

УДК 551.21

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ВОСТОКА АЗИИ: СТРОЕНИЕ, МАГМАТИЗМ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

© В.В. Ярмолюк*, А.В. Никифоров, А.М. Козловский, Е.А. Кудряшова

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017, Москва, Старомонетный пер., д. 35
e-mail: yarm@igem.ru*

Поступила в редакцию 9.09.2018 г.; после исправления 19.02.2019 г.; принята в печать 26.03.2019 г.

Обосновано выделение позднемезозойской магматической провинции Востока Азии и рассмотрена ее связь с глобальными геологическими событиями. Показано, что основные структурообразующие процессы и максимальная продуктивность магматизма в ее пределах совпали с пиком раннемеловой плюмовой активности Земли. Предложена модель формирования магматической провинции, связывающая ее развитие со сложной геодинамической обстановкой взаимодействия конвергентной границы с горячим полем мантии. Во фронтальной части зоны конвергенции, где происходила аккреция террейнов со стороны Тихого океана и формировались краевые магматические пояса, преобладали субдукционные механизмы магмообразования. В западной части магматической провинции вне зоны воздействия конвергентных процессов возникли внутриплитные вулканические области, связанные с активностью небольших мантийных плюмов.

Ключевые слова: магматизм, поздний мезозой, Восток Азии, конвергентные границы, мантийные плюмы, источники магматизма, геодинамическая модель формирования магматической провинции

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019360-77>

ВВЕДЕНИЕ

Коллизия в зоне Монголо-Охотского пояса завершилась около 160 млн лет назад [26, 31]. С этого времени на протяжении поздней юры и мела при участии процессов аккреции со стороны Тихоокеанской плиты происходило формирование континентальной части Восточной Азии. Одновременно с аккреционными и коллизионными процессами на прилегающих территориях континентальной Азии активно проявился магматизм, сформировавший крупную позднемезозойскую вулканическую провинцию Восточной Азии (ВПВА) площадью около 4 млн км². Ее восточный край определялся границей Азиатского континента, тогда, как большая часть провинции прослеживалась далеко (~ 2000 км) вглубь континента (рис. 1). В строении вулканической провинции выделяется ряд одновременно формировавшихся вулканических областей, различавшихся по своей геодинамической природе, что отразилось на особенностях проявления магматизма в их пределах.

Ряд исследователей связывает возникновение данных областей с процессами, происходившими в зоне закрытия Монголо-Охотской океана [8, 59, 64]. С другой стороны, развивается представление, что рифтогенез проявился вследствие воздействия на литосферу небольших мантийных

плюмов, принадлежащих общему для них горячему полю мантии [38, 47, 67]. Сторонники первой точки зрения исходят из того, что Западно-Забайкальская и Восточно-Монгольская рифтовые области прослеживаются по обрамлению Монголо-Охотской сутуры. Оппоненты приводят свидетельства того, что Монголо-Охотский пояс закрылся в средней юре, не позднее 170 млн лет назад, т.е. за 30–40 млн лет до проявления главной фазы рифтогенеза в этих областях.

Целью работы является характеристика строения, магматизма и сравнительный анализ истории формирования позднемезозойской магматической провинции и рассмотрение геодинамических механизмов (плюм-литосферного взаимодействия), способствовавших ее формированию.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Позднемезозойская магматическая провинция возникла в пределах геологически неоднородной территории, включающей восточную часть Центрально-Азиатского орогенного пояса и пограничные с ним районы Сибирского (Алданский щит) и Северо-Китайского кратонов [38]. Особенности строения рассматриваемого сегмента Центрально-Азиатского орогенного пояса определяют раннепалеозойские (раннекаледонские) и средне-позд-

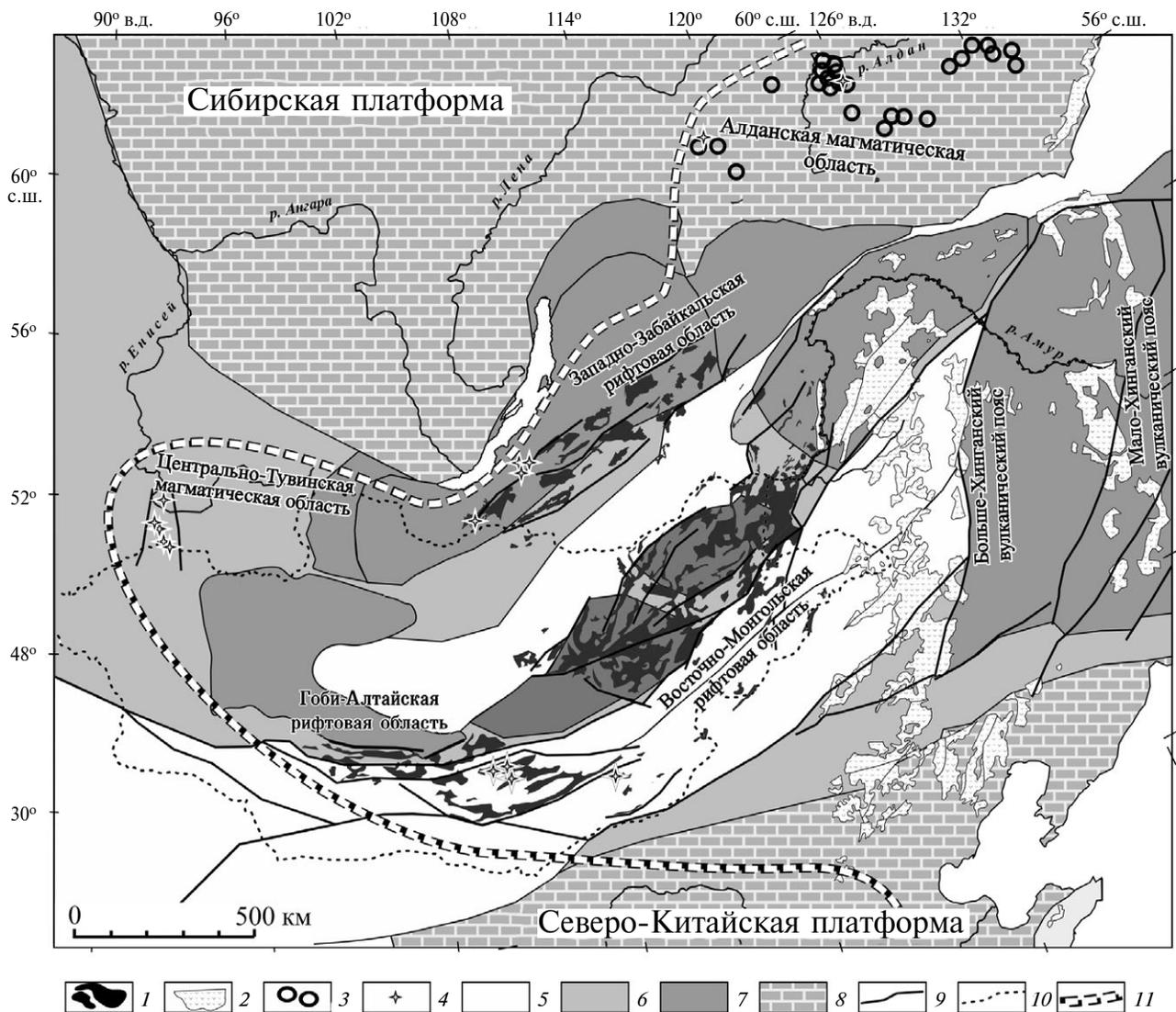


Рис. 1. Схема строения позднемезозойской магматической провинции Востока Азии (по данным [56], с изменениями и дополнениями).

1–4 – позднемезозойские магматические комплексы: 1 – базитовые и щелочно-салические (преимущественно), бимодальные (в том числе), 2 – преимущественно дифференцированные базальт-андезит-дацит-риолитовые, 3 – базитовые и щелочно-салические (внемасштабный знак), 4 – карбонатитовые (внемасштабный знак); 5–8 – структуры основания: 5 – средне-позднепалеозойские, 6 – раннепалеозойские, 7 – неопротерозойские, 8 – раннедокембрийские кратоны; 9 – разломы; 10 – государственная граница; 11 – граница провинции

непалеозойские (герцинские) складчатые области, включающие ряд крупных террейнов докембрийской коры, а также структуры Монголо-Охотского пояса.

В пределах магматической провинции выделяются пространственно и структурно обособленные Гоби-Алтайская, Восточно-Монгольская, Западно-Забайкальская, Алданская, Центрально-Тувинская, Большехинганская области, которые различаются особенностями строения, вулканизмом и геологической историей, и ряд других областей, расположенных у восточного края Азиатского континента. Строение областей наследует основным структурным направлениям складчатого основания и не зависит от его состава и времени формирования. Магматизм

этих областей и закономерности их формирования рассмотрены в многочисленных публикациях [5, 6, 8, 11, 37, 38, 70, 71], поэтому мы акцентируем внимание на характеристике основных этапов развития этих областей и их сравнительном анализе.

Рифтовые области

Гоби-Алтайская. Данная рифтовая область (см. рис. 1) является частью позднемезозойской-кайнозойской Южно-Хангайской вулканической области [67] и отвечает раннемезозойским этапам развития последней. В структурном отношении рифтовая область контролируется зоной перехода между

раннепалеозойскими (каледонскими) структурами Северной Монголии и позднепалеозойскими (герцинскими) Южной Монголии и имеет протяженность более 700 км. В пределах Гобийского Алтая ее положение определяется узкой полосой метаморфических террейнов, отделивших каледониды Долины Озер от герцинид Южной Монголии. Формирование рифтовой области характеризовалось длительным и многоэтапным развитием, обоснованным геологическими и геохронологическими данными [67]. Начальный этап (150–135 млн лет назад) был связан с образованием в восточной части рифтовой области Улугей-Хидского и Мушугайского (Мандал-Гобийского) ареалов щелочного фонолит-трахитового (с щелочными и псевдолейцитовыми сиенитами) магматизма, сопровождавшегося проявлениями карбонатитов [27, 67].

К середине раннего мела (135–120 млн лет) относится основная фаза развития области, которая сопровождалась грабенообразованием и интенсивным вулканизмом [67]. В это время возникла протяженная цепь субширотных грабенов, которая протянулась от Мушугайского ареала щелочного магматизма в западном направлении вдоль системы разломов, контролирующих современную северную границу хребтов Гобийского Алтая. Образование грабенов сопровождалось платобазальтовыми излияниями большой (до 2 км) мощности. В конце этапа в пределах вулканических грабенов возник ряд пространственно разобщенных вулканов риолитового состава. Они представлены куполами, штоками и грибообразными телами, которые местами сопровождаются проявлениями пирокластиков, а также латитов и трахитов.

Последующая история развития рифтовой области была связана с излияниями лав основного состава, периодически протекавшими в пределах рифтовой зоны [67]. В интервале 115–105 млн лет произошли излияния, сопровождавшиеся углублением грабенов и пролонгированием их к западу. Центры излияний контролировались отдельными щитовыми вулканами, мощность лавовых чехлов которых достигала 350 м. В основании лавовых толщ отмечаются крупные силлы и дайки, сгруппированные в протяженные рои субвулканических тел. Для пород этапа характерно преобладание трахибазальтов и трахиандезитбазальтов.

Более поздние (105–90 млн лет) появления магматизма в пределах области представлены преимущественно субвулканическими образованиями — силлами, лакколитами, штоками, лавовыми куполами, некками и более редкими короткими лавовыми потоками трахибазальтов и трахибазальтов [40]. Они сгруппированы в центральной части рифтовой области, но кроме того охватывают достаточно крупный ареал к югу от нее. С этого времени центры магматизма области смещаются к югу, поэтому вулканические события второй половины позднего мела протекали за пределами структур Гобийского Алтая.

Рассматривая особенности магматизма области, мы отметили абсолютное преобладание в ее строении пород основного состава повышенной щелочности — трахибазальтов, трахиандезитбазальтов, тефритов [67].

Западно-Забайкальская. Данная рифтовая область (см. рис. 1) возникла в пределах южного обрамления Сибирской платформы, сложенного неопротерозойскими и раннепалеозойскими складчатými структурами. Она представляет систему грабенов и разделяющих их комплексов метаморфических ядер, протянувшуюся вдоль южного подножия хребта Малый Хамар-Дабан на северо-восток до Витимского плоскогорья и далее. Протяженность Западно-Забайкальской рифтовой области составляет около 1000 км при ширине 200–300 км. Участвующие в ее строении грабены выполнены терригенными и вулканогенными толщами позднего мезозоя.

Развитие рифтовой области носило стадийный характер [5, 6, 8, 24, 37, 38], определяемый импульсным развитием магматизма. Возникновение области относится к поздней юре (155–140 млн лет), когда возникла узкая цепочка грабенов вдоль северного борта рифтовой области [5, 38]. Формирование грабенов сопровождалось бимодальным базальт-трахириолит-пантеллеритовым магматизмом [38]. Наиболее высокой продуктивностью отличался следующий этап, отвечающий первой половине раннего мела (120–135 млн лет) [5, 38]. В это время возник структурный каркас области, который определяется субпараллельными цепочками грабенов и горстов. Грабены выполнены толщами базальтов большой мощности, разделяющие их горсты сложены метаморфическими породами, которые рассматриваются как комплексы метаморфических ядер Кордильерского типа [24]. В конце этого этапа в центральной части рифтовой области, отвечающей нижнему течению р. Селенга, возник ареал магматических пород повышенной щелочности, в том числе, нефелиновых сиенитов, фонолитов, тефритов, тешенитов, а также ассоциирующих с ними карбонатитов и трахириолитов [5, 37].

С конца раннего и на протяжении позднего мела в пределах области происходил постепенный спад вулканической активности. В это время (110–50 млн лет) возникли отдельные центральные или щитовые вулканы, сложенные трахибазальтами и тефритами и отвечающие последовательной череде импульсов вулканизма. Для них типичны малые мощности вулканических толщ и незначительные масштабы распространения [38].

Общей особенностью магматизма Западно-Забайкальской рифтовой области является его повышенная щелочность. Строение магматических ассоциаций определяют трахибазальты, трахиандезитбазальты, фонотефриты, тешениты, субщелочные и щелочные трахиты, нефелиновые сиениты, трахириодациты, трахириолиты и комендиты, а также карбонатиты. Салические породы совместно с основными вулканитами участвуют в строении бимо-

дальних ассоциаций на ранних этапах формирования области. Со второй половины раннего мела магматизм области приобрел черты однородности и характеризовался развитием преимущественно трахибазальтов и трахиандезитобазальтов.

Восточно-Монгольская. Данная рифтовая область (см. рис. 1) охватывает значительную часть территории Восточной Монголии и Приаргуньской части России, сложенной неопротрезойскими, ранне- и позднепалеозойскими структурами. Область характеризуется развитием широких впадин и грабенов, выполненных преимущественно вулканическими толщами, которые прослеживаются вдоль южных предгорий Хэнтейской горной области до Аргунского террейна, имея протяженность более 1000 км при ширине около 300 км.

В соответствии с полученными нами геохронологическими датировками возникновение вулканической области произошло не позднее конца юры—начала раннего мела (150–140 млн лет назад). Вулканические продукты этого времени представлены породами шошонит-латитовой серии и, как правило, погребены под толщами более молодых лав. Наибольшее распространение в пределах области имеют вулканические породы начала раннего мела (130–120 млн лет) [35, 36, 42]. Они заполняют многочисленные впадины и грабены, образуя в них варьирующие по мощности лавовые (существенно базальтовые) толщи, которые объединяются в цаганцабскую серию. В ряде районов базальтовые плато осложнены кальдерными вулканами, экструзиями и куполами трахитов, трахидацитов и трахириолитов, возникшими на заключительных фазах этого этапа вулканизма [37].

Во второй половине раннего мела (120–100 млн лет) отмечается сокращение вулканической активности. В это время формируются небольшие лавовые поля дзунбаинской серии, а также штоки и лавовые купола базальтов, трахиандезитобазальтов и тефритов [35, 42]. В позднем мелу произошел дальнейший спад вулканической активности. В это время ареал магматизма был ограничен западным краем вулканической области, в пределах которого возникли группы лавовых куполов, штоков и лакколитов тефритового состава. Их формирование происходило в несколько этапов [1, 40]:

- 94 млн лет;
- 82–87 млн лет;
- 48–52 млн лет.

Алданская магматическая область

Алданская магматическая область (см. рис. 1), выделяемая также как одноименная щелочная магматическая провинция [15], возникла в пределах Алданского щита Сибирской платформы. Она характеризуется повышенной щелочностью магматических продуктов, варьирующих по составу от щелочно-ультраосновных до кислых при явном преобладании субщелочных и щелочных пород среднего состава — трахитов и сиенитов [16].

Преобладают субвулканические формы проявления магматизма: массивы, штоки, купола, дайки, силы, трубки взрывов, в том числе прорывающие юрские отложения, что определяет их после юрский возраст. На основе данных К—Аг метода датирования возраст комплексов определен в широком диапазоне значений 160–100 млн лет [12]. Результаты U—Pb и Ar—Ar геохронологических исследований существенно ограничивают этот диапазон и свидетельствуют, что основной объем магматических пород области сформировался в интервале между 140 и 120 млн лет [4, 24, 61]. Более поздние проявления магматизма протекали до ~ 90 млн лет [24, 33].

Центрально-Тувинский ареал

Центрально-Тувинский ареал возник в области развития раннепалеозойских (каледонских) структур Центрально-Азиатского складчатого пояса и пока мало изучен. В строении ареала отмечается более десятка проявлений карбонатов [3, 19, 20], сосредоточенных в пределах узкой субмеридиональной рифтогенной зоны, которая протягивается поперек главных северо-восточных структур региона более чем на 100 км. Каждое такое проявление образовано скоплениями даек и трубообразных тел небольших размеров, имеющих протяженность до нескольких сотен метров. Возраст комплексов определен в интервале 118–120 млн лет. К этому ареалу относятся отдельные массивы лейкогранитов с возрастом 108 млн лет по нашим данным и, возможно, базаниты Копьевского поднятия, сформировавшиеся между 74–81 млн лет [17].

Большехинганский вулканический пояс

Большехинганский вулканический пояс (см. рис. 1) расположен в восточной части провинции и связан с Большехинганским хребтом, который прослеживается в субмеридиональном направлении вдоль западного ограничения блока Суньяо более, чем на 1000 км [64]. Вулканический пояс занимает площадь около ~ 100 000 км², мощность его вулканического чехла достигает 4–5 км [70, 71]. Его фундамент образуют домезозойские структуры Аргунского и Хинганского террейнов. В строении пояса участвуют породы широкого спектра состава, в том числе, базальты, базальтовые андезиты, трахиты и риолиты, а также их лавобрекчии и туфы. Наибольшее распространение имеют риолиты и андезиты, а также их пирокластические производные.

Заложение пояса относится к средней-поздней юре (155–166 млн лет), когда в его северной части возникли серии пород повышенной К-щелочности — шошонитовые базальты, базальтовые андезиты, трахиандезиты и трахидациты [59, 64]. В пределах Российской части пояса эти породы выделяются в качестве шадоронской серии [11, 23, 28, 34]. С ними сопряжены монцитоидные гранитоиды шахтаминского комплекса с возрастом около 160 млн лет [2]. Предполагается, что вулканизм этого времени формировался в ре-



Рис. 2. Схема корреляции проявлений магматизма в вулканических областях позднемезозойской магматической провинции Востока Азии.

1–7 – магматические комплексы: 1 – дифференцированный андезит-дацит-риолитовый, 2 – дацит-риолитовая, трахириолитовая, 3 – трахибазальт-трахириодацитовая (с комендитами), 4 – базальт-трахибазальтовая и тефритовая, 5 – щелочнобазальтовая, 6 – фонолит-трахит-сиенитовая, 7 – карбонатитовая

жиме активной континентальной окраины на границе со структурами Тихого океана [64]. В начале раннего мела (138–145 млн лет) ареал активного вулканизма расширился к югу. В это время в основном формировались дациты и риолиты [59, 63].

Вулканические комплексы середины и конца раннего мела (106–133 млн лет) сложены широкой гаммой пород, включающей трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты, трахидациты и риолиты [64]. По петрохимическим характеристикам они отвечают субщелочной серии пород повышенной калиевости. Вулканиды нередко образуют бимодальные ассоциации, с ними сопряжены гранитоиды А-типа [62]. Вулканизм сопровождался формированием комплексов метаморфических ядер и рифтовых прогибов, что связывается с проявлением в это время процессов растяжения [43, 60].

В позднем мелу вулканизм в пределах Большого Хингана практически прекратился. Его центры сместились к востоку на территорию бассейна Суньяо и к побережью Тихого океана, где последовательно были сформированы вулканические цепи в горах Малого Хингана, Чжангуанцайлин и Сихотэ-Алиня [32, 64].

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Рассмотренные вулканические области объединяются нами в позднемезозойскую магматическую провинцию Востока Азии. Эти области (рис. 2) формировались одновременно, начиная с поздней

юры и до конца мела, на протяжении более 80 млн лет и характеризовались согласованными проявлениями активности. Наиболее ранние магматические события относятся к концу средней–началу поздней юры. До начала раннего мела в Гоби-Алтайской, Восточно-Монгольской, Западно-Забайкальской и, возможно, Алданской вулканических областях формировались трахибазальт-трахириодацитовая (бимодальная), фонолит-трахит-сиенитовая и базальт-трахибазальтовая ассоциации пород повышенной щелочности. В пределах Большехинганского пояса в это же время возникла дифференцированная ассоциация высококалиевых пород (шадоронская серия), варьирующая по составу от шошонитовых базальтов и базальтовых андезитов до трахиандезитов и трахидацитов [23, 41, 50].

Первая половина раннего мела стала временем наиболее крупных излияний. В Гоби-Алтайской, Восточно-Монгольской, Западно-Забайкальской рифтовых областях вулканизм протекал на фоне грабенообразования, определившего структурный каркас этих областей. Преобладали излияния базальт-трахибазальтового состава, сформировавшие лавовые толщи до ≥ 1 км. Этот цикл извержений завершился образованием отдельных, пространственно обособленных небольших вулканов, штоков, куполов, экструзий трахириолитов, в том числе, онгориолитов, образующих с трахибазальтами бимодальные ассоциации. К окончанию первой половины раннего мела относятся также проявления фонолит-трахит-сиенитовой ассоциации. Такая ассоциация представлена в Гоби-Алтайской

и Восточно-Монгольской рифтовых областях локально и ограничена единичными вулканическими центрами. Относительно широкое распространение ассоциация получила в Селенгинском секторе Западно-Забайкальской рифтовой области, где объединяет как вулканические (фонолиты, трахиандезиты, трахиты), так и субвулканические (тешениты, сиениты и нефелиновые сиениты) проявления [5]. В пределах Большехинганского пояса в начале раннего мела магматизм имел иные характеристики. Здесь был сформирован мощный вулканический чехол, сложенный кислыми вулканическими породами — дацитами, риодацитами, риолитами, их туфами и игнимбритами [64].

Во второй половине раннего мела в Гоби-Алтайской, Восточно-Монгольской, Западно-Забайкальской рифтовых областях произошла еще одна мощная вспышка базальт-трахибазальтового вулканизма [38]. По масштабам она уступала излияниям начала раннего мела, но в структурном отношении наследовала последним и проявилась в тех же грабенах. Вулканическая активность в этих областях продолжалась и в позднем мелу, сохраняя характеристики рифтогенного типа, однако ее масштабы были существенно сокращены.

В Большехинганском поясе магматизм второй половины раннего мела характеризовался формированием пестрой гаммы пород, варьирующих по составу от трахибазальтов и трахиандезитов до трахидацитов и риолитов [50, 60, 63, 70]. Отмечается участие разных по составу пород в строении бимодальных вулканических ассоциаций, что наряду с проявлением одновозрастных гранитоидов А-типа, а также грабенов и комплексов метаморфических ядер [43, 60, 62] указывает на доминирование в это время режима растяжения. К концу раннего мела магматическая активность в Большехинганской вулканической области прекратилась в результате миграции центров магматизма к востоку на территорию бассейна Суньяля и провинции Хэйлуцзян.

Таким образом, проведенные корреляции позволили выявить как сходство, так и различия в магматизме и истории формирования магматических областей провинции. Мы обнаружили согласованность в развитии Западно-Забайкальской, Восточно-Монгольской и Гоби-Алтайской вулканических областей. Их история прослеживается, начиная с конца поздней юры (~150 млн лет) до кайнозоя [38, 67], и отражена в последовательных вспышках магматической и тектонической активности, связанных с образованием и подновлением систем грабенов (рифтогенезом). К этим областям, очевидно, близка Центрально-Алданская область, несмотря на ряд ее отличительных особенностей. Масштаб позднемеозойского магматизма в ее пределах был незначительным. Среди его продуктов преобладали щелочные породы, в том числе, лампроиты, лейцититы, фонолиты, трахиты, сиениты и другие [4, 13, 15, 16]. Центрами актив-

ности являлись отдельные вулканы центрального типа, сложно дифференцированные массивы, дайки и экструзии. Их распределение контролировалось системами сбросов, небольшими грабенами и крупными кольцевыми структурами. Подобный режим внутриплитного растяжения центрального типа согласуется с рифтогенными условиями проявления одновозрастного магматизма в Гоби-Алтайской, Восточно-Монгольской и Западно-Забайкальской рифтовых областях, их также сближает согласованность фаз вулканизма. Так, например, лампроиты в Алданской вулканической области формировались в интервалах 133–137 млн лет и 124–120 млн лет [24], соответствующих возрастам образования базальтовых плато и тефрит-фонолитовых полей в Западно-Забайкальской области. Проявления карбонатитового магматизма в Алданской вулканической области сформировались в конце первой половины раннего мела, тогда же, когда они возникли в Гоби-Алтайской и Западно-Забайкальской рифтовых областях.

В отличие от рассмотренных нами областей, отвечающих западной части магматической провинции, Большехинганский пояс на всех этапах своего формирования характеризовался иным стилем магматизма. Если в строении Гоби-Алтайской, Восточно-Монгольской и Западно-Забайкальской областей преобладали сформированные в условиях рифтогенеза основные и щелочные породы, то в строении Большехинганского пояса преобладали высококремнистые породы известково-щелочной серии, а также шостонит-латитовой ассоциации, типичные для обстановок конвергентных границ. Только во второй половине раннего мела в пределах Большехинганского пояса появились грабены и горсты, сопровождавшиеся бимодальными вулканическими ассоциациями и гранитоидами А-типа, зафиксировавшими вовлечение его структур в процессы растяжения [43, 60, 62]. На рубеже ~110 млн лет магматическая активность в пределах Большехинганского пояса завершилась, ее центры переместились к востоку, сформировав параллельные вулканические цепи в хребтах Малого Хингана—Чжангуанцайлин и Сихоте-Алиня [32, 62]. Магматическая активность вулканических областей западной части провинции в конце раннего мела и позднем мелу имела угнетенные формы, но не прекращалась до раннего кайнозоя.

Выявленные сходство и различия в характере магматизма разных частей позднемеозойской магматической провинции позволили нам выделить в ее зональном строении две субпровинции:

— Центрально-Азиатскую, магматизм в пределах которой контролировался пространственно разобщенными Гоби-Алтайской, Восточно-Монгольской, Западно-Забайкальской и Алданской вулканическими областями;

— Дальневосточную, представленную Большехинганским вулканическим поясом и вулканическими областями бассейна Суньяля, Малого Хингана и Си-

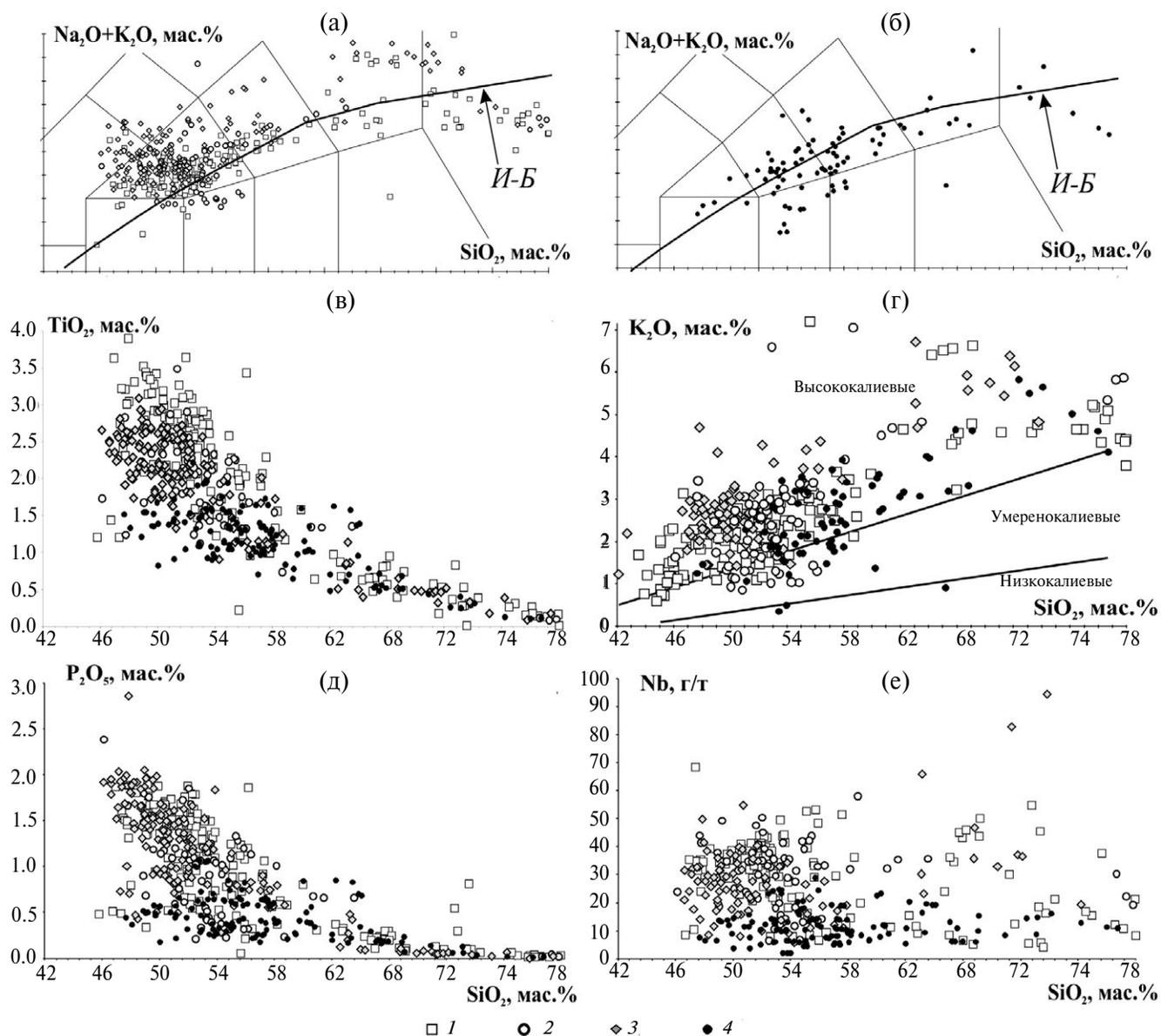


Рис. 3. Вариации содержаний петрогенных элементов и Nb относительно SiO₂ в породах вулканических областей позднемезозойской магматической провинции Востока Азии.

Диаграмма SiO₂ – Na₂O+K₂O для пород: а – вулканических областей западной субпровинции, б – Большехинганского пояса.

Линия И–Б – граница поля щелочных и субщелочных пород, по [45].

1–4 – вулканические области (породы): 1 – Восточно-Монгольская, 2 – Гоби-Алтайская, 3 – Западно-Забайкальская, 4 – Большехинганская

хотэ-Алиня, магматизм которых в значительной степени отражал влияние конвергентных процессов.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЗМА

Разделение вулканической провинции на Дальневосточную и Центрально-Азиатскую субпровинции хорошо иллюстрируется данными сопоставления состава пород магматических ассоциаций,

которые возникли в первой половине раннего мела в разных областях провинции на пике их экстремальной магматической активности. Общим для магматических ассоциаций провинции является высокое содержание K₂O в породах, позволяющее в целом отнести магматизм провинции к высококальциевой серии (рис. 3).

Более выразительно выглядят различия пород различных участков провинции. По распределению ряда петрогенных (Na₂O+K₂O), TiO₂, P₂O₅, и рас-

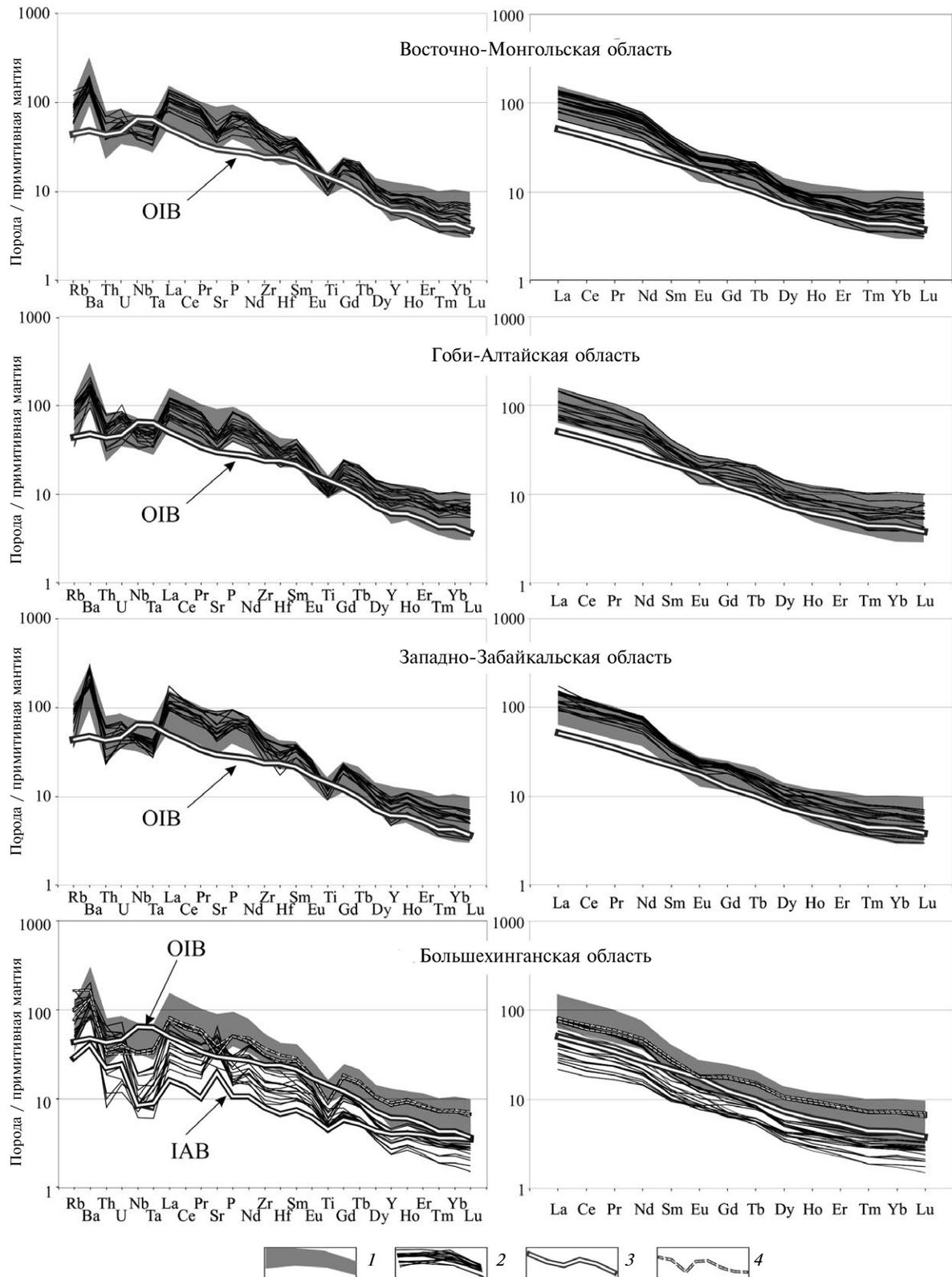


Рис. 4. Нормированные распределения рассеянных элементов в основных по составу породах вулканических областей позднемезозойской вулканической провинции (по данным [5, 6, 11, 34, 37, 38, 63, 67, 70, 71]). 1 – общее поле составов основных пород рифтовых областей провинции; 2 – спектры составов основных пород; 3 – спектры составов базальтов OIB-типа, по [54] и IAB-типа, по [46]; 4 – составы базальтов второй половины раннего мела Большехинганского пояса

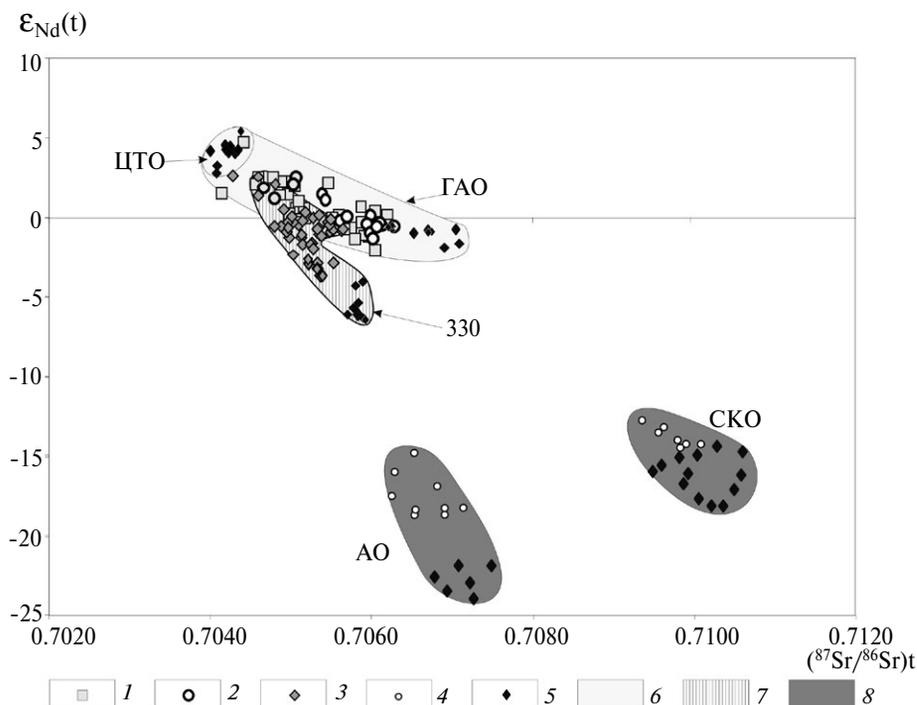


Рис. 5. Изотопный состав Sr и Nd в породах рифтовых областях позднемезозойской магматической провинции Востока Азии.

Позднемезозойские магматические области: ГАО – Гоби-Алтайская, ЗЗО – Западно-Забайкальская, ЦТО – Центрально-Тувинская, АО – Алданская, СКО – Северо-Китайская.

1–4 – породы магматических областей: 1 – Восточно-Монгольской, 2 – Гоби-Алтайской, 3 – Западно-Забайкальской, 4 – Алданской щита и Северо-Китайского кратона; 5 – карбонатиты; 6–8 – поля изотопных составов позднемезозойских магматических пород, сформированных в пределах структур фундамента: 6 – ранне-среднепалеозойских, 7 – неопротерозойских, 8 – раннедокембрийских

сеянных (например, Nb) элементов относительно SiO_2 (см. рис. 3) отмечается большое сходство пород магматических ассоциаций, участвующих в строении рифтовых областей западной части провинции. На графике (см. рис. 3) $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ их составы в основном располагаются выше линии Ирвина-Барагара, разделяющей субщелочную и щелочную петрохимические серии [45]. В строении ассоциаций преобладают трахибазальты и трахиандезитбазальты, характеризующиеся повышенными содержаниями TiO_2 (преимущественно > 1.7 мас.%) и P_2O_5 (преимущественно > 0.8 мас.%). Породы среднего и умеренно кислого состава (в диапазоне 58–67 мас.% SiO_2) имеют ограниченное распространение, уступая породам кислого состава. Подобное распределение составов отвечает бимодальному характеру магматизма в западных областях провинции.

По сравнению с ними породы Большехинганского пояса отличаются более дифференцированным спектром составов. На графике (см. рис. 3) $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ отвечающие им фигуративные точки распределяются вдоль линии Ирвина-Барагара, отступая в диапазоне пород среднего состава в субщелочную область. Эти породы в целом отличаются более низкими содержаниями TiO_2 (преимущественно < 1.7 мас.%) и P_2O_5 (преимуще-

ственно < 0.8 мас.%). Начиная со второй половины раннего мела, состав магматических ассоциаций Большехинганского вулканического пояса приобретает петро-геохимические характеристики, свойственные вулканическим породам западных областей (более высокая общая щелочность, а также более высокие содержания P и Nb в ряду пород основного состава. Подобное сближение составов согласуется с данными о связи магматизма этого времени с процессами регионального растяжения и, в частности, появлением в составе магматических ассоциаций кислых магматических пород А-типа [59, 62].

Геохимические параметры основных и среднеосновных пород провинции отражены на спайдерграммах (рис. 4). Породы рифтовых областей близки практически по всему спектру рассеянных элементов. Они характеризуются повышенными содержаниями большинства несовместимых элементов, превосходя в этом отношении состав ОИВ. От последнего они отличаются относительно повышенными содержаниями Ti, Sr, Ta, Nb и повышенными REE, особенно легких, и Ba. Кроме того, в них обычно отмечается слабая отрицательная Eu аномалия. Характерной особенностью спектров пород рифтовых областей является слабо выраженное фракционирование в ряду Th, U, Nb и Ta, под-

черквиваемое, например, незначительной вариацией отношения $(Th/Nb)_n$ от 0.4 до 1.6.

Приведены изотопные характеристики пород рифтовых областей западной части провинции (рис. 5). На графике составы пород Гоби-Алтайской, Восточно-Монгольской, Западно-Забайкальской и Алданской вулканических областей образуют тренды, сходящиеся в области значений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t \sim 0.7046-0.7049$ и $\epsilon Nd \sim +1.2 - +2.5$. Продолжения этих трендов составов в поле IV квадранта изотопной диаграммы (область более высоких значений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ и отрицательных $\epsilon Nd(t)$) различаются, в зависимости от возраста основания вулканических областей. Пологие тренды (см. рис.5), конечные точки которых не опускаются ниже значений $\epsilon Nd \sim -1.5$, характерны для базитов Гоби-Алтайской и Восточно-Монгольской рифтовых областей, — их фундамент определяют раннепалеозойские (каледонские) структуры. Для основных пород Западно-Забайкальской вулканической области, сформированной на неопрогерозойском фундаменте, характерен более крутой тренд, который прослеживается до значений $\epsilon Nd \sim -4$. Основные породы Алданской внутриплитной области и Северо-Китайского кратона характеризуются преимущественно отрицательными значениями величины ϵNd (до -20) при $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t \sim 0.708 - 0.710$. Такие характеристики изотопного состава основных пород разных вулканических областей западной части провинции свидетельствуют о влиянии коровых субстратов на их формирование. Очевидно, что в наибольшей степени мантийному источнику их магматизма на графике (см. рис. 5) соответствует область пересечения трендов изотопных составов базитов разных областей, тогда как их продолжения в поле IV квадранта определяется контаминацией исходных магм коровым материалом.

Средне-основные породы Большехинганского пояса отличаются от пород рифтовых областей, а также от состава OIB более низкими содержаниями большинства несовместимых элементов (см. рис.4). Они несут отчетливые субдукционные метки, приближаясь по ряду индикаторных показателей к составу IAB по [54]. Для них характерны низкие содержания Ti, P, четко выраженный Ta-Nb минимум, пониженные HREE, повышенные Sr и Th. Лишь во второй половине раннего мела в составе магматических ассоциаций появляются базальты с такими же геохимическими характеристиками, как у базальтов вулканических областей западной части провинции [59, 62] (см. рис. 4). Их появление согласуется с геологическими характеристиками, свидетельствующими о преобладании режима растяжения в это время.

Карбонатиты в магматизме провинции

Проявления карбонатитов, являющихся индикаторами магматизма мантийных плюмов, связаны с Алданской, Западно-Забайкальской, Гоби-Алтай-

ской, Центрально-Тувинской магматическими областями западной части магматической провинции (см. рис. 1). Распространение карбонатитов ограничено отдельными участками этих областей, выделяющихся наиболее щелочным составом развитых в их пределах магматических пород. В пределах Алданской вулканической области карбонатиты отмечаются в ряде участков провинции [13], однако наиболее крупное их проявление связано с глубоко дифференцированным Маломурунским массивом, возраст которого определяется в диапазоне 133–123 млн лет [61]. Основной объем пород этого массива составляет расслоенный комплекс псевдолейцитовых, биотит-пироксен-калишпатовых сиенитов. Карбонатиты являются наиболее поздними и проявлены в виде даек, жил, небольших трещинных интрузий [4]. В Западно-Забайкальской области карбонатиты отмечаются в пределах Нижне-Селенгинского ареала, выделяющегося повышенной щелочностью пород. Карбонатиты проявились как в вулканической, так и в субвулканической формах и ассоциируют со щелочными и субщелочными породами — шонкинитами, тешенитами, щелочными габбро, нефелиновыми сиенитами, тефритами и фонолитами [22, 38, 39]. Возраст щелочно-габброидной-карбонатитовой ассоциации определяется интервалом 126–117 млн лет [25].

В Гоби-Алтайской области карбонатиты участвуют в строении комплексов вулканических и субвулканических щелочных пород, возникших на начальном этапе формирования области 135–145 млн лет [27, 51]. Ареал их распространения ограничен восточным окончанием рифтовой области. Состав карбонатит-содержащих комплексов определяют фонолиты, трахиты и трахириодациты, а также фельдшпатоидные, щелочные и субщелочные сиениты при подчиненном участии шонкинитов, тералитов, мелалейцититов-меланефелинитов,

Центрально-Тувинский ареал возник около 120 млн лет [3, 19]. Он отличается от других проявлений карбонатитового магматизма тем, что в его пределах пока не выявлены разновозрастные с карбонатитам силикатные породы. В отличие от него в пределах Восточно-Монгольского вулканического пояса на рубеже 120 млн лет были сформированы щелочно-салические высококальциевые комплексы [41], но карбонатиты не были установлены.

Несмотря на отсутствие явных структурных связей между отдельными ареалами позднемезозойского карбонатитового магматизма, эти ареалы обладают рядом общих особенностей, прежде всего, сходством возраста проявлений магматизма. Независимо от позиции в системе структур Центральной Азии они формировались в сравнительно коротком интервале времени ~145–118 млн лет. Другой общей особенностью ареалов является их связь с проявлениями щелочно-салических пород калиевой специализации [4, 22]. Исключение составляют карбонатиты Тувы, в ассоциации с которыми силикатные породы не отмечаются.

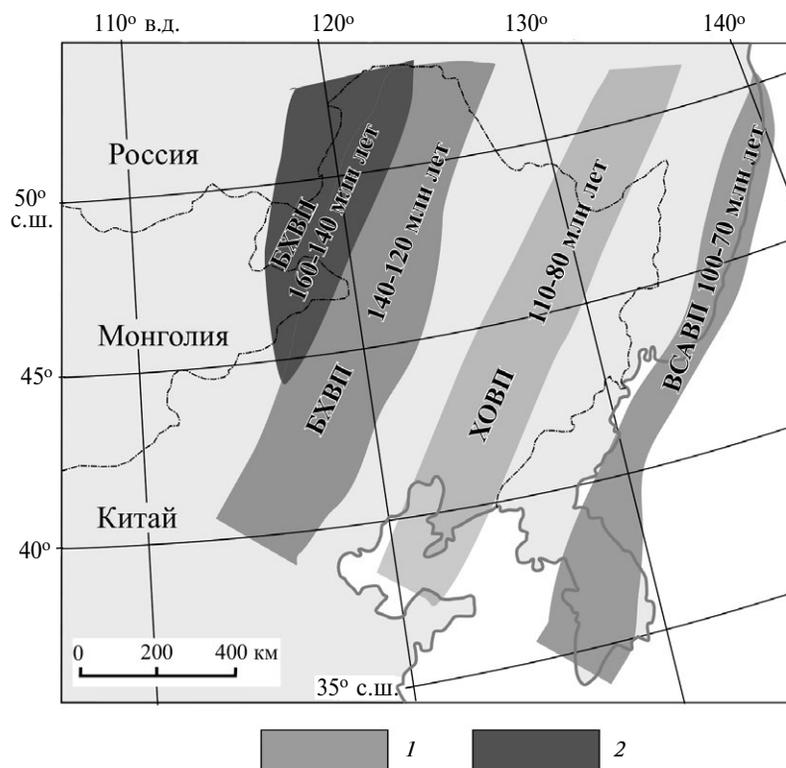


Рис. 6. Схема миграции центров вулканизма в восточной части позднемезозойской магматической провинции Востока Азии (по данным [59], с дополнениями).

Вулканические пояса: БХВП – Большехинганский, ХОВП – Хингано-Охотский, ВСАВП – Восточно-Сихотэ-Алинский.

1 – вулканические пояса, 2 – область проявления магматизма в пределах Большехинганского пояса в интервале 160–140 млн лет

Позднемезозойские карбонатиты разных районов обладают близкими характеристиками минерального состава [4, 19, 21, 25]. В составе карбонатитовых комплексов, наряду с кальцитовыми, (Fe) доломит-кальцитовыми и доломитовым карбонатитами присутствуют Ba–Sr–Ca карбонатиты, а также флюорит, сульфаты Ba и Sr, фтор-карбонаты LREE, апатит и магнетит. Минеральное своеобразие пород в значительной степени определяется их геохимическими характеристиками. Эти карбонатиты, как и ассоциирующие с ними силикатные породы, специализированы в отношении Sr, Ba, Pb, REE, (в первую очередь LREE), S, F и отличаются низкими содержаниями Nb и Ta. Этим они отличаются от карбонатитов щелочно-ультраосновных комплексов, характеризующихся натровой специализацией, обогащением Nb и Ta, пониженными содержаниями K, Pb и менее фракционированным распределением REE.

Характеристики изотопного состава Sr и Nd в карбонатитах позднемезозойской магматической провинции приведены по данным [4, 21, 22, 66] (см. рис. 5). Нами отмечено сходство их составов с ассоциирующими с ними силикатными породами – базальтами, меланефеленитами, фанолитами и т.д., с которыми они образуют общие тренды на изотоп-

ной диаграмме (см. рис. 5), при этом устанавливается зависимость изотопного состава карбонатитов от возраста вмещающих их структур коры, что выше отмечалось для основных вулканических пород рифтовых областей. Породы карбонатит-содержащих комплексов, распространенных в пределах раннедокембрийского Алданского щита, характеризуются самыми низкими значениями $\epsilon Nd(T)$ и, напротив, комплексы, сформированные в пределах блоков с неопротерозойской (Западно-Забайкальская область) или раннепалеозойской (Гоби-Алтайский и Тувинский) корой, характеризуются более высокими значениями $\epsilon Nd(t)$ и более низкими значениями $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ (см. рис. 5). Различия в изотопном составе карбонатитов, зависящие от возраста вмещающих их блоков коры, однозначно свидетельствует об участии литосферного материала в образовании карбонатит-содержащих комплексов.

Данные геохронологических исследований, геологические соотношения, геохимические и минералогические особенности карбонатитов позволяют отнести их к особой вещественной группе в составе западной части позднемезозойской магматической провинции, связанной общим временем возникновения, сходными тектоническими условиями формирования и общим механизмом образования

с другими проявлениями ее магматизма. Карбонатиты неизвестны в восточной части провинции, в пределах которой отсутствуют комплексы высококальциевых щелочно-салических пород, ассоциирующих с карбонатитами. Такие различия в магматизме позволяют предполагать различия в характере развития магмогенерирующих процессов, определявших развитие восточной и западной частей провинции. Учитывая, что карбонатиты являются продуктом мантийного магматизма, связанного, главным образом, с внутриплитной активностью, это является достаточно значимым аргументом при определении геодинамической природы вулканических областей западного сектора провинции.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Зональность провинции и природа ее формирования

Данные о различиях в характере и развитии магматизма западного и восточного сегментов провинции свидетельствуют о разных механизмах их формирования. Области восточного ее сегмента несут характеристики, типичные для конвергентных обстановок. Для этих областей отмечается [59, 64] миграция магматизма в восточном направлении на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя (рис. 6) Наиболее древние (165–140 млн лет) породы зафиксированы в северо-западной части Большехинганского пояса, где представлены вулканическими комплексами шадоронской серии и сопряженными с ними массивами гранитоидов шахтаминского комплекса [2]. Область их распространения контролировалась границам Аргунского блока со структурами Агинской плиты и Монголо-Охотского шва, а также границей блока Суньяля с Дагдачинским микроконтинентом. Подобная структурная позиция этих образований позволяет предполагать их связь с коллизионными процессами, приведшими к закрытию Монголо-Охотского океана и аккреции Аргунского блока к Сибирскому континенту [59].

Магматическая активность в пределах Большехинганского пояса продолжалась на протяжении всего раннего мела [64], но позднее центры активности переместились на территорию Бассейна Суньяля и в хр. Малый Хинган (см. рис. 6), сформировав Хингано-Охотский вулканический пояс. В российской части последнего в интервале 110–90 млн лет формировалась сложная вулканоплутоническая ассоциация, объединившая производные риолитовых и андезитовых магм [8, 30, 31]. Вещественные параметры пород предполагают их образование в обстановке, близкой к Андийской континентальной окраине. В позднем мелу (100–70 млн лет) в обстановке активной континентальной окраины произошло формирование Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса, сложенного породами пестрого состава — базальта-

ми, андезитами, дацитами, риолитами [8]. Таким образом, в пределах восточной части провинции сформировалась последовательность вулканических поясов, возраст которых закономерно омолаживался к востоку, согласно с миграцией зон субдукции в сторону Тихого океана и приращения края континента аккреционными комплексами [8].

В отличие от восточных территорий вулканические области западной части провинции формировались при ведущей роли внутриплитных источников тектонической и магматической активности. Здесь центры магматизма контролировались рифтовыми зонами, а магматические продукты отражали состав мантийных источников, формирование которых происходило без участия субдукционных процессов. В отличие от последних, не распространявшихся на внутренние участки континента, рифтовый режим, по-видимому, постепенно распространялся на восточную часть провинции по мере отступления зон конвергенции к востоку. В пределах Большехинганской вулканической области со второй половины раннего мела, то есть с момента миграции центров вулканизма в сторону Хингано-Охотского пояса, стали проявляться рифтогенные процессы с участием базитовых магм, аналогичных базитам западной части провинции [59, 62].

Черты сходства, демонстрируемые магматизмом рифтовых областей (синхронизация важнейших этапов тектоно-магматических процессов, связь с грабенообразованием, щелочной и субщелочной характер магматизма, сходство состава магматических ассоциаций, включая близость геохимических и изотопных параметров слагающих их пород) свидетельствуют о несомненном родстве состава источников эндогенной активности в их пределах. Учитывая пространственную разобщенность областей на расстояния более 1000 км, их формирование в условиях блоков с разной геологической историей при несомненной мантийной природе магматизма, все это позволяет предполагать участие в их формировании горячих точек мантии (мантийных плюмов), синхронизация деятельности которых определялась общим для них горячим полем мантии.

Представления о существовании мантийных плюмов и питающего их горячего поля мантии в основании Центрально-Азиатской части провинции были сформулированы на примере позднекайнозойского этапа ее развития [40] и подтверждены данными геофизических исследований [9, 18], которые зафиксировали в основании провинции область разуплотненной мантии и поднимающиеся от нее выступы астеносферы (мантийные плюмы) в основании каждой вулканической области региона.

Геодинамическая модель формирования провинции

Позднемеозойская магматическая провинция Востока Азии сформировалась при участии одновременно действовавших конвергентных и плюмо-

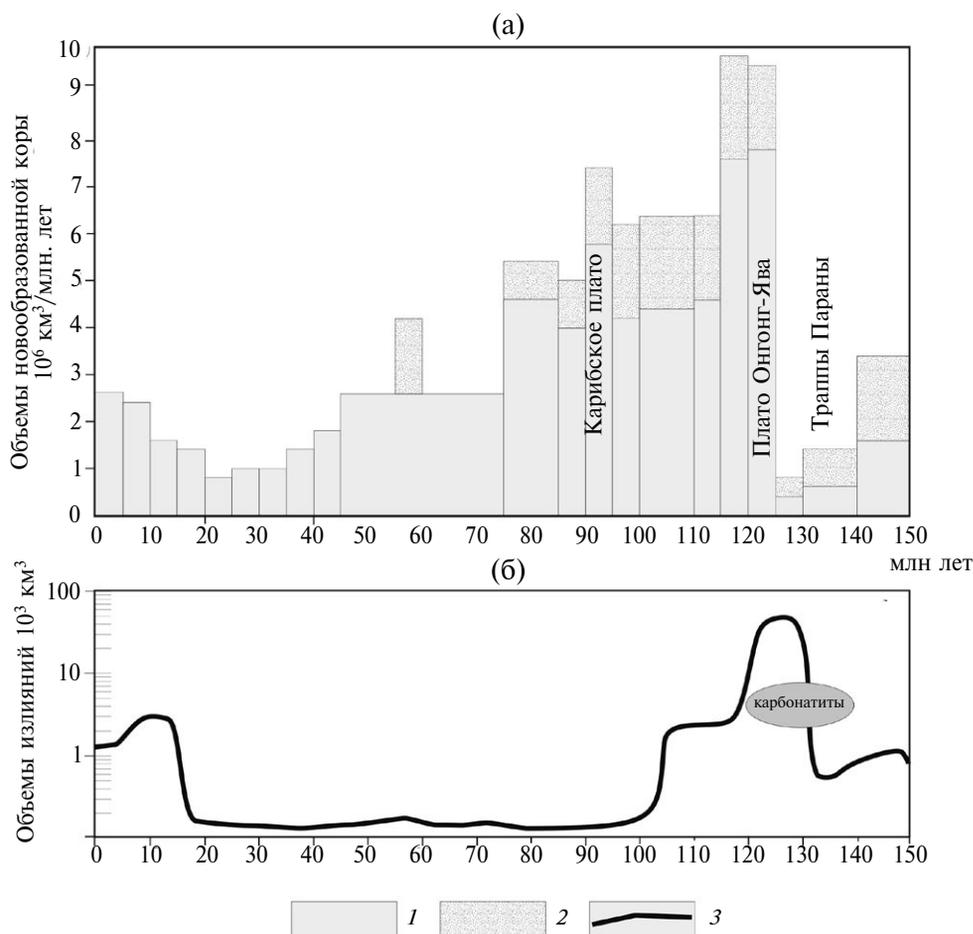


Рис. 7. Корреляция этапов активности: (а) – глобальной системы мантийных плюмов в интервале 0–150 млн лет, по [48]; (б) – внутриплитного магматизма в пределах позднемезозойской–кайнозойской вулканической провинции Востока Азии.

На графике (б) отмечено положение карбонатитов в общей истории позднемезозойского магматизма Востока Азии.

1 – океанические плато, подводные горы, траппы; 2 – субдуцированная часть Тихоокеанских плато; 3 – график продуктивности внутриплитного магматизма при формировании позднемезозойской магматической провинции Востока Азии

вых процессов. К началу формирования провинции произошло закрытие Монголо-Охотского бассейна, повлекшее за собой перестройку межплитного взаимодействия в системе океан–континент в обрамлении Азиатского континента. С этого времени восточная окраина континента стала развиваться в режиме непрерывающейся конвергенции с Тихоокеанской плитой.

Причина произошедшей в это же время активизации внутриплитных процессов может быть рассмотрена на основе корреляция внутриплитного магматизма Центральной Азии с глобальными внутриплитными процессами. Продуктивность мантийных плюмов в интервале последних 150 млн лет согласно данным [48] показана на рис. 7. Максимальная вспышка отвечает интервалу 125–115 млн лет, когда произошло образования плато Онтонг–Ява [44, 49, 55]. Внутриплитная активность охватила многие сегменты Земли и не прекращалась

на протяжении большей части мелового периода. Ее начало, по-видимому, следует отнести к более ранним событиям – рубежу 138 млн лет, связанному с расколом западной Гондваны и формированием траппов Параны–Этендека [52], или еще более ранним ~150 млн лет, когда возникли комплексы океанических островов, вошедшие в структуру аккреционных офиолитовых комплексов по обе стороны Тихого океана [58].

Воспроизведена также кривая изменения относительных объемов магматических продуктов, сформированных на разных этапах развития позднемезозойской–кайнозойской вулканической провинции Центральной Азии (см. рис. 7). В первом приближении она согласуется с графиком глобальных изменений продуктивности плюмового магматизма (см. рис. 7). Наибольшие объемы излияний, также как и основная фаза грабенообразования в пределах провинции проявились в интервале

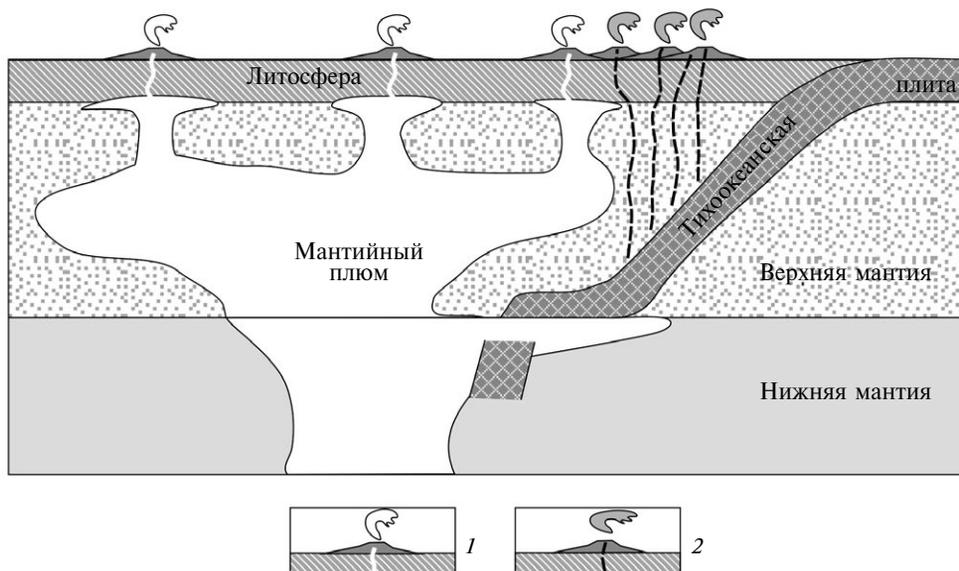


Рис. 8. Геодинамическая модель (в разрезе) взаимодействия процессов субдукции Тихоокеанской плиты и мантийного диапиризма (плюма), определивших разный состав источников магматизма в восточной и западной субпровинциях позднемезозойской магматической провинции Востока Азии.

1–2 – типы магматизма: 1 – плюмовый, 2 – субдукционный

135–120 млн лет. Этот интервал согласуется со временем образования траппов Параны–Этендека и плато Онтонг–Ява, расположенных в противоположных сегментах Земли. Это дает нам основание связать появление плюмов в основании восточной окраины Азиатского континента с глобальными процессами их формирования. В Тихоокеанском секторе, приближенном к юго-восточной окраине Азиатского континента, в это время активизируется Тихоокеанский суперплюм [58], соседство с которым позволяет отнести мантийные плюмы Центральной Азии к одному из его ответвлений.

Наиболее ранние проявления плюмовой активности в Центральной Азии начинаются с рубежа 150 млн лет назад за 15–25 млн лет до основной рифтовой фазы. Подобный разрыв во времени между первыми сигналами плюмовой активности и фазой терминальных извержений отмечается также в ряде других областях внутриплитного магматизма, например, в Сибирской и Таримской трапповых провинциях [10, 68, 69] и, по-видимому, связан с динамикой формирования мантийных плюмов, в частности, в их импульсном развитии [57].

Изотопные характеристики пород рифтовых областей позволяют говорить о достаточно масштабном плюм-литосферном взаимодействии при формировании магм, участвовавших в образовании рифтовых областей. Возможно, что этому способствовала флюидонасыщенность плюмовых источников магматизма, на которую указывают, прежде всего, карбонатиты, возникшие в разных участках западной части вулканической провинции, а также многочисленные раннемеловые месторож-

дения флюорита, сопряженные с рифтовыми областями [14]. Их участие в строении магматических областей свидетельствует об обогащенности источников магматизма, по крайней мере, CO_2 и F. По-видимому, подъем плюмов к поверхности сопровождался участием флюидных потоков, которые воздействовали на литосферную мантию, обогащая ее этими летучими компонентами, а также рядом редких и редкоземельных элементов. Обогащение источников магматизма редкими землями отразилось в составе основных пород рифтовых областей, превосходящих по содержанию REE базальты OIB-типа, а также в редкоземельной специализации карбонатитов. Плавление такой мантии происходило под воздействием больших объемов мантийных магм на пике активности плюмов, что определило образование карбонатитов либо непосредственно перед началом, либо в процессе главной фазы рифтообразования.

Таким образом, формирование позднемезозойской магматической провинции Востока Азии можно связать с позднемезозойскими глобальными геологическими процессами, сопровождавшимися перестройкой глобальной спрединговой системы и образованием многочисленных областей внутриплитного магматизма. В Восточно-Азиатском сегменте Земли в результате этих процессов сложилась сложная геодинамическая обстановка, которая характеризовалась совмещением зоны конвергенции литосферных плит с областью развития мантийных плюмов (рис. 8). Магматизм в пределах области проявления этой обстановки контролировался, с одной стороны, процессами субдукции на фронте конвергенции в зоне развития островных дуг

и активных континентальных окраин и, с другой, мантийным диапиризмом в ее внутриконтинентальной части. Следствием сочетания этих двух ведущих механизмов магмообразования стала латеральная смена характера одновременно действовавших тектономагматических процессов на Востоке Азии. На фронте конвергенции, где происходила аккреция террейнов со стороны Тихого океана и формировались магматические пояса, преобладали субдукционные механизмы магмообразования. В западной части магматической провинции вне зоны воздействия конвергентных процессов формировались внутриплитные вулканические области, связанные с активностью небольших мантийных плюмов. В промежуточной зоне проявляются оба механизма, что привело к появлению пород со смешанными петрографическими и геохимическими характеристиками. По мере отступления конвергентной границы к востоку влияние внутриплитных процессов расширилось в том же направлении. Поэтому в вулканических поясах Большого и Малого Хингана на поздних стадиях их развития стали появляться магматические ассоциации с внутриплитными характеристиками.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах Восточной Азии в позднем мезозое возникла крупная магматическая провинция, которая с востока ограничивалась краем Азиатского континента, в западном направлении она проникала более чем на 2000 км вглубь континента. Вулканические области провинции различаются особенностями строения и геологического развития в зависимости от их удаления от края континента. Вблизи него (восточная часть провинции) развиты вулканические пояса, конформные по отношению к этой границе. Возраст вулканических поясов этой части провинции последовательно омолаживается к востоку, что связывается с отступлением зоны субдукции в сторону океана на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя. Магматизм этих поясов характеризовался составами, типичными для обстановок конвергентных границ.

Вулканические области западной части провинции представлены пространственно и структурно разобщенными рифтовыми областями, которые, тем не менее, характеризовались более или менее согласованным развитием. Наиболее важным и синхронизированным событием в их формировании стало образование в интервале 135–120 млн лет их структурного каркаса, сопровождавшееся наиболее крупнообъемными вулканическими излияниями. Следующая согласованная вспышка магматизма произошла в интервале 115–100 млн лет. В составе магматических ассоциаций рифтовых областей преобладают породы преимущественно основного состава повышенной щелочности и щелочные, важной характеристикой данных областей стали крабонатиты, ассоциированные преимуще-

ственно со щелочно-салическими породами — трахитами и сиенитами. Формирование вулканических областей в западной части провинции связано с группой небольших мантийных плюмов, контролируемых общим для них горячим полем мантии.

Сопоставление магматизма провинции с глобальными геологическими событиями показало, что ее формирование совпало с активизацией внутриплитных процессов и перестройкой спрединговой системы Земли. Предложенная нами модель формирования магматической провинции в сложной геодинамической обстановке, определяемой конвергентной границей Азиатской и Тихоокеанской плит и горячим полем мантии, подстилающим зону конвергенции, показала различия в геологическом развитии вулканических областей провинции, что, очевидно, связано с преобладанием плюмового или субдукционного механизмов геодинамики в различных участках провинции. Вследствие сочетания субдукционного и плюмового основных механизмов магмообразования, возникла латеральная смена характера одновременно действовавших тектоно-магматических процессов на Востоке Азии. В восточной части провинции, где формировались краевые магматические пояса, преобладали субдукционные механизмы магмообразования. В западной части магматической провинции вне зоны воздействия конвергентных процессов возникли внутриплитные вулканические области, связанные с активностью небольших мантийных плюмов.

Благодарности. Авторы признательны рецензентам д.г.-м.н. А.А.Сорокину и д.г.-м.н. А.А. Щипанскому за конструктивные замечания и предложения.

Финансирование. Работа выполнена в ИГЕМ РАН при финансовой поддержке грантов РФФИ 17-05-00167 и 18-55-91004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агеева Л.И., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Новые данные об абсолютных возрастах кайнозойских базальтов Монголии // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 1. С. 166–188.
2. Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Ларионов А.Н., Николаева И.В., Серов П.А. Шахтаминская Мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 6. С. 764–786.
3. Болонин А.В., Никифоров А.В. Химический состав минералов карбонатитов Карасугского месторождения в Туве // Геология рудн. месторождений. 2004. Т. 46. № 5. С. 427–443.
4. Владыкин Н.В. Петрология калиево-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1443–1455.
5. Воронцов А.А., Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Никифоров А.В. Позднемезозойский магматизм Джидин-

- ского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники // Петрология. 2002. Т. 10. № 5. С. 510–531.
6. *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В.* Эволюция вулканизма Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области в позднем мезозое и кайнозое // Вулканология и сейсмология. 2007. № 4. С. 3–28.
7. Геодинамика, Магматизм и металлогения Востока России / А.И. Ханчук (ред.). Владивосток: Дальнаука, 2006. 980 с.
8. *Гордиенко И.В., Климук В.С., Иванов В.Г., Посохов В.Ф.* Новые данные о составе и возрасте бимодальной вулканической серии Тугнуйской рифтогенной впадины (Забайкалье) // ДАН. 1997. Т. 352. № 6. С. 799–803.
9. *Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П., Горошко А.А.* Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 330 с.
10. *Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.* Термохимическая модель мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза месторождений благородных, цветных и редких металлов // Геология и геофизика. 2010. № 9. С. 1159–1187.
11. *Коваленко Д.В., Петров В.А., Полуэктов В.В., Агеева О.А.* Геодинамическая позиция мезозойских мантийных пород Стрельцовской кальдеры (Восточное Забайкалье), мантийные домены Центральной Азии и Китая // Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2015. Т. 28. № 4. С. 24–39.
12. *Кононова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А. и др.* Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис // Геотектоника. 1995. № 3. С. 35–45.
13. *Кочетков А.Я.* Рудоносность щелочных массивов Алданского щита. Рябиновское медно-золото-порфиоровое месторождение // Тихоокеанская геология. 2006. № 1. С. 62–73.
14. *Лхамсурен Ж.* Флюоритовое оруденение Монголии (рудные формации, генезис и закономерности размещения). Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1988. 45 с.
15. *Максимов Е.П.* Мезозойские кольцевые магматические комплексы Алданского щита. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 3. С. 33–45.
16. *Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М.* Центрально-Альданская золото-урановая магматическая система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 2. С. 3–26.
17. *Мальковец В.Г.* Состав и строение мезозойской верхней мантии под северо-минусинской впадиной (по данным изучения мантийных ксенолитов из щелочно-базальтоидных трубок взрыва). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2001. 27 с.
18. *Мордвинова В.В., Треусов А.В., Турутанов Е.Х.* О природе мантийного плюма под Хангаем (Монголия) по сейсмо-гравиметрическим данным // ДАН. 2015. № 3. С. 334 – 338.
19. *Никифоров А.В., Болонин А.В., Покровский Б.Г., Сугоракова А.М., Чугаев А.В., Лыхин Д.А.* Геохимия изотопов (О, С, S, Sr) и Rb–Sr-возраст карбонатитов Центральной Тувы // Геология рудн. месторождений. 2006. Т. 48. № 4. С. 296–319.
20. *Никифоров А.В., Болонин А.В., Сугоракова А.М., Попов В.А., Лыхин Д.А.* Карбонатиты Центральной Тувы: геологическое строение, минеральный и химический состав // Геология рудн. месторождений. 2005. Т. 47. № 4. С. 360–382.
21. *Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Андреева И.А., Журавлев Д.З.* Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: изотопно-геохимические характеристики и источники // Петрология. 2002. Т. 10. № 2. С. 168–188.
22. *Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Покровский Б.Г., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Андреева И.А., Журавлев Д.З., Рипп Г.С., Владыкин Н.В., Коршунов В.В.* Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: минеральный, химический и изотопный (О, С, S, Sr) состав и соотношения со щелочным магматизмом // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 309–336.
23. *Первов В.А., Кононова В.А.* Породообразующие минералы магнезиальных андезитов Шадоронской депрессии (Юго-Восточное Забайкалье) в связи с вопросами генезиса пород. В сб.: Особенности породообразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986. С. 126–138.
24. *Полин В.Ф., Глебовицкий В.А., Мицук В.В. и др.* Двухэтапность становления щелочной вулканоплутонической формации в Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита: новые данные изотопной периодизации // ДАН. 2014. Т. 459. № 1. С. 67–72.
25. *Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф.* Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология. 2009. Т. 17. № 1. С. 79–96.
26. *Руженцев С.В., Некрасов Г.Е.* Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39–58.
27. *Самойлов В.С., Коваленко В.И.* Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии / М.: Наука, 1983. 200 с. (Тр. Совмест. Советско-Монгольск. геол. экспедиции. Вып. 35)
28. *Сасим С.А.* Шошонит-латитовая и трахибазальтовая серии Восточного Забайкалья: изотопно-геохимические особенности и генезис магматических пород Александрово-Заводской впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2014, 19 с.
29. *Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер Кордильерского типа. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. 180 с.
30. *Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К.* Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 6. С. 36–52.
31. *Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В., Мельникова О.В.* Позднемезозойский вулканизм восточной части Аргунского супертеррейна (Дальний Восток): 40Ar/39Ar геохронологические и геохимические данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 90–104.
32. *Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Саватенков В.М., Пономарчук В.А.* Источники позднемезозой-

- ских магматических ассоциаций северо-восточной части Амурского микроконтинента // Петрология. 2014. Т. 22. № 1. С. 72–84.
33. *Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Ларин А.М., Травин А.В.* Позднемезозойские трахиандезиты Бомнакской вулканической структуры (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические и геохимические данные // ДАН. 2013. Т. 451. № 5. С. 560–564.
34. *Ступак Ф.М., Кудряшова Е.А., Лебедев В.А.* О юрском вулканизме и вулканах Шадоронской впадины Юго-Восточного Забайкалья // Вулканология и сейсмология. 2016. № 2. С. 18–31.
35. *Ступак Ф.М., Кудряшова Е.А., Лебедев В.А., Гольцман Ю.В.* Строение, состав и условия формирования раннемелового Монголо-Восточно-Забайкальского вулканического пояса на примере Дурулгуй-Торейского района (южное Забайкалье, Россия) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 1. С. 35–47.
36. *Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И.* Позднемезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. М.: Наука, 1978. 157 с.
37. *Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И.* Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое – кайнозое (на основе геохимических и изотопных данных) // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115–138.
38. *Ярмолук В.В., Иванов В.Г.* Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. 2000. № 2. С. 43–64.
39. *Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Владыкин Н.В., Никифоров А.В., Рипп Г.С.* Позднемезозойские вулканические карбонатиты Забайкалья // Докл. РАН. 1997. Т. 355. № 5. С. 659–663.
40. *Ярмолук В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М.* Позднемеловой – раннекайнозойский вулканизм Южной Монголии – след Южно-Хангайской горячей точки мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 1. С. 3–31.
41. *Chen Z.G., Zhang L.C., Zhou X.H., Wan B., Ying J.F., Wang F.* Geochronology and geochemical characteristics of volcanic rocks section in Manzhouli Xinyouqi, Inner-Mongolia // Acta Petrologica Sinica. 2006. No 12. P. 2971–2986.
42. *Dash B., Yin A., Jiang N., Tseveendorj B., Han B.* Petrology, structural setting, timing, and geochemistry of Cretaceous volcanic rocks in eastern Mongolia: Constraints on their tectonic origin // Gondwana Research. 2015. Vol. 27. P. 281–299.
43. *Davis G.A., Yadong Z., Cong W., Darby B.J., Changhou Z., Gehrels G.* Mesozoic tectonic evolution of the Yanshan fold and thrust belt, northern China // Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central Asia: From Continental Assembly to Intracontinental Deformation / M. Hendrix, G. Davis (eds.). Colorado, Boulder: Geol. Soc. of America Memoir, 2001. Vol. 194. P. 171–197.
44. *Hoernle, K., Hauff, F., Werner, R., van den Bogaard, P., Mortimer, N., Geldmacher, J., Garbe-Schoenberg, D., Davy, B.* Age and geochemistry of volcanic rocks from the Hikurangi and Manihiki oceanic plateaus // Geochim. Cosmochim. Acta. 2010. Vol. 74. P. 71–96.
45. *Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8. No 5. P. 523–548.
46. *Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.* One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on Geochemistry. 2003. Vol. 3. P. 593–659.
47. *Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.* Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Sci. Reviews. 2010. Vol. 102. No. 1–2. P. 29–59.
48. *Larson R.L., Olson P.* Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 107. P. 437–447.
49. *Mahoney J.J., Storey M., Duncan R.A., Spencer K.J. and Pringle M.* Geochemistry and age of the Ontong Java Plateau // The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics and Volcanism / M. S. Pringle, W.W. Sager, W.V. Sliter and S. Stein (eds.). Washington: AGU, 1993. Geophys. Monograph. Vol. 77. P. 233–261.
50. *Meng E., Xu W.L., Yang D.B., Qiu K.F., Li C.H., Zhu H.T.* Zircon U–Pb chronology, geochemistry of Mesozoic volcanic rocks from the Lingquan basin in Manzhouli area, and its tectonic implications // Acta Petrologica Sinica. 2011. Vol. 27. P. 1209–1226.
51. *Munkhtsengel B., Gerel O., Jindrich K., et al.* Some Notes on the Lugiin Gol, Mushgai Khudag and Bayan Khoshuu Alkaline Complexes, Southern Mongolia // Int. J. of Geosci. 2013. No 4. P. 1200–1214.
52. *Peate D.W.* The Parana-Etendeka Province // Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism. Geophysical Monograph / J.J. Mahoney, M.F. Coffin (eds.). Geol. Soc. of America: Boulder, 1997. Vol. 100. P. 217–245.
53. *Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Krivolutsкая N.A., Petrunin A.G., Arndt N.T., Radko V.A., Vasiliev Yu.R.* Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // Nature. 2011. Vol. 477 (7364). P. 312–316.
54. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: magmatism in ocean basalts // A.D. Saunders, M.J. Norry (eds.). Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–346.
55. *Tejada M.L.G., Mahoney J.J., Neal C.R., Duncan R.A. and Petterson M.G.* Basement geochemistry and geochronology of Central Malaita, Solomon Islands, with implications for the origin and evolution of the Ontong Java Plateau // J. Petrol. 2002. Vol. 43. P. 449–484.
56. *Tectonic map of Northern, Central and Eastern Asia* // Ed by O.V. Petrov, Yu. G. Leonov (Russia), T. Li (China), O. Tomurtogoo (Mongolia). Saint-Petersburg: VSEGEI, 2014. 15p.
57. *Trubitsyn V. P., Evseev M. N.* Pulsation of mantle plumes // Russ. J of Earth Sci. 2016. Vol. 16. ES3005. P. 1–14. doi:10.2205/2016ES000569
58. *Utsunomiya A., Ota T., Windley B.F., Suzuki N., Uchio Y., Munekata K., Maruyama S.* History of the Pacific superplume: implications for Pacific paleogeography since the Late Proterozoic // Superplumes: beyond plate tectonics /

D.A. Yuen, S. Maruyama, S. Karato, B.F. Windley (eds.). N.Y.: Springer, 2007. P. 363–408.

59. Wang F., Zhou X.-H., Zhang L.-Ch., Ying J.-F., Zhang Yu-T., Wu F.-Yu., Zhu R.-X. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): timing and implications for the dynamic setting of NE Asia // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol.251. P. 179–198.

60. Wang T., Zheng Y., Zhang J., Zeng L., Donskaya T., Guo L., Li J. Pattern and kinematic polarity of late Mesozoic extension in continental NE Asia: perspectives from metamorphic core complexes // *Tectonics*. 2011. Vol. 30. P. 1–27.

61. Wang Y., He, H., Ivanov A.V., Zhu R., Lo C. Age and origin of charoitite, Malyy Murun Massif, Siberia, Russia // *Int. Geol. Review*. 2014. Vol. 56. P. 1007–1019.

62. Wu F.Y., Sun D.Y., Li H.M., Jahn B.M., Wilde S. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis // *Chemical Geology*. 2002. Vol. 187. P. 143–173.

63. Xu M.J., Xu W.L., Meng E., Wang F. Zircon U–Pb chronology and geochemistry of Mesozoic volcanic rocks from the Shanghulin–Xiangyang basins in Erguna area, and its tectonic implications // *Geol. Bull. of China*. 2011. Vol.30. P. 1321–1338.

64. Xu W.-L., Pei F.-P., Wang F., Meng E., Ji W.-Q., Yang D.-B., Wang W. Spatial–temporal relationships of Mesozoic volcanic rocks in NE China: Constraints on tectonic overprinting and transformations between multiple tectonic regimes // *J. of Asian Earth Sci.* 2013. Vol. 74. P. 167–193.

65. Yang Z., Woolley A. Carbonatites in China: A review // *J. of Asian Earth Sci.* 2006. Vol. 27. No 5. P. 559–575.

66. Yarmolyuk V.V., Nikiforov A.V., Kovalenko V.I., Ivanov V.G., Zhuravlev D.Z. Sources of the Late Mesozoic Carbonatites of Western Transbaikalia: Trace-Element and Sr–Nd Isotopic Data // *Geochemistry International*. 2001. Vol. 39. Supp. 1.1. P. S60–78.

67. Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M., Lebedev V.A., Savatenkov V.M. Late Mesozoic–Cenozoic intraplate magmatism in Central Asia and its relation with mantle diapirism: Evidence from the South Khangai volcanic region, Mongolia // *J. of Asian Earth Sci.* 2015. Vol. 111. P. 604–623.

68. Yu X., Iang Sh-F., Chen H-L et al., Permian flood basalts from the Tarim Basin, Northwest China: SHRIMP zircon U–Pb dating and geochemical characteristics // *Gondwana Research*. 2011. Vol. 20. P. 485–497.

69. Zhang D., Zhang Zh., Santosh M., Cheng Zh., Huang H., Kang J. Perovskite and baddeleyite from kimberlitic intrusions in the Tarim large igneous province signal the onset of an end-Carboniferous mantle plume // *EPSL*. 2013. Vol.361. P. 238–248.

70. Zhang J.-H., Ge W.-Ch., Wu F.-Yu., Wilde S.A., Yang J.-H., Liu X.-M. Large-scale Early Cretaceous volcanic events in the northern Great Xing'an Range, Northeastern China // *Lithos*. 2008. Vol. 102. P. 138–157.

71. Zhang L.-Ch., Zhou X.-H., Ying J.-F., Wang F., Guo F., Wan B., Chen Z.-G. Geochemistry and Sr–Nd–Pb–Hf isotopes of Early Cretaceous basalts from the Great Xinggan Range, NE China: Implications for their origin and mantle source characteristics // *Chemical Geology*. 2008. Vol. 256. P. 12–23.

Рецензенты: А.А. Сорокин, А.А. Щипанский

Late Mesozoic East Asian Magmatic Province: Structure, Magmatic Signature, Formation Conditions

V.V. Yarmolyuk*, A.V. Nikiforov, A.M. Kozlovsky, E.A. Kudryashova

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, 119017 Moscow, Russia*

**e-mail: yarm@igem.ru*

Received September 9, 2018; Revised February 19, 2019; Accepted March 26, 2019

Abstract – The Late Mesozoic igneous province of East Asia in connection with global geological events is considered. The main structure-forming events and the largest magmatic productivity of the province coincided with the peak of widely manifested plume activity in the Early Cretaceous. A geodynamic model of the magmatic province formation is proposed, relating development of the province with the complex geodynamic setting for the interaction of the convergent boundary with the hot mantle field. The Pacific marginal magmatic belt was formed in front zone of convergence where accretion of terranes occurred with prevalence of supersubduction magma-forming mechanisms. In the western part of the province outside of convergence zone an intraplate volcanic areas were formed due to activity of small mantle plumes.

Keywords: Late Mesozoic, magmatism, Eastern Asia, convergent margin, mantle plumes, magmatic sources, geodynamics