.V., Nekrasov G.E., 2009. Tectonics of the Aga Zone, Mongolia-Okhotsk Belt. *Geotectonics* 43 (1), 34–50. <https://doi.org/10.1134/S0016852109010038>.
- Rytsk E.Yu., Amelin Yu.V., Rizvanova N.G., Krinsky R.Sh., Mitrofanov G.L., Mitrofanova N.N., Pereilyaev V.I., Shalaev V.S., 2001. Age of rocks in the Baikal-Muya Fold belt. *Stratigraphy and Geological Correlation* 9 (4), 315–326.
- Rytsk E.Yu., Kovach V.P., Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., 2007. Structure and evolution of the continental crust in the Baikal Fold Region. *Geotectonics* 41 (6), 440–464. <https://doi.org/10.1134/S0016852107060027>.
- Rytsk E.Yu., Shalaev V.S., Rizvanova N.G., Krymsky R.Sh., Makeev A.F., Rile G.V., 2002. The Olokit Zone of the Baikal Fold Region: New isotope-geochronological and petrogeochemical data. *Geotectonics* 36 (1), 24–35.
- Rytsk E.Yu., Velikoslavinsky S.D., Bogomolov E.S., Kovach V.P., Alekseev I.A., Samorukov V.I., 2018. Geology of the Karalon Gold Ore Field in the Mid-Vitim Highlands. *Geology of Ore Deposits* 60 (4), 300–327. <https://doi.org/10.1134/S1075701518040049>.
- Safonova I.Yu., Buslov M.M., Simonov V.A., Izokh A.E., Komiya Ts., Kurganskaya E.V., Ohno T., 2011. Geochemistry, petrogenesis and geodynamic origin of basalts from the Katun' accretionary complex of Gorny Altai (southwestern Siberia). *Russian Geology and Geophysics* 52 (4), 421–442. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.03.005>.

- Shatsky V.S., Yagoutz E., Ryboshlykov Yu.V., Koz'menko O.A., Vavilov M.A., 1996. Eclogites of the Northern Muya block: evidence of the Vendian collision in the Baikal-Muya ophiolitic belt. *Doklady AN* 350 (5), 677–680 (in Russian) [Шацкий В.С., Ягоуц Э., Рыбошлыков Ю.В., Козьменко О.А., Вавилов М.А. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // Доклады АН. 1996. Т. 350. № 5. С. 677–680].
- Simonov V.A., Gordienko I.V., Stupakov S.I., Medvedev A.Ya., Kotlyarov A.V., Kovyazin S.V., 2014. Conditions of basalt formation in the Dzhida zone of the Paleasian Ocean. *Russian Geology and Geophysics* 55 (8), 929–940. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.07.001>.
- Simonov V.A., Zolotukhin V.V., Kovyazin S.V., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya., 2004. Petrogenesis of basaltic series of the Ontong Java oceanic plateau and the Nauru Basin, Pacific Ocean. *Petrology* 12 (2), 163–175.
- Sklyarov E.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kuzmichev A.B., Lavrenchuk A.V., Pereleyaev V.I., Shchipansky A.A., 2016. Boninites and ophiolites: problems of their relations and petrogenesis of boninites. *Russian Geology and Geophysics* 57 (1), 127–140. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.009>.
- Sorokin A.A., Smirnova Yu.N., Kotov A.B., Kovach V.P., Sal'nikova E.B., Popeko L.I., 2015. Provenances of the Paleozoic terrigenous sequences of the Oldoi terrane of the Central Asian Orogenic Belt: Sm-Nd isotope geochemistry and U-Pb geochronology (LA-ICP-MS). *Geochemistry International* 53 (6), 534–544. <https://doi.org/10.1134/S0016702915040072>.
- Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 42, p. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Terent'eva L.B., Kozakov I.K., Yarmolyuk V.V., Anisimova I.V., Kovach V.P., Kozlovsky A.M., Kudryashova E.A., Sal'nikova E.B., Yakovleva S.Z., Fedoseenko A.M., Plotkina Yu.V., 2010. Convergent processes in the evolution of the Early Caledonian Bayan-Khongor zone of Central Asia: Evidence from geological and geochronological investigations of the Khan-Ula gabbroid pluton. *Doklady Earth Sciences* 433 (1), 937–943. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10070202>.
- Tomurhuu D., Bolorjargal P., Jian Ping, 2007. New dating and geochemistry of Dzhida boninite series rocks and its tectonic constrain. Abstract and excursion guide book of the third International workshop and field excursion for IGCP-480. Beijing, China, p. 33.
- Tsydyпов Zh.N., Mekhonoshin A.S., Kislov E.V., Orsoev D.A., Travin A.V., Kolotilina T.B., 2006. Geochemistry and geochronology of ultramafic-mafic rocks of the Urbikan complex. In: *Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent)*. Issue 4. Vol. 2. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 206–209 (in Russian) [Цыдыпов Ж.Н., Мехоношин А.С., Кислов Е.В., Орсов Д.А., Травин А.В., Колотилина Т.Б. Геохимия и геохронология ультрамафит-мафитовых пород Урбиканского комплекса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. С. 206–209].
- Tsygankov A.A., 2005. The Late Precambrian Magmatic History of the Baikal-Muya Volcanoplutonic Belt. Publishing House SB RAS, Novosibirsk, 306 p. (in Russian) [Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.].
- Tsygankov A.A., Burmakina G.N., Khubanov V.B., Buyantuev M.D., 2017. Geodynamics of Late Paleozoic batholith-forming processes in western Transbaikalia. *Petrology* 25 (4), 396–418. <https://doi.org/10.1134/S0869591117030043>.
- Turkina O.M., Nozhkin A.D., 2004. Stages of crustal formation of the Kansk and Arzybey-Derbina composite blocks (microcontinents). In: *Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent)*. Issue 2. Vol. 2. IG SB RAS, Irkutsk, p. 115–118 (in Russian) [Туркина О.М., Ножкин А.Д. Этапы формирования коры Канского и Арзыбейско-Дербинского композитных блоков (микроконтинентов) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 2. Иркутск: ИГ СО РАН, 2004. Т. 2. С. 115–118].
- Turkina O.M., Nozhkin A.D., Bayanova T.B., Dmitrieva N.V., Travin A.V., 2007. Precambrian terranes in the southwestern framing of the Siberian craton: isotopic provinces, stages of crustal evolution and accretion-collision events. *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 61–70. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.007>.
- Turkina O.M., Nozhkin A.D., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z., Travin A.V., 2004. The Arzybey Terrane: A fragment of the Mesoproterozoic island-arc crust in the southwestern framing of the Siberian Craton. *Doklady Earth Sciences* 395 (2), 246–250.
- Vernikovskiy V.A., Metelkin D.V., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Yu., Kazansky A.Yu., Kadil'nikov P.I., Romanova I.V., Wingate M.T.D., Larionov A.N., Rodionov N.V., 2016. Neoproterozoic tectonic structure of the Yenisei Ridge and formation of the western margin of the Siberian craton based on new geological, paleomagnetic, and geochronological data. *Russian Geology and Geophysics* 57 (1), 47–68. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.004>.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Sal'nikova E.B., Berezhnaya N.G., Larionov A.N., Kotov A.B., Kovach V.P., Vernikovskaya I.V., Matushkin N.Yu., Yasenev A.M., 2008. Late Riphean alkaline magmatism in the western margin of the Siberian craton: a result of continental rifting or accretionary events? *Doklady Earth Sciences* 419 (1), 226–230. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08020086>.

- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Chernykh A.I., Kovach V.P., Berezhnaya N.G., Yakovleva S.Z., 1999. New U-Pb data on the formation of the Predivinsk paleoisland-arc complex (Yenisei Ridge). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 40 (2), 256–261.
- Vorontsov A.A., Drill S.I., Dutov E.N., Andryushchenko S.V., 2006. Rb-Sr isotope systematics of riftogeneous trachybasalt-trachyte-alkaline-rhyolitic associations of the southern framing of the Siberian platform: geochronological data on the Kropotkin (Khoito-Oka interfluvium, East Sayan) and Khambin (Western Transbaikalia) paleogeobasins. In: Isotopic dating of ore formation, magmatism, sedimentation and metamorphism. Proceedings of the III Russian Conference on Isotopic Geochronology. Vol. 1. GEOS, Moscow, p. 164–168 (in Russian) [Воронцов А.А., Дриль С.И., Дутов Е.Н., Андриященко С.В. Rb-Sr изотопная систематика рифтогенных трахибазальт-трахит-щелочно-риолитовых ассоциаций южного обрамления Сибирской платформы: геохронологические данные по Кропоткинскому (Хойто-Окинское междуречье, Восточный Саян) и Хамбинскому (Западное Забайкалье) палеогеобазинам // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 164–168].
- Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V., Fedoseev G.S., Perfilova O.Yu., Posokhov V.F., Travin A.V., Gazizova T.F., 2015. Differentiated volcanic association of the Minusa trough: mechanisms of formation and sources of melts, as exemplified by Bateneo rise. *Petrology* 23 (4), 353–375. <https://doi.org/10.1134/S0869591115040062>.
- Vrublevskiy V.V., 2015. Sources and geodynamic setting of petrogenesis of the Middle Cambrian Upper Petropavlovka alkaline basic pluton (Kuznetsk Alatau, Siberia). *Russian Geology and Geophysics* 56 (3), 379–401. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.02.002>.
- Vrublevskiy V.V., Izokh A.E., Polyakov G.V., Gertner I.F., Yudin D.S., Krupchatnikov V.I., 2009. Early Paleozoic alkaline magmatism of the Altai Mountains: ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology data for the Edel'veis complex. *Doklady Earth Sciences* 427 (1), 846–850. <https://doi.org/10.1134/S1028334X09050304>.
- Wilson J.T., 1963. A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics* 41, 863–870. <https://doi.org/10.1139/p63-094>.
- Winter J.D., 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice-Hall Inc., Upper Saddle River, New Jersey, 697 p.
- Yarmolyuk V.V., 1983. Late Paleozoic Volcanism of Continental Rift Structures of Central Asia. Nauka, Moscow, 298 p. (in Russian) [Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 298 с.].
- Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kovalenko V.I., Sal'nikova E.B., Kozlovskiy A.M., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Fedoseenko A.M., 2011. Composition, sources, and mechanism of continental crust growth in the Lake zone of the Central Asian caledonides: I. Geological and geochronological data. *Petrology* 19 (1), 55–78. <https://doi.org/10.1134/S0869591111010085>.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kovach V.P., Rytsk E.Yu., Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., 2006. Early stages of the Paleozoic Ocean formation: Results of geochronological, isotopic, and geochemical investigations of Late Riphean and Vendian-Cambrian complexes in the Central Asian Fold belt. *Doklady Earth Sciences* 411 (8), 1184–1189. <https://doi.org/10.1134/S1028334X06080046>.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Sal'nikova E.B., Nikiforov A.V., Kotov A.B., Vladyskin N.V., 2005. Late Riphean rifting and breakup of Laurasia: data on geochronological studies of ultramafic alkaline complexes in the southern framing of the Siberian craton. *Doklady Earth Sciences* 404 (7), 1031–1036.
- Yarmolyuk V.V., Kozakov I.K., Kozlovskiy A.M., Kudryashova E.A., Travin A.V., Kirnozova T.I., Fugzan M.M., Plotkina Yu.V., 2018. The Early Paleozoic active margin of the Khangai segment of the Mongol-Okhotsk ocean. *Doklady Earth Sciences* 480 (1), 559–563. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18050094>.
- Yarmolyuk V.V., Kozlovskiy A.M., Kuzmin M.I., 2013a. Late Paleozoic – Early Mesozoic within-plate magmatism in North Asia: traps, rifts, giant batholiths, and the geodynamics of their origin. *Petrology* 21 (2), 101–126. <https://doi.org/10.1134/S0869591113010062>.
- Yarmolyuk V.V., Kozlovskiy A.M., Savatenkov V.M., Kovach V.P., Kozakov I.K., Kotov A.B., Lebedev V.I., Eenjin G., 2016. Composition, sources, and geodynamic nature of giant batholiths in Central Asia: Evidence from the geochemistry and Nd isotopic characteristics of granitoids in the Khangai zonal magmatic area. *Petrology* 24 (5), 433–461. <https://doi.org/10.1134/S0869591116050064>.
- Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Vorontsov A.A., 2013b. West Pacific-type convergent boundaries and their role in the formation of the Central Asian Fold Belt. *Russian Geology and Geophysics* 54 (12), 1427–1441. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.10.012>.
- Yarmolyuk V.V., Samoilov V.S., Ivanov V.G., Vorontsov A.A., Zhuravlev D.Z., 1999. Composition and sources of basalts in the Late Paleozoic rift system of Central Asia: geochemical and isotopic data. *Geochemistry International* 37 (10), 921–935.
- Zhao D., 2007. Seismic images under 60 hotspots: search for mantle plumes. *Gondwana Research* 12 (4), 335–355. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.03.001>.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., 1983. Intraplate volcanism and its importance for understanding for the processes in the Earth's mantle. *Geotektonika (Geotectonics)* (1), 25–48 (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитный вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 25–48].

- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., 1993. Paleogeodynamics. Nauka, Moscow, 192 p. (in Russian) [Зоненшайн Л.Л., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.].
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Moralev V.M., 1976. Global Tectonics, Magmatism and Metallogeny. Nedra, Moscow, 232 p. (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.].
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M., 1990. Plate Tectonics of the USSR Territory. Nedra, Moscow, Vol. 1, 326 p.; Vol. 2, 328 p. (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 326 с.; Т. 2. 328 с.].
- Zorin Yu.A., Sklyarov E.V., Belichenko V.G., Mazukabzov A.M., 2009. Island arc-back-arc basin evolution: implications for Late Riphean – Early Paleozoic geodynamic history of the Sayan-Baikal folded area. *Russian Geology and Geophysics* 50 (3), 149–161. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.06.022>.


СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ | INFORMATION ABOUT AUTHOR

Иван Власович Гордиенко

член-корреспондент РАН, докт. геол.-мин. наук, г.н.с.

Геологический институт СО РАН
670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия

✉ e-mail: gord@pres.bscnet.ru

 <https://orcid.org/0000-0002-2890-1105>

Ivan V. Gordienko

Corresponding Member of RAS, Doctor of Geology and Mineralogy,
Chief Researcher

Geological Institute, Siberian Branch of RAS
6a Sakhyanova street, Ulan-Ude 670047, Russia